

Н. А. Божко

ПОЗДНИЙ  
ДОКЕМБРИЙ  
ГОРДВАНЫ



Н. А. Божко

ПОЗДНИЙ  
ДОКЕМБРИЙ  
ГОРДВАНЫ



МОСКВА „НЕДРА” 1984



5446

**Божко Н. А.** Поздний докембрий Гондваны. М., Недра, 1984. 231 с., ил.

Рассмотрены вопросы тектоники позднего докембрия южных материков в свете проблемы существования суперконтинента Гондвана. Составлены схемы корреляции отложений верхнего докембрия гондванских континентов в соответствии с рифейско-вендской стратиграфической шкалой. На основе палеотектонических карт и палеорекострукции изложена тектоническая эволюция Гондваны в позднем докембрии, установлена специфика позднедокембрийского этапа. В результате тектонического анализа получены новые доказательства, подтверждающие существование Гондваны, и выделены типы подвижных зон позднего докембрия.

Для геологов, изучающих тектонику и металлогению докембрийских структур.

Табл. 9, ил. 30, список лит. — 48 назв.

Рецензент: *К. О. Кратц*, чл.-кор. АН СССР (Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение геологии «гондванской» группы материков для исследователя докембрия представляет не только большой интерес, но и необходимость. Принципиальные вопросы эволюции Земли в докембрии не могут быть решены без анализа материала по Южной Америке, Африке, Австралии, Индостану, Антарктиде, где на огромных пространствах обнажены непрерывные и полные докембрийские разрезы, участвующие в строении разнотипных структур.

Последние три десятилетия, начиная с работ А. Холмса, отмечены интенсивным изучением древних толщ южных континентов. Этому в значительной мере способствовал прогресс в геохронологических изотопных исследованиях. В настоящее время литература по докембрию «гондванских» материков включает тысячи различных публикаций. Имеется большое число фундаментальных работ зарубежных ученых, отражающих позднедокембрийскую геологию отдельных континентов.

Достигнутый прогресс отражен на последних зарубежных геологических и тектонических картах Южной Америки, Африки, Индии, Австралии, Антарктиды.

Вместе с тем в наше время южные материки перестали быть объектом изучения лишь зарубежных геологов. С 60-х годов советскими специалистами проводятся обширные полевые работы в развивающихся странах Африки, Индостане, Антарктиде, Латинской Америке. В результате этих работ были созданы новые геологические карты различных регионов, открыт ряд месторождений полезных ископаемых. Выполнены значительные научные исследования по разным аспектам геологии Южного полушария.

В последние десятилетия в нашей стране получило развитие изучение сравнительной тектоники докембрия континентов. В 1964 г. Н. А. Штрейс [19] дал тектонический анализ докембрия южных континентов и высказал ряд идей, которые впоследствии полностью подтвердились, особенно в части сравнения Гондваны и Лавразии. Интересные и важные идеи содержатся в предисловиях Ю. М. Шейнманна к русским переводам монографий Л. Каэна и А. Дю Тойта. Много сделано в развитии докембрийской геологии Гондваны С. Е. Колотухиной. Очень большое значение имеют выходы (с 1971 г.) томов «Региональной геотектоники» В. Е. Хаина, а также его многочисленные статьи по тектонике материков южного ряда. Большим событием явился выход в свет Карты тектоники докембрия континентов (1972 г.), составленной под редакцией Ю. А. Косыгина в Сибирском филиале АН СССР, а также монографий, посвященных тектонике докембрия континентов, в том числе и южных. Особое значение, на мой взгляд, имеет моно-

графия «Основные черты тектоники», завершающая цикл указанных работ, авторами которой являются Ч. Б. Борукаев, А. К. Башарин и Н. А. Берзин. В 1977 г. вышла работа Л. И. Салона «Докембрий Африки», где наряду с вопросами стратиграфии и периодизации затронуты и тектонические проблемы. Ей предшествовала вышедшая в 1973 г. книга «Геология и полезные ископаемые Африки» коллектива авторов, ученых геологического факультета МГУ. Крупной работой явилась монография М. А. Семихатова «Стратиграфия и геохронология протерозоя». Значительные работы по изучению докембрия южных материков проводятся во ВНИИзарубежгеологии МГ СССР, Институте геологии и геохронологии докембрия, Институте литосферы АН СССР, Особо следует отметить получившее мировое признание работы геологов НИИГА, участвующих в Советских антарктических экспедициях, М. Г. Равича, Г. Э. Грикурова, Е. Н. Каменева и др. Ими составлены геологическая карта Антарктиды м-ба 1 : 5 000 000 (1976 г.) и тектоническая карта м-ба 1 : 10 000 000 (1978 г.).

В Советском Союзе в последние десятилетия вышло много работ, посвященных геологии докембрия отдельных районов Африки, Индии, Латинской Америки, Антарктиды, Австралии. Значительная часть из них основана на результатах личных полевых исследований советских геологов в развивающихся странах южного полушария — А. А. Богданова, Г. Беляева и др., Н. А. Божко, Ю. В. Буфеева, А. Н. Вишневого и др., П. С. Воронова, Г. Э. Грикурова и др., Д. М. Трофимова, В. Н. Козеренко и др., Б. Г. Лопатина и др., В. Я. Медведева, В. М. Моралева и др., В. Б. Оленина, В. П. Поникарова, М. Г. Равича и др., А. В. Разваляева и др.

Из сказанного следует, что прогресс в изучении геологии докембрия южных материков в СССР и за рубежом достаточно велик. В настоящее время назрела необходимость углубленного палеотектонического анализа отдельных этапов докембрийской истории, чему в значительной мере посвящена данная книга.

Другая сторона этой книги выходит за рамки чисто докембрийских вопросов, хотя и решается на материале докембрия. Она связана с гипотезой о существовании в прошлом суперконтинента Гондваны, объединявшем ныне разобщенные горизонтальными движениями южные материки и Индостан.

Интерес к проблеме Гондваны во всем мире проявлялся всегда. В наше время он возрос еще более в связи с появлением концепции «новой глобальной тектоники», гипотезы расширяющейся Земли и др., что привело к острому столкновению фиксизма и мобилизма. Получение новых геологических доказательств, подтверждающих или опровергающих существование Гондваны, способствовало бы выяснению роли горизонтальных движений в развитии Земли и решению проблемы происхождения океанов.

Вместе с тем в настоящее время наметилось определенное отставание между созданием палеореконструкций Гондваны и их геологической проверкой. Обычно при этом используются надеж-

ные, но уже давно установленные факты фанерозойской геологии. Было бы неверным утверждать, что данные по докембрию не использовались для этой цели совсем. В частности, в нашей стране много сделано в этом направлении С. Е. Колотухиной, М. Г. Равичем, Г. Э. Грикуровым, В. Е. Хаиным, Ч. Б. Борукаевым и др. Среди зарубежных работ особый интерес представляет анализ позднедокембрийского палеомагнетизма для проверок и создания различных палеореконструкций Гондваны. Наиболее плодотворно исследуют эту проблему Д. Пайпер, М. Мак-Элхинни, Б. Эмблтон и др.

Однако до сих пор нет специальной работы, посвященной углубленному анализу докембрия в свете проблемы Гондваны, хотя она необходима. А. Дю Тойт и другие исследователи Гондваны не могли провести такой анализ из-за уровня знаний того времени, тогда как современные достижения докембрийской геологии южных материков очень велики. Накоплен огромный фактический материал, требующий специального обобщения и осмысливания применительно к проблеме Гондваны. При этом анализ палеотектоники позднего докембрия является ключевым.

Особая роль позднедокембрийского материала определяется тем обстоятельством, что только в позднем докембри на южных континентах были широко развиты линейные структуры, подходящие к их окраинам, резко пересекая их. Таким образом, мы получаем особо важный критерий оценки степени сочленения линейных подвижных зон на палеореконструкции Гондваны по сходству или отличию палеоструктур отдельных континентов. Такая возможность отсутствует при анализе раннедокембрийского материала в связи с незначительной протяженностью линейных зон того времени, часто не подходящих к окраинам континентов. В фанерозое же основная часть Гондваны испытывала платформенный режим, и линейные структуры в ней почти не развивались. Предполагаемый анализ должен осуществляться, на мой взгляд, путем обобщения фактического материала по отдельным континентам с составлением соответствующих палеотектонических карт и их последующим перенесением на палеореконструкцию Гондваны. Такой подход может обеспечить объективность, столь необходимую в данном вопросе. Выбор самой палеореконструкции при этом не является принципиально важным, так как на всех многочисленных существующих реконструкциях совмещение Африки и Южной Америки, а также стыковка Австралии, Индии и Антарктиды, по существу, идентичны. Главное различие между реконструкциями сводится к вариантам совмещения континентов, окружающих Индийский океан, и положению Мадагаскара. Так, на весьма распространенной реконструкции Гондваны Т. Смита и А. Хэллама, где совмещение континентов проведено по изобате 1500 м, выбран северный вариант положения Мадагаскара. В используемой автором реконструкции Е. Баррона, Г. Хариссона и В. Хейя стыковка континентов проведена по изобате 2000 м, принято южное положение Мадагаскара и нижнее положение Антарктического полу-

острова относительно южного окончания Южной Америки. Для целей данной работы эта реконструкция была выбрана лишь как новейшая на период написания книги.

В данной работе автор поставил себе цель произвести синтез данных и раскрыть особенности стратиграфии и тектоники позднего докембрия южных континентов для познания позднедокембрийской эволюции Южного полушария, докембрийского тектогенеза в целом. В свете проблемы Гондваны она рассматривается как анализ более глубокого временного среза, дополняющий исследования по фанерозою, выполненные А. Дю Тойтом и др.

В основу положены результаты многолетнего изучения автором геологического материала по верхнему докембрию южных континентов, в том числе и полевых исследований в Западной, Восточной Африке, Загросе. Различные положения работы обсуждались с В. Е. Хаиным, Г. Э. Грикуровым, Н. А. Штрейсом, В. М. Моралевым, Ч. Б. Борукаевым, А. Кренером, М. А. Семихатовым, Н. М. Чумаковым, М. Е. Раабен, В. Е. Забродиным, М. Мак-Элхинни, Ж. Сужи, У. Хасуи, Р. Тромпеттом, Н. А. Берзиным, А. К. Башариным, Л. К. Парфеновым, Л. М. Салопом, Ю. А. Шубертом, Е. Е. Милановским, А. Е. Михайловым, К. О. Кратцем, А. В. Разваляевым, П. Н. Кропоткиным, В. П. Поникаровым. Пользуюсь случаем выразить всем этим геологам искреннюю благодарность.

Автор весьма признателен за помощь в оформлении работы и подготовке ее к печати Е. О. Долговой, Ю. А. Ворончук, И. А. Сегиной.

## РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Для успешного проведения тектонического анализа позднего докембрия Южного полушария необходимо в качестве основы иметь достаточно полные разрезы этих образований, расчлененные и сопоставленные между собой в соответствии с определенной стратиграфической шкалой. Эта задача затрудняется тем обстоятельством, что в настоящее время не существует общепринятой стратиграфической шкалы докембрия. На различных континентах и даже в разных странах используются различные стратиграфические схемы. Большие успехи достигнуты в Советском Союзе в создании общей стратиграфической шкалы верхнего докембрия прежде всего исследованиями Б. М. Келлера, М. А. Семихатова, Б. С. Соколова, Л. И. Салопа и др. В ГИН АН СССР разработана на палеонтологической основе стратиграфическая схема верхнего докембрия СССР — она и принята в данной работе. Возможность распространения этой шкалы на образования верхнего докембрия южных материков на примере Африки была впервые показана автором в 1969 г., а позднее М. А. Семихатов [15] показал, что эта шкала может быть превращена в мировой эталон. Им же были обоснованы принципы общей стратиграфической шкалы докембрия и ее границы.

Перед автором стояла задача, используя историко-геологический, радиологический и палеонтологический методы, изучив новейшие данные по геологии верхнедокембрийских отложений пяти южных континентов, произвести их расчленение и корреляцию соответственно рифейской шкалы. Результатом этого исследования явились корреляционные таблицы для Южной Америки, Африки, Индии, Австралии и Антарктиды.

Вместе с тем в данной книге новое подразделение — Кудаш (между вендом и верхним рифеем) не используется, и венд понимается в прежнем объеме, т. е. в интервале 680—570 млн. лет. Это обусловлено тем обстоятельством, что Кудаш, введенный на V сессии Научного Совета по геологии докембрия в 1977 г. в качестве стратиграфического эталона, еще не апробирован полностью для территории СССР. Тем более несвоевременно применять его при анализе неоднородного материала южных материков, несравненно слабее изученных.

При использовании для стратиграфического анализа многочисленных радиометрических датировок их выборка производилась с учетом возможности искажения действительных цифр возраста в сторону «омоложения». Обычно выбирались относительно более древние значения. Интерпретация датировок велась с обязательным учетом геологических данных. Так, по имеющимся геологическим данным устанавливалось время образования магма-



тических пород по отношению к главной складчатости, принимались во внимание процессы негеосинклинальной тектоно-термальной переработки (ТПП)\* и т. д.

Подавляющее количество радиометрических датировок для докембрия южных материков периодически публикуется одной и той же группой исследователей, работающих с определенной константой. Это в значительной мере облегчает анализ и интерпретацию радиометрических определений.

При корреляции отложений широко использовалось стратиграфическое подобие разрезов. Этот метод заключается в том, что друг с другом сравниваются не изолированные толщи пород, а разрезы, в которых сходно построенные свиты (не менее трех) залегают в одинаковой последовательности. Данный метод оказался весьма эффективным в сочетании с другими применительно к рассматриваемым отложениям. Большое значение имело использование в качестве стратиграфических коррелятивов характерных литологических пачек, например тилитоподобных конгломератов.

Сопоставление разрезов основывалось также на тектоническом методе. Прослеживались структурные несогласия, анализировались и сравнивались естественные ряды формаций, закономерно сменяющих друг друга по вертикали.

Использование палеонтологического метода для расчленения и корреляции верхнего докембрия южных материков все еще ограничено.

Вместе с тем в последние годы изучение строматолитов, микрофитолитов, эдикариот и здесь значительно продвинулось вперед. В книге учтены и использованы по возможности все имеющиеся биостратиграфические данные.

В геологической литературе по Африке, Южной Америке, Австралии, Индостану, несмотря на незначительное количество широких стратиграфических сопоставлений в масштабах континентов, существует большое число местных корреляционных схем для отдельных регионов, которые были учтены и критически использованы при составлении корреляционных таблиц.

Некоторые замечания по поводу стратиграфической терминологии, употребляемой в книге. Большое количество стратиграфических подразделений, введенных исследователями южных материков, породило обилие таких терминов как «система», «серия», «формация», «слой», «группа», «супергруппа» и др., которые не соответствуют общепринятым международным стратиграфическим понятиям. В большинстве случаев автор вынужден был использовать эту терминологию, ибо ее унификация могла бы повлечь за собой путаницу и разнобой.

---

\* Тектоно-термальная переработка (ТПП) — регенерация древнего консолидированного субстрата под воздействием значительно более поздних тектонических процессов, повторного метаморфизма, магматизма, общего значительного прогресса.

**Нижний рифей.** В настоящее время к нижнему рифею достоверно можно отнести вулканогенно-осадочные толщи, распространенные в бассейне р. Амазонки. По своему составу они аналогичны распространенным в этом же регионе карельским и среднерифейским комплексам, однако, согласно новейшим радиометрическим данным, раннерифейский возраст имеют лишь комплекс Телис-Пирис—Бенефисенте (табл. 1), слагающий впадины Кашимбу и Дарданелос, а также вулканиты Трарас, распространенные на границе Бразилии с Колумбией. Кислые вулканиты Телис-Пирис, перекрытые конгломератами и песчаниками группы Бенефисенте, залегают резко несогласно на гранитогнейсах с возрастом около 1700 млн. лет. По Rb/Sr изохроне для вулканитов получена цифра  $1561 \pm 38$  млн. лет [21], тогда как диагенез осадков группы Бенефисенте датирован в 1400 млн. лет. Рассматриваемый комплекс прорван дайками долеритов с возрастом 1300 млн. лет. Комплекс содержит субвулканические тела гранитоидов —  $1548 \pm 28$  млн. лет [21] и платформенных гранитов — 1400—1200 млн. лет [21].

Севернее Амазонского прогиба, вдоль р. Трарас распространены риолиты и дациты. Для них по Rb/Sr изохроне М. Басеем получена цифра  $1447 \pm 58$  млн. лет [21].

Не исключена возможность, что к нижнему рифею относятся частично бразильские серии Минас, Итаколоми и группы Эспиньясу, Аракса, Асунгуи.

**Средний рифей.** Аналогичные осадочно-вулканические толщи продолжали накапливаться и в среднем рифее на северо-западе Бразилии (см. табл. 1). В провинции Рондония распространен комплекс Сан-Лоренсу — Палмейрал, объединяющий риолиты, риодациты и туфы Сан-Лоренсу и песчаниковые толщи Палмейрал, Мутум-Парана, Просперанса и др. Изохрона по кислым вулканитам Rb/Sr методом показала значение  $1140 \pm 46$  млн. лет [21].

В настоящее время в интервале 1400—1000 млн. лет помещаются толщи Центральной и Восточной Бразилии, слагающие мощные разрезы в различных складчатых зонах.

Образования группы Аракса мощностью около 2000 м распространенные севернее впадины Парана и восточнее р. Токантинс, залегают несогласно на древнем архейском «Гойянском комплексе» и сложены слюдястыми сланцами, кварцитами, амфиболитами с прослоями мраморов. Они местами мигматизированы и содержат многочисленные тела альпинотипных гипербазитов и габброидов. Вероятно, к рассматриваемому уровню относятся и породы группы Пилар-ду-Гойя, подстилающие слюдястые сланцы Аракса. Они залегают на гнейсах фундамента и в основании содержат серпентиниты, сменяющиеся вверх ортоамфиболитами, кварцитами, филлитами, тальковыми сланцами.

Восточным латеральным эквивалентом группы Аракса является группа Араи, выделенная из нижней части группы Канастра и

Корреляция главнейших разрезов верхнего докембрия Южной Америки

Андский пояс	Западно-Бразильский щит (кратон Гуапоре)	Складчатый пояс Парагвай-Арагуая		Кратон	
		север	юг	Западная окраина	
				Гойя	Монас-Жерайс
Венд Ла-Вентана (Предкордильера) Амбато (Сьерра-Пампа)		Формация Риуду-Баррейрос ↓ ↓	Группа Альто-Парагвай Группа Корумба Группа Джангада	Группа Бамбуи	Трес-Мариас Серра-де-Саудаде Лагоа-ду-Жакаре Санта-Елена Сети-Лагоас Жекутан
Верхний рифей Пунквискано (Восточная Кордильера) Марафон (Перу) Бельявиста (Венесуэла)		Группа Токантинс	Пекузейро Куту-Магальес	Группа Паранау	Кокан Жоа-ду-Альянка Альто-Параисо Группа Канастра Паракуту Кристаллина
Средний рифей	Комплекс Сан-Лоренсу Палмейрал 1140 Палмейрал Просперанса Сан-Лоренсу	Супергруппа Нижнего Арагуая Группа Эстрондо (Аракса)		Группа Аракса Группа Арай	Группа Аракса
Нижний рифей	1561 1548 Комплекс Телис-Пирис-Бенефисенте			Гранит 1410	
Гранито-гнейсы 2000	Гранито-гнейсы 1669	Комплекс Ксингу	PR <sub>1</sub>	Комплекс основания Архей	

Сан-Франциску			Северо-восточный складчатый пояс	Сержипский пояс		
Юг	Восточная окраина			Платформа	Миогеосинклиналь	Эвгеосинклиналь
	Минас-Жерайс	Баи				
	Группа Бамбуи глинисто-карбонатная часть	группа Уина	Жайбарас ? Юка ? 650	?	?	?
	Терра-Бранка					
	Группа Макаубас		Серия Сеара	Лагарту Акуа	Группа Макурере	Грайпу Жарматая Санта-Крус
	Калифорне		Серидо Квиксаба Парельяс Эквадор Кайко	Группа Эстансия	Группа Ваза-Баррис	
Серия Андреландия Серия Итаколомби	Группа Эспиньясу	Группа Шапада—Диамантину	Мороду-Кампо Кабокло Лаврас Паратуасу Рио-Ре-медиа	Доле-риты 1300		
Барба-сена	Группа Минас 2000	Группа Жакобина 2000	Омоло-жение 1200	Гнейсы, мигматиты 2000		

## Складчатый пояс Рибейра

				Уругвай	Санта-Катарина	Парана	Сан-Паулу
Риу-Гранди-ду-Сул							
Венд	Акампаменту-Вельо			Пиедрас-де-Афилар	Серия Итажай	Камаринья	Группа Кастру
	Группа Бом-Жарден	—520 Лаврас— Какапав—616 Варгас Хиларио Марика	Группа Марика			—520 Лаврас— Касапав—610 Серра-де-Мартинс Пессегайро	
Верхний рифей	Группа Поронгос	Серро-ду-Ору Вакакаи Сьерра-Мантикейра		Серия Лаваллейя	Серия Бруски	Группа Асунгуи	Серия Сан-Роки
Средний рифей							
Нижний рифей							
Группа Камбаи Архей				Гранулиты Архей	Мигматиты PR <sub>1</sub>		

сложенная терригенными образованиями формаций Трарас и Ара-рас.

Севернее, в бассейне р. Арагуая, эквивалентом группы Аракса является группа Эстрондо, залегающая резко несогласно на древнем комплексе Ксингу. Ф. Абреу и У. Хасуи [21] помещают ее в основание супергруппы Нижнего Арагуая. Группа состоит из нижней формации Моро-ду-Кампо (сланцевые кварцито-сланцы и гнейсы) и верхней — Ксамбиоа (сланцевые сланцы, мраморы, амфиболиты, граувакки).

На юге штата Минас-Жерайс с группой Аракса сопоставляется система (серия) Адреландия.

Верхний возрастной предел группы Аракса определяется К/Аг датировками амфиболитов в 980 млн. лет и ультрабазитов в 1000 млн. лет, тогда как нижний может определяться цифрой 1410 млн. лет, полученной по Rb/Sr изохроне для гранитов Сьерра-де-Мезас, прорывающих комплекс основания. Последние определения возраста по изохроне подтвердили значение 1000 млн. лет для метаморфизма группы Аракса [20]. Вместе с тем время осадконакопления группы в настоящее время не может быть определено достоверно. Принимая во внимание тесную пространственную связь образований группы Аракса с породами Центрального массива Гоя, контакт между которыми местами неуловим, не следует исключать возможность более древнего чем 1400 млн. лет верхнего возрастного предела группы. Однако в настоящее время общепринято мнение о том, что Араксиды были сформированы в Уруасуанском цикле, т. е. в интервале 1300—1000 млн. лет [20]. Все вышесказанное дает основание для отнесения пород группы Аракса и ее аналогов к среднему рифею.

Близкую степень датирования имеют формации распространенные вдоль восточного борта впадины Сан-Франсиску в бразильских штатах Минас-Жерайс и Баия. До недавнего времени здесь к рифею относилась группа (супергруппа) Минас, однако после определения возраста мигматитов Гуанхаес в «железорудном четырехугольнике» (2000 млн. лет Rb/Sr изохрона), ее стали относить к раннему докембрию (Г. Мелчер, У. Хасуи — устное сообщение, 1975 г.), [20].

К вышеупомянутому Уруасуанскому циклу в настоящее время относятся группы Эспиньясу и Санту-Онофре [20], распространенные к северу от «железорудного четырехугольника» и слагающие меридиональную полосу выходов длиной 2000 км, а также основание чехла на плато Диамантину (группа Шапада—Диамантину). В составе группы Эспиньясу выделяется восемь формаций кварцитов и филлитов, общая мощность которых изменяется от нескольких сотен метров на востоке до нескольких тысяч на западе.

Близкий состав имеет группа Шапада—Диамантину, внутри которой выделяется пять формаций. Указанные образования залегают несогласно на нижнепротерозойских группах Минас и Жакобина и перекрываются также резко несогласно вендско-рифей-

скими группами Бамбуи и Макаубас. На основании определения возраста метаморфизма пород группы Санту-Онофре ( $1000 \pm \pm 100$  млн. лет, по Rb/Sr изохроне) Ф. Альмейда и др. [20] относят рассматриваемые образования к «уруасуанскому» интервалу 1300—1000 млн. лет. По мнению этих же авторов, аналогичный возраст может иметь серия Итаколоми, сопоставляемая с группой Эспиньясу, сложенная филлитами и кварцитами и залегающая несогласно на группе Минас.

Остается открытым вопрос относительно присутствия средне-рифейских толщ на северо-востоке и востоке Бразилии. На этот счет не имеется прямых данных, однако по некоторым определениям возраста магматических образований можно предположить раннерифейский возраст формации Сан-Висенти в штате Сеара и низов группы Асунгуи в штате Парана.

**Верхний рифей.** Образования групп Аракса и Араи в западном борту впадины Сан-Франсиску перекрываются с несогласием отложениями групп Парануа и Канастра\*, слагающими Бразильскую складчатую систему. Группа Парануа (до 3800 м), распространенная в штате Гояс, с конгломератами Сан-Мигель в основании, сложена нижней формацией Альто-Параисо (сланцы, аркозы, доломиты со строматолитами), средней, филлитовой — Жоаду-Альянка и верхней, песчаниковой — Кокаи. Группу Парануа на других схемах [22] включают в качестве нижней формации в группу Бамбуи.

Группа Канастра, развитая на западе штата Минас-Жерайс и состоящая из формаций Кристаллина и Паракуту, сложена ритмично переслаивающимися филлитами, слюдястыми сланцами, кварцитами, прослоями мраморов, иногда с прослоями пластовых основных интрузий в основании.

С группами Парануа и Канастра сопоставляются группы Куяба и Токантинс, слагающие складчатую систему Парагвай—Арагуа. Группа Куяба, развитая в штате Мату-Гросу (Бразилия) и в Парагвае, залегают непосредственно на нижнепротерозойском кристаллическом основании и представлена мощными монотонными слюдястыми и серицитовыми сланцами, филлитами, кварцитами, граувакками, турбидитами, прослоями конгломератов. Группа Токантинс, развитая на продолжении выходов группы Куяба, в бассейне одноименной реки, залегают на группе Эстрондо, образуя верхнюю часть супергруппы Нижнего Арагуая [21]. В нижней части она сложена филлитами и кварцитами формации Кутто-Магальес, а в верхней части — сланцами формации Пекузейро. В ее составе присутствуют турбидиты.

Отнесение коррелирующихся между собой литологически групп Парануа, Токантинс, Куяба, Канастра к верхнему рифею основывается главным образом на их положении в разрезе — между породами группы Аракса, Эстрондо, возраст метаморфизма которых

---

\* Некоторые авторы отмечают возможность латерального перехода группы Канастра в отложения группы Аракса.

определен в 1000 млн. лет, и отложениями группы Бамбуи, имеющей скорее всего вендский возраст. Определений абсолютного возраста не имеется, за исключением датировок небольших посттектонических тел гранитов в поясе Парагвай—Арагуая — 600—500 млн. лет [20].

Рассматриваемые группы соответствуют подэтапу «ранних бразилид» Е. Феррейры и рассматриваются во временном интервале 850—620 или 900—620 млн. лет. При этом нижний возрастной предел связывается с главной фазой складчатости и метаморфизма Бразильского цикла, время проявления которой приблизительно 650 млн. лет [20].

На крайнем северо-востоке Южной Америки, в бразильских штатах Сеара, Пернамбуку, Параиба рифейские отложения выполняют несколько складчатых зон сложного очертания, разделенных выступами древнего фундамента. Обычно эти отложения объединяют в серию Сеара. Залегают они с несогласием на нижнедокембрийских кристаллических образованиях, либо на серии Сан-Висенти, возможно относящейся к среднему или нижнему рифею. В основании разреза серии Сеара залегают существенно терригенные метаморфизованные породы, относимые к группам Парельяс, Эквадор, Кайко. Средней части разреза соответствует карбонатная формация Квиксаба, сменяющаяся верхней терригенной формацией Серидо [1, 25].

В последних работах [21] в разрезе геосинклинальных толщ северо-восточного региона Бразилии выделяют нижнюю и верхнюю терригенные флишеидные толщи, разделенные местами средней — карбонатной. При этом указывается, что в случае отсутствия карбонатной толщи различие между нижней и верхней терригенными толщами устанавливается с трудом. В этом случае, видимо, имеется полная корреляция с вышеописанными флишеидными формациями Центральной Бразилии.

Породы региона метаморфизованы от зелено-сланцевой до амфиболитовой фации с широким развитием мигматизации. Они прерваны синтетектоническими, а также посттектоническими гранитами и многочисленными пегматитами. Возраст синтетектонических батолитов устанавливается в  $650 \pm 30$  млн. лет на основании многочисленных K/Ag и Rb/Sr определений [20]. Геосинклинальный этап позднего докембрия Северо-Востока Бразилии относят к интервалу 1000—700, а орогенный — к 700—600 млн. лет [21]. Сказанное выше дает основание для отнесения пород серии Сеара и ее аналогов к верхнему рифею, хотя при этом следует иметь в виду некоторую условность нижней стратиграфической границы. Помимо соображений общей корреляции единственным существенным доводом для этого является возраст первой ТТП фундамента, устанавливаемый на уровне  $1200 \pm 100$  млн. лет [21, 23].

По-видимому, к верхнему рифею на основании литологического сходства с вышеописанными толщами может быть отнесена серия Гурупи, распространенная по краю кратона Сан-Луис вдоль



рек Гурупи и Гуяма и сложенная филлитами, сланцами и кварцитами. Цифра  $600 \pm 60$  млн. лет, полученная К/Аг методом, видимо, является омоложенной. Значение ее не ясно, так как аналогичные датировки получены из мигматитов кратона Сан-Луис [20].

В бразильском штате Сержипи, протягиваясь вглубь континента от океана, вдоль правого берега р. Сан-Франсиску, расположен Сержипский складчатый пояс. С юга на север в нем выделяют три структурно-фациальные зоны, сложенные соответственно группами Эстансия, Ваза-Баррис, Макурере. Первые две группы характеризуются сходным набором пород. В основании разреза присутствуют песчаники и конгломераты (формации Жуете и Итабиана), сменяющиеся выше двумя карбонатно-терригенными толщами, разделенными существенно терригенной (формации Жакока, Ольос Д-Агуа и Капитоа-Палестина и соответствующее им части формации Акуа). При этом состав пород групп Мияба и Ваза-Баррис отличается присутствием значительного количества граувакк. Разрезы групп Эстансия и Ваза-Баррис венчаются песчаниковыми формациями — Лагорто и Рибейрополис.

В низах группы Макурере локально также отмечаются кварциты (формация Санта-Крус). Основная же часть разреза представлена однообразной толщей сланцев, филлитов, амфиболитов и метаграувакк (формация Грайпу-Жарматая). Прямых данных о возрасте рассматриваемых групп не имеется, за исключением того, что им предшествовало внедрение долеритов на уровне 1300 млн. лет. Начало геосинклинального этапа Сержипской геосинклинали Ф. Силва и др. относят к интервалу 1000—900 млн. лет, а первую орогеническую фазу — к 620 млн. лет [21]. Эти данные и корреляция групп Сержипи с рассмотренной выше серией Сеара позволяют отнести их также к верхнему рифею.

Верхнедокембрийские отложения юго-востока Бразилии и Уругвая выполняют грабенообразные складчатые системы в поле развития высокометаморфизованных пород нижнего докембрия. К верхнему рифею относятся, по-видимому, коррелирующиеся между собой серии, залегающие в нижней части разреза.

В штате Сан-Паулу серия Сан-Роки [1, 25] сложена в основном филлитами с подчиненным количеством кварцитов, метаконгломератов, частично графитистых мраморов и пород, обогащенных гематитом. К северо-западу от Сан-Паулу присутствует разрез с конгломератовыми метааркозами, граувакками и метаморфизованными конгломератами в основании, сменяющимися вверх кварцитами.

На продолжении серии Сан-Роки, в штате Парана, развита группа Асунгуи в основании, по О. Марини и др., представленная кварцитами, филлитами и сланцами (2500 м) формации Сетува; выше по разрезу с несогласием последовательно следуют формация Капиру (90—2000 м) — доломиты с *Collenia*, филлиты, кварциты с прослоями метабазитов и итабиритов, формация Вотувераву (3500 м), образованная известняками, доломитами, амфи-

болитами, формация Агуа-Клара (2000 м), состоящая из известняков и филлитов. Метаморфизм пород в формации Сетува достигает амфиболитовой фации, но в основном — зеленосланцевой. Породы формации Сетува местами подвергнуты мигматизации. В составе группы Асунгуи присутствуют офиолиты.

В шт. Санта-Катарина с описанными выше отложениями сопоставляется серия Бруски, а в шт. Риу-Гранди-ду-Сул — группа (серия) Поронгос. В нижней части она представлена формацией Сьерра-Мантিকেира — тектонический меланж, состоящий из обломков перидотитов, дунитов и лерполитов. Выше по разрезу она сменяется формацией Вакакаи — амфиболиты, мраморы, филлиты и кварциты и формацией Серро-ду-Ору — хлоритовые сланцы, амфиболиты и подушечные лавы.

В Уругвае рассмотренным сериям соответствует серия Лавалейя, сложенная, по Ж. Тони, внизу кварцитами, алевролитами и филлитами, основными и средними вулканитами, а сверху — итабиритами, мраморами, тальковыми и хлоритовыми сланцами, доломитами.

Прямых данных о возрасте указанных отложений очень мало. Возраст мигматитов из группы Асунгуи — 783 млн. лет, вероятно, является «омоложенным», как справедливо указывает Н. А. Берзин. Фэршилд, на основании изучения структуры строматолитов из группы Асунгуи, определяет возраст пород в 900 млн. лет. Е. Верник и др. [21], учитывая эти данные, коррелируют накопление осадочных серий юго-востока Бразилии с осадконакоплением толщ северо-восточной области, которое они относят к интервалу 1000—700 млн. лет. Не исключена возможность, однако, что формация Сетува из группы Асунгуи, отделенная несогласием от вышележащих пород, может относиться к среднему рифею.

В ряде мест выше залегают эффузивно-осадочные толщи, вероятно, вендского возраста. Таким образом, группа Асунгуи и серии Бруски и др., относимые всеми исследователями Южной Америки к Бразильскому циклу, сопоставляются с толщами, позднерифейский возраст которых обосновывается достаточно достоверно.

Со значительной долей условности к верхнему рифею мы относим метаосадочные флишоидные верхнедокембрийские толщи Андского пояса на Западе и Севере Южной Америки. Этот регион изучен еще очень слабо. В настоящее время устанавливается определенно присутствие в Андах двух докембрийских комплексов: нижнего — гнейсо-мигматитового и верхнего — вулканогенно-осадочного, метаморфизованного в зеленосланцевой фации, относимого обычно к позднему докембрию — раннему палеозою [20, 48]. Возраст нижнего комплекса на основании сходства с раннедокембрийскими толщами Гвианского и Бразильского щитов, чьим продолжением он является, может считаться архейско-раннепротерозойским. В пользу этого свидетельствуют и определения в 2600 млн. лет, полученные из фундамента Перу.

В массиве Сьерра-де-Кордова (Аргентина) распространены хлоритовые сланцы, филлиты, кварциты, известняки, залегающие с несогласием на нижнем комплексе. Они образуют мощную флишевую толщу, которая, по мнению А. Борелло [20, 48], выполняет ассинтскую эвгеосинклиналь, тогда как восточнее области, непосредственно граничащей с платформой, развиты синхронные карбонатные миогеосинклинальные формации. В составе указанной толщи присутствует незначительное количество офиолитов и вулканитов. Флишевые отложения местами перекрыты молассами. Формирование этого комплекса происходило, как считает А. Борелло, в интервале 1100—580 млн. лет. Вместе с тем, ссылок на конкретные определения при этом не дается. Обоснованным в этом отношении может считаться лишь верхний возраст-предел, так как для метаморфитов Сьерра-де-Кордова получены цифры от  $604 \pm 65$  до  $520 \pm 50$  млн. лет (Rb/Sr метод) и  $530 \pm 20$  и  $423 \pm 20$  млн. лет (K/Ar метод).

В районе Пуны и Восточной Кордильеры Аргентины выделяется формация Пунковискано, сложенная сланцами, песчаниками и алевролитами. Радиометрические определения возраста прорывающих ее гранитов Rb/Sr и K/Ar методом находятся в интервале 456—605 млн. лет.

В Восточной Кордильере Перу ниже песчаников с фауной ордовика, отделяясь от них несогласием и залегая также несогласно на гнейсовом комплексе, распространена формация филлитов, или Мараньон. В нижней части она сложена хлоритовыми сланцами, амфиболитами, а в верхней — филлитами с прослоями карбонатных пород и кварцитов. Присутствуют тела интрузивных основных и ультраосновных пород.

На юге Западной Кордильеры Перу, по Одебо, присутствуют гнейсы и сланцы с возрастом  $679 \pm 12$  и  $642 \pm 16$  млн. лет. В Эквадоре имеются породы, метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фации, относимые к докембрию, но чрезвычайно слабо изученные [20].

В Колумбии в массиве Санта-Марта известны выходы высокометаморфизованных (до гранулитовой фации) пород, прорванных кислыми интрузиями с возрастом 1400 млн. лет (по Rb/Sr изохроне). Массив Санта-Марта является выступом Гвианского щита. В этой связи представляется вполне справедливым мнение Ф. Альмейды [20] об омоложенном значении указанной цифры и о раннедокембрийском возрасте пород массива Санта-Марта. Скорее всего указанная цифра отражает «паргуазанский» эпизод омоложения (1350 млн. лет), широко проявившийся на Гвианском щите. Вместе с тем, это определение в какой-то степени может свидетельствовать о нижнем возрастном пределе верхнего зеленосланцевого комплекса, распространенного в Восточной Кордильере Колумбии и на ее восточной ветви — хр. Сьерра-де-Мариды в Венесуэле. Здесь докембрийские породы объединены в группу Иглезиас, внутри которой выделяется две толщи разной степени метаморфизма. Одна из них — формация Сьерра-Невада

сложена биотит-силлиманит-гранатовыми гнейсами и амфиболитами; другая — зеленосланцевая (сланцевые и хлоритовые сланцы, кварциты, кремнистые породы) выделяется как формация Бельявиста. По радиологическим данным получена цифра  $660 \pm \pm 30$  млн. лет (Rb/Sr метод) для гранитогнейса, ассоциирующего с породами формации Бельявиста, но взаимоотношения с которым не ясны. Эта цифра, по мнению Ф. Альмейды [20], указывает на верхний возрастной предел формации Бельявиста. Вместе с тем, Ф. Альмейда относит всю группу Иглезиас к верхнему докембрию. По-видимому, правильнее это делать лишь в отношении формации Бельявиста. Формация Сьерра-Невада, судя по характеру метаморфизма и составу, принадлежит к нижнему докембрийскому комплексу.

Из сказанного следует, что в настоящее время отсутствуют твердые датировки, которые позволяли бы достоверно отнести зеленосланцевые флишоидные толщи к тому или иному подразделению рифея. Вместе с тем, принимая во внимание имеющиеся косвенные данные, автору представляется возможным принять позднерифейский возраст этих серий.

1. Цифра 1400 млн. лет, полученная по породам нижнего комплекса в массиве Санта-Марта, может свидетельствовать о том, что процесс радиометрического омоложения, широко проявившийся в течение раннего рифея на Гвианском щите, распространялся и на дорифейский фундамент Андского пояса. Вместе с тем, этот процесс на платформе продолжался и в среднем рифее (Рондонийский эпизод). Поскольку Андский пояс заложился на ее краю, следует предположить, что это заложение имело место после 1000 млн. лет. В пользу сказанного говорит определение возраста 1250 млн. лет, полученное по докембрийским породам нижнего комплекса поднятия Гуаджира (Венесуэла) [20].

2. При рассмотрении данной проблемы необходимо учитывать данные по другим отрезкам Тихоокеанского кольца, и в особенности Антарктиды. В настоящее время имеются надежные данные, свидетельствующие о том, что древнейшие верхнедокембрийские толщи трансантарктических гор (серия Бедмор) имеют позднерифейский возраст. Это можно сказать и по отношению серии Аделаида в Австралии, максимальный возрастной предел для которой сейчас устанавливается около 1000 млн. лет.

3. Заложение интракратонных «бразильских» поясов в Южной Америке и накопление в них флишоидных серий, формационно сходных с зеленосланцевыми толщами Андского пояса, имело место в позднем рифее.

Принимая во внимание изложенные соображения, а также указанные датировки по гранитам (700—500 млн. лет), можно предположить, что, как и считал А. Борелло, формирование отложенных верхнего докембрия Анд происходило приблизительно в интервале 1000—570 млн. лет, т. е. в позднем рифее и венде, а главной их части — зеленосланцевых, флишоидных серий — в позднем рифее.

**Венд.** Наиболее широко вендские образования Южной Америки распространены в бассейне р. Сан-Франсиску (см. табл. 1), где слагают основание чехла одноименной впадины. На ее западном борту в штатах Гояс и Минас-Жерайс, развита группа Бамбуи, залегающая несогласно на группах Канастра и Парануа. В настоящее время ее разрез хорошо изучен М. Дарденном [21]. В основании его находится пачка конгломератов с угловатыми полимиктовыми обломками — формация Жекутаи (50—150 м). Эти отложения ледникового происхождения описаны как тиллиты. Выше следует формация Сети-Лагоас (100—800 м), сложенная снизу вверх доломитами, переходящими фашиально в аргиллиты; глинистыми известняками; доломитами; известняками, местами оолитовыми. Вышележащая формация Санта-Елена (100—200 м) сложена аргиллитами с подчиненным количеством алевролитов и линз доломитов. Выше по разрезу залегает формация Лагоа-ду-Жакаре (100—700 м), представленная чередованием пачек известняков и алевролитов и аргиллитов. Ее сменяет формация Серра-де-Саудаде, сложенная аргиллитами и алевролитами (100—360 м). Разрез венчает формация Трес-Мариас (от 50 до 1050 м), представленная аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов. Мощность отдельных пачек и группы значительно меняется, увеличиваясь в западном направлении.

Стратиграфический объем группы Бамбуи в рассматриваемом регионе разными исследователями понимается неоднозначно. Ранее в составе группы Бамбуи выделяли формации Парануа, Парапеба и Трес-Мариас. На основании новейших результатов картирования М. Дарденн выделяет самостоятельную группу Парануа, включая в нее терригенную, дотиллитовую толщу прежней группы Бамбуи. В своем новом объеме группа Бамбуи начинается с тиллитов Жекутаи. Это соответствует ее первичному определению, как состоящей из глинисто-карбонатных отложений с базальными конгломератами в основании. Группа Парануа, по М. Дарденну, соответствует верхней части групп Канастра, Эспиньясу и Шапада-Диамантину.

На восточной окраине впадины Сан-Франсиску распространена грубообломочная группа (формация) Макаубас, залегающая на кварцитах группы Эспиньясу. Иногда вместе с Бамбуи ее объединяют в серию Сан-Франсиску. Соотношение ее с группой Бамбуи восточного борта впадины Сан-Франсиску является предметом дискуссий. Часть исследователей (Берлен и др.) помещают группу Макаубас ниже группы Бамбуи. Другие считают их разновозрастными литофациями, замещающими друг друга по латерали. Группа Макаубас сложена в основании конгломератами (тиллитами), кварцитами, алевролитами и филлитами мощностью от нескольких до 1000 м. М. Дарденн коррелирует группу Макаубас с нижней частью группы Бамбуи, сравнивая базальные тиллиты с формацией Жекутаи, а терригенные надтиллитовые отложения с глинисто-карбонатными породами Бамбуи. Дотиллитовые породы коррелируются с группой Парануа на основании литоло-

20

гического сходства. По мнению М. Дарденна, в пользу такой корреляции свидетельствует присутствие линз карбонатных пород в надтиллитовой части группы Макаубас. При этом появление линз служит маркером кровли тиллитовой части. Последняя имеет мощность 700 м и характеризуется довольно сложным разрезом чередования кварцитов и филлитов.

В наиболее изученной южной части поля распространения пород группы Макаубас она подразделена на две части: нижнюю — кварцито-конгломератовую формацию Калифорне и верхнюю — конгломерато-метаграувакковую формацию Терра-Бранка. Отложения этой формации имеют мощность 250 м и представляют собой ледниково-морские образования, соответствующие тиллитам Жекутаи [20]. Общая мощность группы достигает 2000 м. Таким образом, изменение стратиграфического объема группы, а именно включение в нее дотиллитовых кварцитов привело к принципиально новой корреляции с группой Бамбуи: нижней части Бамбуи соответствует верхняя часть Макаубас. В этом случае формация Калифорне будет соответствовать группе Парануа.

Выделение группы Макаубас в указанном стратиграфическом объеме основано на лучшем ее разрезе, и приведенная корреляция (см. табл. 1) представляется наиболее правильной. Ее достоинство, на наш взгляд, заключается в том, что с группой Парануа в этом случае коррелируются толщи, залегающие выше группы Эспиньясу, так как Ф. Альмейда указывает, что отложение группы Макаубас началось после консолидации пояса Эспиньясу (1000 млн. лет).

В обеих трактовках тиллоиды групп Макаубас и Бамбуи коррелируются между собой.

В штате Бая группа Бамбуи соответствует группа Уна, состоящая из нижней тиллитовой формации Бебедору и верхней — карбонатно-глинистой формации Салитре [21].

В штате Мату-Гросу выше группы Куяба залегают разрез, по-свойно коррелирующийся с группой Бамбуи: тиллитам Жекутаи соответствуют тиллиты группы Джангада; формациям Сети-Лагоас, Санта-Елена, Лагоа-ду-Жакара и Серра-де-Саудаде — эквивалентные формации группы Корумба; формации Трес-Мариас — группа Альто-Парагвай. Мощности указанных подразделений в штате Мату-Гросу в несколько раз превышают мощности соответствующих платформенных формаций Бамбуи. В северном сегменте отложения рассматриваемого уровня развиты слабо. Они представлены песчаниками и аргиллитами формации Риу-ду-Баррейрос, залегающими несогласно на группе Токантинс. Более точная их корреляция с группой Бамбуи в настоящее время не представляется возможной.

Группа Бамбуи долгое время считалась силурийской. Позднедокембрийский возраст ее был подтвержден радиометрически Rb/Sr датировкой валовой пробы —  $600 \pm 50$  млн. лет. Аналогичная датировка (около 600 млн. лет) была получена свинцовым методом по галениту. Принимая эту цифру за верхний возраст-

ной предел группы и учитывая ее несогласное залегание на комплексах, для которых возраст метаморфизма устанавливается приблизительно в 1000—1300 млн. лет, можно говорить о вендском возрасте группы Бамбуи. Вместе с тем, в последнее время некоторые исследователи, основываясь на находках строматолитов *Conophyton* и их сравнении с *Conophyton metula* Kirichenko, относят группу Бамбуи к среднему и даже раннему рифею, в интервал 1650—950 млн. лет. Ф. Альмейда и др. [20] помещают рассматриваемую группу в интервал 1000—500 млн. лет. Марчессе обнаружил в отложениях группы Бамбуи строматолиты *Gymnosolenida*. На основании их изучения и сравнения с аналогичными формами, описанными в СССР, он относит группу Бамбуи к верхам среднего—позднему рифею (1000—650 млн. лет).

Учитывая приведенные выше данные по стратиграфии верхнего докембрия впадины Сан-Франсиску и ее обрамления, представляется более правильным широко распространенный взгляд о вендском возрасте группы Бамбуи, подтверждающийся радиометрическими данными.

Вместе с тем, это можно сказать лишь в отношении группы Бамбуи в ее новом стратиграфическом объеме, т. е. принимая тиллиты в качестве нижней границы. Группа Парануа при этом относится к позднему рифею. Приведенное датирование, видимо, не будет противоречить взглядам Ф. Альмейды и Марчессе, так как, согласно распространенной схеме Д. Брауна, формация Парануа включается в группу Бамбуи. Указанные исследователи, видимо, имели в виду именно эту схему, так как работа М. Дарденна о выделении группы Бамбуи в новом объеме появилась на несколько лет позднее работ указанных авторов. Вместе с тем, не исключена возможность, что формация Трес-Мариас группы Бамбуи и сопоставляемая с ней группа Альто-Парагвай штата Мату-Гросу могут быть частично или полностью раннепалеозойскими. На это указывают несогласия в основании рассматриваемых подразделений и то, что группа Альто—Парагвай представляет собой моласку складчатого пояса Парагвай—Арагуая, где имеются определения возраста посттектонических гранитов около 500 млн. лет.

На юго-востоке Бразилии к венду можно достаточно уверенно отнести вулканогенно-осадочные породы группы Марика, перекрывающие несогласно группе Поронгос в штате Риу-Гранди-ду-Сул. В настоящее время ее стратиграфия хорошо разработана Е. Сантосом и др. [21], которые предлагают выделить группу Марика взамен выделявшейся ранее группы Бом-Жарден, предлагая между ними послынную корреляцию.

В основании группы Марика залегают конгломераты и песчаники с подчиненными андезитами и риолитами — формация Пес-сегайро. Вышележащая формация Серра-де-Мартинс в нижней части сложена андезитами, их туфами и брекчиями, туфоконгломератами (толща Хиларно), а в верхней — ритмичными песчаниками, алевролитами, конгломератами, граувакками (толща Арроде-Номбрес). Указанные породы прорваны гранитами Касапава

и Лаврас с возрастом 610 млн. лет и перекрыты риолитами и риодацитами (формация Акампаменту-Вельо), которые, в свою очередь, прорваны гранитами с возрастом 520 млн. лет. Согласно этим данным риолиты Акампаменту-Вельо могут относиться к кембрию, хотя не исключено, что они начали формироваться еще в конце венда. Это же можно сказать и по отношению к молассоидным осадочно-вулканогенным породам формаций Жаибарас северо-востока Бразилии, прорванной гранитами с возрастом (по биотиту) 445 млн. лет. Аналогичное стратиграфическое положение, видимо, занимают красноцветные формации Пальмарес и Жуа штата Сержипи.

С группой Марика в штате Сан-Паули сопоставляется группа Кастру, в которой, по Р. Фуку [1], снизу вверх выделяются: аркозы, алевролиты, конгломераты; кислые вулканиты; андезиты. В штате Санта-Катарина этим толщам соответствует серия (группа) Итажай, представленная осадочными породами с подчиненными вулканитами, перекрытая, возможно уже кембрийскими конгломератами Бау; в штате Парана, юго-восточнее г. Куритибы — формация Гуаратубинья, в которой устанавливается последовательность от риолитов через андезиты к осадочным породам. Западнее Куритибы распространена формация Камаринья, сложенная красноцветными аркозами, конгломератами, сланцами. Ее иногда сопоставляют с описанными вулканогенно-осадочными сериями [25] и считают кембрийской или эокембрийской. По-видимому, эта формация моложе серий, содержащих средние вулканиты, и может быть сопоставлена с толщами, венчающими разрез типа конгломератов Бау или фельзитов Акампаменту-Вельо и относящимися уже частично или полностью к нижнему палеозою. В Уругвае аналогом вулканогенно-осадочных серий типа группы Марика является формация Пиедрас-де-Афилар.

Выделение вендского комплекса среди верхнедокембрийских отложений Андского пояса в настоящее время невозможно, вследствие плохой изученности.

Возможно, этому стратиграфическому уровню соответствуют кварциты группы Амбато в Аргентине, которые А. Борелло рассматривал как ассинтскую молассу.

## АФРИКА

**Нижний рифей.** В Алжирской Сахаре (плато Эль-Эглаб) на эродированных образованиях нижнего докембрия и, в частности, гранитах Афтут (1870 млн. лет) залегает вулканогенная толща, сложенная риолитами, игнимбритами, риодацитами, туфами, туфобрекчиями (вулканиты серии Эглаб). Эти породы с перерывом, а другие древние образования Регибатского массива с несогласием перекрывает серия Гельб-Эль-Хадид (табл. 2), представленная метаморфизованными конгломератами и аркозами с прослоями порфи́ров (до 300 м), прорванными дайками долеритов с возрастом 1450 млн. лет и перекрытыми несогласно верхнерифейской



Корреляция главнейших разрезов верхнего докембрия Африки

	Антиатлас	Мавритано-Сенегальский пояс						Складчатая система Рокелл	Синеклиза		
		Мавритания				Сенегал			Алжир		
		Моктар — Лехтар — Бакел		Акжужт — Тамкар-карт		Запад и центр	Восток				
		Запад	Восток	Зап.	Вост.						
Венд	563±20 578±15 Уарзазат Тидилин Блейда 615±12	Серия У-Уа	Тагант-Ассаба	Серия Агуаьлет	Тагант-Ассаба	Бунду	Юкун-кун	Серия Фалем	Серия Эмилла	Креб-Нага Адлаф	
680±20									Тиллиты		
Верхний рифей	685±15 Габбро— 788±10 Нкоб— Блейда	Группа Рабра — Уешкеш	Серия Саугарафа	Комплекс Акжужт	Серии Бакел — Кулунту	Серии Бакел — Басари	Серия Рокел-Ривер	Касеве-Хиллс Тейя Мэбоул Тай Макани Тейб	Серия Ханк		
1050±50											
Средний рифей		Группа Ауиджа			Спиллиты и серпентиниты серии Бакел	Основные вулканиты серии Басари	Серпентиниты Марампа		Граниты 1250		
1350±50											
Нижний рифей		?		?	?	?			Долериты 1450 Серия Гельб-Эль-Хадид Серия Эглаб		
1650±50											
	Граниты Тазеруальт 1973—1750	Бирримский комплекс 2000—1800							Граниты Афтуг 1870		

Таблица 2

Тауденин						Впадина Вольта	
Мавритания (Адрар)		Гвинея	В. Вольта-Мали	Мали (Западная Гурма)	Мали (Восточная Гурма)	Гана	Бенин
Бтхат-эргил	Фалайзе-Атар Известняки Джбелия	Серия Мали	Серия Каес Серия Нара			Серия Тамале	Обосум Насия Пранг
	Тиллиты	Тиллиты	Тиллиты				
Асабет-эль-Хасиан Тифунк Атар Шар	Серия-Магина-Кута	Дира Каннта Газануке Сегу	Кулуба Бобо-Диуласо Сотюба и Сикасо	Серия Хомбори	Банди-гара Уало Хомбори Ирма Бели	Серия Идубан (формации 1—5)	Серия Мораго
		Группа Дапанго-Бамбука					
Граниты Амсага 2500	Бирримский комплекс 2000—1800				Серия Тарква 1650	Бирримский комплекс 2000—1800	

Ахагаро - Атакорийская система			Ливийско-Нигерийский пояс			
Атакориды		Западный Ахаггар	Центральный Ахаггар	Восточный Ахаггар	Нигерия	
Гана	Бенин				Грабен Мару	Система Анка
					619	600±70
Серия Буэм Тиллиты	Серия зоны Холмов Тиллиты	Серия Тагенгант Тиллиты		Граниты 660	граниты	граниты
680±20					Формация Иффон	
Серия Басари	Сланцы Атакория	600±30 Серия Верте			Формация Кабба	Вулканиты Бункасау 679±56 Формация
Серия Того (Атакора)	Кварциты Атакория	Строматолитовая серия	Сланцы	Формация Тиририн		Бирнин-Гвари
1050±50			Граниты 1040		Сланцы 1068±65	?
			Комплекс Алексод			
1350±50						
			?		?	
1650±50						
Ортогнейсы Куанде 1650	Комплекс Перма (AR)	Граниты Уаллен — 1795	Архей	Архей		Граниты 2000

	Синеклиза Конго				Впадина Бушмае	Кибарицы Катангиды	Ирумицы	
	ЦАР		Заир					
Западно-Конголезский комплекс	Инкиси	Группа	Система Линди	Арувими	938—1055	Катангий	Верхнее Кунделунгу	Плато
	Мативе — 733			Убанги			Локома	Кьюбо
	Мпиока "сланцево-известняковая"			Аквокво			М. Конгломерат	Калуле
	В. тиллит						Н. Кунделунгу	
	Шилоанго						Б. Конгломерат	
	Нижний Тиллит			Итури			Мвашия	
	Сансиква — Бамба							
					Система		Система	
	Граниты 1027±56				Бушимэе		Роан	
							1150	
Система				Граниты		Граниты	?	
							Формация	
Маюмбе?					1300	Кибарий	1350 Лубуди	Калонга
				Группа Лулуа			Хакансон	
							Луфира	
							Киаора	
Задний — 2600	Серия Нола	Серия Кибали		Лукоши		Архей		Аплит Мтуга 1620

	Анколиды		Прогиб Букоба	Прогиб Буанджи	Замбийский массив	Щит Додома	
	Уганда	Бурунди					
Венд						„Грабено- вая серия плато“	
Верхний рифей							
Средний рифей			Система Малагараси	Система Букоба	Группа Буанджи	Долериты 940 ± 40	Серия Касии 1200
						Песчаники Аберкорт	
Нижний рифей	Система Карагве- Анколе	1365 Кишанда Мтагата Мобира Кафулу Арена	Бурундий Миёве Биумба Нижняя серия	Группа-Итиасо Макамба Мпетта	Граниты 1300 ± 50 Серия Укинга	Сиенит 1390 Серия Верхнее Плато	Долериты 1365 ± 60 Формация Кингонго- лоро
	Система Торо 1900	Рузизи 2000	Убенди 1800—2000		Гранит Кейт 1780	Гранулиты Архей	

Мозамбикский пояс	Аравийско-Нубийская складчатая область					Дамариллы
	Сомали	Эфиопия	Судан	Египет	Саудовская Аравия	
		Матеос Ширано Дидикама	570 Ават	620—500 Хаммамат	570 Шаммар 640 Мурдама	Супергруппа Дамара (см. табл. 3) Группа Мулден Группа Отави Группа Сылкон
			Асотриба	700 Докхан	Халабан Абла	
Группы Икоронго, Суат-Ая	Серия Абдель-Кадр  Серия Борама-Лаферуг	Тамбиен  Цалиет (Анола)	Нафирдейб	Шадли  Надсерия Абу-Зиран	Джидда  Баха Байш	Группа Носиб
			Офиолиты			
	Гранитогайсы					Граниты 1700

				Мадагаскар		
Зона Намакваленд и прогиб Нама		Система Гарип	Система Малмсбери	Зона Канго	Север	Запад
Венд	Группа Нама	Группа Нама		Верхний Докейп Нижний Докейп	Граниты 680—500	
	Шварцранд					
	Куибис					
Верхний рифей		Группа Гарип	Тигерберг (Портевиль) Муррисбург (Пикетберг)	?		
	Цумис				Нумис Хелсклуф (Орандемунд) Хильда Стинкфонтейн	
	граниты 1020					Граниты
Средний рифей	Серия Спиклер Система Дордабис	Пегматиты 935	Офиолиты ?			1060
						Серия Вухимена ↓ ?
Нижний рифей					1300 Дарайна-Миланоа Батимака-Амбухипату-Вухемар	
	Кейс-Мариенгоф AR—PR <sub>1</sub>	Комплекс Рихтерсвельд 1700	Кейт Архей	Архей	Жилы галенита 1850	Гнейсы 1640

серией Ханк. Эти данные П. Сабата и Р. Ломакса, вероятно, указывают на раннерифейский возраст части вулканогенно-осадочных серий Регибатского массива. Вместе с тем, для субвулканических интрузий, связанных с вулканитами Эглаб, указывается и возраст 1250 млн. лет, что, вероятно, свидетельствует о более поздних проявлениях магматизма в этом районе.

Кроме указанных образований, в Западной Африке не имеется надежно датированных нижнерифейских комплексов. Не исключена возможность, что к ним могут относиться частично вулканогенно-осадочные толщи в основании разреза Мавританид — группа Гадель и ее аналоги, нижняя возрастная граница которых не ясна, комплекс Алексод Центрального Ахаггара, некоторые породы Антиатласа.

В Центральной Африке нижний рифей представлен в основном кварцито-филлитовым (15 км) комплексом Кибара и его аналогами, слагающими Кибаро-Бурундийский складчатый пояс.

Л. Каэн и Ж. Леперсон [27] приводят следующий разрез Кибария \* (сверху вниз):

*Серия Лубуди (1500—1850 м)*

Окремненные известняки со строматолитами  
Черные графитовые сланцы с прослоями песчаников  
Темноцветные аркозы с линзами конгломератов

*Серия горы Хакансон (1500—4000 м)*

Темноцветные филлиты и кварциты  
Светлые филлиты и кварцевые филлиты, кварциты, конгломераты

*Серия Луфира (1300—5500 м)*

Кварциты, кварцевые филлиты, в кровле местами долеритовые лавы  
В основании — конгломераты

*Серия горы Киаора (1700—4300 м)*

Филлиты, кварцевые филлиты и кристаллические сланцы с горизонтами кварцитов (местами в кровле риолиты и прослои известняков)  
В основании — конгломераты

Стратиграфическим эквивалентом систем Карагве—Анколе и Кибария в Руанде, Бурунди и Северо-Восточном Заире является система Бурунди (Бурундий), которая в Руанде иногда именуется системой Урунди. Ниже приводится разрез Бурундия Северо-Восточной Руанды, по Л. Каэну и Ж. Леперсону [27] (сверху вниз):

*Серия Миэве (1450 м)*

Сланцы и филлиты с горизонтами силицитов  
Кварциты и конгломераты Гитаре

---

\* Послойная корреляция Кибария и Бурундия разработана Л. Каэном и Ж. Леперсоном.



*Серия Биумба (2000 м)*

Темные филлиты  
Кварциты Лухери  
Филлиты и кварцевые филлиты  
Кварциты Верхней Руамбаре  
Зональные филлиты  
Кварциты Средней Руамбаре  
Зональные филлиты  
Кварциты Нижней Руамбаре и конгломераты

*Нижняя серия (550 м)*

Филлиты с прослоями кварцитов  
Кварциты Мулунди  
Филлиты  
Кварциты Ндуба  
Филлиты и кварциты

В Уганде и Северо-Западной Танзании Кибарию соответствуют система Карагве—Анколе и ее аналоги (группа Бухвези и др.), залегающие резко несогласно на нижнепротерозойских кристаллических образованиях систем Убенди—Рузизи и Торо. Сложены они кварцитами, филлитами и глинистыми сланцами. В типовом разрезе района Карагве (Танзания) система Карагве—Анколе снизу вверх подразделена А. Комбом, А. Рисом и др. на слои Арена (сланцы, филлиты, кварциты), кварциты Кафулу, слои Мобира (переслаивание кварцитов, филлитов и глинистых сланцев), кварциты Мтагета и слои Кишанда (песчаники, филлиты, аргиллиты). Мощность разреза (13 870 м), видимо, завышена, так как в других районах указывается мощность системы от 400 до 5170 м [2].

Отложения Кибария и его аналогов прорваны многочисленными телами гранитов и пегматитов. Для синтетектонических кибарских гранитогнейсов из Леванды и Букены в Центральной Шаббе Rb/Sr методом по биотиту получены цифры  $1294 \pm 39$  и  $1300 \pm 27$  млн. лет. Измерения, проведенные по циркону подтвердили полученные цифры, дав возраст  $1306 \pm 35$  млн. лет. По мнению Л. Каэна, возраст  $1300 \pm 40$  млн. лет характеризует главную фазу кибарской складчатости и, следовательно, является верхним возрастным пределом Кибария. Этот вывод соответствует указанию Паллистера о возрасте системы Карагве—Анколе в Уганде — 1300—1400 млн. лет; выводу Н. Снеллинга о верхнем возрастном пределе этой системы — 1415 млн. лет, сделанному на основании Rb/Sr определения возраста гранитогнейса Нтунгамо в Уганде; определению А. Холмсом возраста эвксенита из Нансеке — 1370 млн. лет. Таким образом, возраст Кибария ограничивается возрастными пределами 1800—1350 млн. лет [2, 14, 15, 27], т. е. приблизительно соответствует раннему рифею.

Вместе с тем, многочисленные определения различными методами посттектонических гранитов и пегматитов, прорывающих рассмотренные толщи, группируются в интервал 1150—800 млн. лет. В Ирумидах (Замбия) Кибарию соответствует формация Калонга, представленная чередованием слюдяных сланцев и кварцитов

(4400 м). Она залегает на формации Мусофу, прорванной аплитом Муга ( $1625 \pm 50$  млн. лет). Формация Калонга испытала ирумидский (позднекибарский) диастрофизм, что подтверждается возрастом 1045 млн. лет, полученным Rb/Sr методом по мусковиту из пегматитовой жилы в сланцах и кварцитах рудника Феникс. Близкие устойчивые радиометрические определения в пределах 1000—1100 млн. лет (Rb/Sr и K/Ar методами) дают минералы из пегматитов Южной Замбии. Л. И. Салоп [14] указывает, что формация Калонга была метаморфизована и прорвана гранитами во время Кибарского диастрофизма (1300—1400 млн. лет). Прямых данных на этот счет нет, но такое предположение вполне допустимо, учитывая формационное сходство этих двух комплексов. В нагорье Мафинги (Малави) аналогом формаций Калонга является кварцито-сланцевая серия Мафинги [27].

На северо-востоке Замбии (Замбийский массив) к рассматриваемому интервалу относится серия Верхнее Плато, залегающая с несогласием на серии Нижнее Плато и гранитах Кейт (1780 млн. лет). Она сложена ритмичным чередованием грубозернистых песчаников и глинистых сланцев с прослоями конгломератов. Серия прорывается сиенитом Лузенга с возрастом (Rb/Sr) —  $1390 \pm 70$  млн. лет.

В Северо-Западной Танзании вдоль побережья оз. Танганьика система Карагве—Анколе представлена кварцитами формации Кигома. Эта формация продолжается в Руанду, где известна как аркозы группы Урунди. В горах Итиасо (прогиб Букоба) ей соответствует серия (группа) Итиасо (3500 м), разделяющая на базальные кварциты Мпета и формацию Макамба (глинистые сланцы, песчаники, кварциты, конгломераты).

В Юго-Западной Танзании (прогиб Буанджи) отложения коррелирующиеся с системами Карагве—Анколе и Кибара представлены кварцито-сланцевой группой (серией) Укинга. Она резко несогласно залегает на породах системы Убенди.

Для гранитов Чилама, прорывающих серию Укинга, K/Ar методом получена цифра  $1300 \pm 50$  млн. лет [27].

В Центральной Танзании (щит Додома) среди архейских гранитов имеется небольшое поле терригенных образований (формация Кингонголеро), прорванных долеритами —  $1365 \pm 60$  млн. лет (Rb/Sr). Обычно эти породы сопоставляются с нижнерифейской серией Верхнее Плато [4].

Нижнерифейские комплексы в остальной части Африки по имеющимся в настоящее время данным отсутствуют. Возможно, к ним относятся нижние части разреза мощных вулканогенно-осадочных серий, слагающих Красноморский пояс в Саудовской Аравии, Египте, Судане.

Нижнерифейские метаморфические образования пользуются небольшим распространением на Мадагаскаре. В северной части на древних архейских породах с жилами галенита, имеющими возраст 1850 млн. лет, залегает группа Батимака—Амбухипату—Вухемар (сланцевые сланцы: кварциты, амфиболиты, мигматиты),

которая перекрывается с несогласием серией Дараина-Миланоа (риолиты, андезиты, базальты, сланцы). Возраст гранитов прорывающих серию, по данным Rb/Sr определений, 1300 млн. лет. Возможно, на западе острова указанным сериям частично соответствует серия Вухимена (сланцы, амфиболиты, кварциты), залегающая на гнейсах с возрастом 1640 млн. лет и прорывающаяся гранитами, для которых свинцовым методом получена цифра 1060 млн. лет [36].

**Средний рифей.** Среднему рифею в Западной Африке, по-видимому, отвечают вулканогенно-осадочные толщи Мавритании и Сенегала, слагающие разрез Мавритано-Сенегальского складчатого пояса (см. табл. 2).

В Южной Мавритании, в районе Моктар—Лехтар—Бакел развита группа Гадель, изученная Д. Широном, Д. Маневым и др. [4, 16]. В основании ее присутствуют серпентиниты, последовательно сменяющиеся вверх амфиболитами, празинитами, карбонатными яшмоидами, слюдистыми и хлоритовыми сланцами, кварцитами. Отмечены долеритовые жилы, секущие породы группы, отличительными признаками которой являются присутствие серпентинитов и их постоянная ассоциация с кремнисто-карбонатными горизонтами. Группа Гадель несогласно перекрыта группой Ауиджа, представленной метабазами, слюдисто-хлоритовыми сланцами и кварцитами. В Северной Мавритании, в районе Акжужт—Тамкаркарт указанным группам соответствует нижняя часть комплекса Акжужт с аналогичным набором пород.

Полоса серпентинитов и ассоциирующих вулканогенно-осадочных пород протягивается из Мавритании на юг в пределы Сенегала, где им соответствует спиллит-серпентинитовый комплекс основания серии Бакел, а также основные вулканиты серий Фалем и Басари.

Возраст рассмотренных формаций достоверно еще не установлен. Это обусловлено отсутствием прямых датировок. О времени метаморфизма «серпентинитового комплекса» приходится судить в основном по определениям абсолютного возраста гранодиоритов бирримского (1900 млн. лет) массива Гидимака, находящегося в поле развития этого комплекса. Радиометрические определения для микроклинов и слюд, выполненные K/Ar и Rb/Sr методами, располагаются в следующих пределах (млн. лет): 1300±30 (1 опр.); 900—1000 (3 опр.); 700—800 (8 опр.); 620—650 (6 опр.); 600—550 (4 опр.); 350 (1 опр.).

Согласно «рабочей гипотезе» Ю. Шуберта, орогенез группы Гадель и ее аналогов, слагающих «дофалемиды» I, датируется в 1650 млн. лет; группы Ауиджа и др., составляющие «дофалемиды» II, были смяты на уровне 1300—1000 млн. лет [16].

В объяснительной записке к геологической карте Мавритании верхний возрастной предел группы Гадель устанавливается в 1000 млн. лет. Так же (900—1000 млн. лет) датируют орогеническую фазу после накопления серии Ауиджа болгарские геологи Д. Манев и др. [4]. При этом они не подчеркивают несогласия

между группами Гадель и Ауиджа, а напротив, объединяют их в один этап. Из сказанного следует, что мы можем только предположить истинный возраст нижнего вулканогенно-осадочного комплекса Мавританид, имея в виду при этом следующее: он явно моложе Бирримия (1800 млн. лет), так как в отличие от образований последнего совершенно не гранитизирован. Первые орогенные события имели место в интервале 1300—1000 млн. лет. Следует отметить, что выдвигая гипотезу о возрасте диастрофизма «дофалемид», Ю. Шуберт исходил из сравнения мавританских офиолитов с офиолитами Антиатласа. Как будет показано ниже, в настоящее время имеются данные о значительно более молодом возрасте этих образований Марокко.

Исходя из возраста заложения офиолитовых комплексов в других частях Западной и Южной Африки, мы относим комплекс Гадель—Ауиджа к среднему рифею, принимая возраст их складчатости и метаморфизма вслед за Д. Маневым и др. 1000 млн. лет. Вполне возможно, однако, что их формирование началось в раннем рифее.

Согласно Д. Бертрану, Р. Каби и др. [4], в Центральном Ахагаре на карельском (архей) фундаменте (гнейсы Арешшум) несогласно залегает комплекс Алексод (серия Эджере), сложенный амфиболитами, гнейсами, мраморами, кварцитами, сланцами и мигматитами. Восточнее этому комплексу соответствует формация Тукматин (кварциты, сланцы, амфиболиты). Для гнейсов Алексод по Rb/Sr изохроне гранитов получено значение 1040 млн. лет.

Близкие значения  $1068 \pm 65$  и  $1250 \pm 90$  млн. лет получены Rb/Sr методом в Нигерии для сланцев, выполняющих вместе с кварцитами и филлитами грабен Мару [4], а также для сланцев Кушака из района Иво  $1120 \pm 7$  млн. лет [4]. Как и в случае с «мавританскими» сериями, среднерифейский возраст этих образований принимается несколько условно, поскольку нижний возрастной предел не является твердо установленным. Вместе с тем, присутствие среднерифейских образований в Нигерии, непосредственно предшествующих кибарскому диастрофизму, в настоящее время не может вызывать сомнения. Они находятся в составе метаосадочных или «сланцевых» толщ, объединяющих также более молодые отложения рифея и венда. Наиболее достоверно, по И. Одеми, к ним могут быть отнесены сланцы Играрра, Себе-Обле, Кушака, Мару и другие, локализованные в полосе меридионального простираения между  $6^{\circ} 00'$  и  $6^{\circ} 30'$  з. д. [44].

В Центральной Африке развиты системы, стратиграфическое положение которых соответствует верхней части среднего — низам верхнего рифея. К ним относятся система Роан Катангского комплекса, системы Букоба, Малагараси, Бушимае, Икоронго. Система Роан (1500 м) является нижним крупным подразделением Катангского комплекса, залегающим с резким несогласием на Кибарии. В стратотипическом разрезе Шабы она представлена снизу вверх песчаниками, доломитами, сланцами, филлитами (Рудная серия), хлоритовыми сланцами, кремнистыми доломитами

(группа Дипета), известняками, кварцитами, сланцами (группа Мофия).

Систему Роан обычно коррелируют с системой Бушимае (1460 м) района Касаи-Ломами, залегающей с несогласием на Кибарии и разделяющейся на нижнюю (кварцито-песчаники, гравелиты) и верхнюю (известняки и доломиты со строматолитами, песчаники, сланцы; амигдалоидные базальты подсерии). По сингенетичному свинцу из нижней подсерии системы Бушимае получены определения 1120—1130 млн. лет [27]. Позднее Л. Каэн опубликовал датировки свинца из верхней подсерии — 940—1020, а по некковой фации амигдалоидных базальтов —  $938 \pm 15$  млн. лет. В карбонатных породах верхней части серии Бушимае Ж. Бертран-Сарфати установила присутствие позднерифейских строматолитов [15]. Таким образом, серия Бушимае моложе 1130 и, вероятно, древнее 940 млн. лет, что совместно с указанными биостратиграфическими данными позволяет отнести ее к верхам среднего — низам верхнего рифея.

Нижний возрастной предел Катангского комплекса определяется залеганием их отложений на оловоносных посттектонических гранитах Кибария (1150 млн. лет). На верхний возрастной предел Роана может указывать время внедрения гранита Лусака, прорывающего известняки Верхнего Роана, которое характеризуется цифрой 863 млн. лет, полученной М. Барром, Л. Каэном и Д. Леданом. Эти данные согласуются с мнением М. Е. Раабен о среднерифейском возрасте строматолитов Нижнего (9) Роана [15]. Возраст системы Роан, как и системы Бушимае, очевидно, соответствует верхам среднего — низам позднего рифея.

В Танзании и Бурунди этому же уровню соответствуют отложения систем Букоба и Малагараси, с угловым несогласием перекрывающие породы Карагве—Анколе, Итиасо, Укинга (см. табл. 2). Р. Халлиганом разработана стратиграфическая схема системы Букоба.

Аналог системы Букоба в Бурунди — система Малагараси. Ее разрез изучен А. Валефом [27].

В разрезе системы Букоба снизу вверх выделяются группы Масонтва, Бусондо, слои Кигонеро, группа Уха с лавами Гагве в основании и песчаники Букоба. В составе системы Малагараси выделены (снизу вверх) формации Музиндози, Нкомо, Моссо, Кйбаго. Группа Музиндози сопоставляется с плитняками Кигонеро и группой Бусондо системы Букоба. С группой Уха коррелируются группы Кйбаго и Моссо. По мнению А. Валеффа, группа Нкомо является эквивалентом песчаников Букоба, которые он, вопреки Р. Халлигану, считает более древними, чем слои Маньову, и более молодыми, чем слои Кигонеро. Вместе с тем, песчаники Букоба в настоящее время датированы геохронологически в 995—1000 млн. лет [45], что, как увидим ниже, определяет их положение в основании разреза системы. Возраст лав Гагве К/Аг методом определен в 900 [2] и в  $842 \pm 30$  млн. лет, а долеритовых даек, рвущих песчаники Букоба, — в  $806 \pm 30$  млн. лет [45]. Из

отложений системы Букоба определены средне-позднерифейские акритархи и строматолиты [2]. Небольшие гранитные интрузии, прорывающие группу Кавумве в системе Малагараси, имеют К/Аг возраст 1000 млн. лет, группа Музиндози прорвана габбро с возрастом, определенным тем же методом, 890 млн. лет, а лав группы Моссо — 806 млн. лет. В группе Музиндози Ж. Бертран-Сарфати описала строматолиты, характерные для низов верхнего рифея. Приведенные данные дают основание отнести отложения системы Букоба и Малагараси к верхней части среднего — низам позднего рифея.

На севере Замбии к среднему рифею по радиометрическим данным следует отнести песчаники Аберкорн, залегающие с несогласием на серии Верхнее плато (рвется сиенитами с возрастом 1390 млн. лет) и прорывающиеся долеритами Касанги, возраст которых по пироксену  $940 \pm 40$ , а по плагиоклазу  $678 \pm 30$  млн. лет [47].

С системой Букоба в Западной Танзании сопоставляется группа Буанджи, залегающая с несогласием на нижнерифейской серии Укинга. Д. Харпьюом был составлен разрез системы. Породы Нижней и Средней Буанджи характеризуются красной, розовой и пурпурной окраской, а Верхней Буанджи — зеленой и коричневой.

В районах Уфипа и Карема в Танзании имеется несколько останцов осадочных пород относимых к системе Букоба — конгломераты и гравелиты Синьяка, слои Манабо, конгломераты и алевролиты Маньоро, слои Мтакуджа. На северо-востоке Танзании, вблизи Кении к низам системы Букоба относится группа (серия) Икоронго — красновато-пурпурные кварциты с пачками аркозов, аргиллитов и глинистых сланцев.

На востоке Танзании с системой Букоба и ее аналогами сопоставляется группа Суат-Ая, а в Кении (щит Додома) — серия Кисии (6000 м). Она имеет трехчленное строение: нижняя толща — диабазы; средняя — алевролиты, кремнистые сланцы; верхняя — кварцевые порфиры и их туфы, песчаники, конгломераты, порфиновые андезиты, порфиновые риолиты. Для основных эффузивов К/Аг методом получена цифра 1200 млн. лет [45].

Широким развитием среднерифейские толщи пользуются в Саудовской Аравии, Египте, Судане, Эфиопии, в значительной степени слагаая Красноморский складчатый пояс (см. табл. 2). В Саудовской Аравии к ним, по В. Гринвуду и др. [4], можно отнести группы Байш (основные метавулканыты, туфы, сланцы), Баха (сланцы, граувакки) и Джидда (агломераты, лавобрекчии, туфы). Общая мощность их составляет около 12 000 м. Названные толщи прорваны диоритами с Rb/Sr возрастом 960 млн. лет, тогда как по базальтам из группы Байш получена цифра  $1165 \pm \pm 110$  млн. лет.

Метавулканические толщи в Судане слагают серию Нафирдейб, которая сложена основными и средними вулканическими породами, метаграувакками, кварцитами с подчиненными мрамор-

рами и конгломератами. Мощность — несколько тысяч метров. Близкая по составу серия Бутана на правом берегу Голубого Нила в нижней части сложена сланцами и филлитами с пачками зеленокаменных эффузивов (спилитов) и мраморов; в средней — кварцитами и графитовыми сланцами; в верхней — основными вулканитами и сланцами.

В Египте рассматриваемому уровню соответствуют серии Аталла и Шадли Г. Шюрманна, или надсерия Абу-Зиран, М. Акаада [14]. Нижняя серия надсерии Абу-Зиран (несколько тысяч метров), залегающая несогласно на архейских гранитоиднейсах Митик, сложена метабазами, метаграувакками, сланцами, метадиабазами, туфами. Верхняя (тысячи метров) — конгломератами, граувакками, андезитами, туфами дацитового состава. Породы надсерии Абу-Зиран однозначно коррелируется с группами Байш и Баха Саудовской Аравии.

В Эфиопии зеленокаменные эффузивы образуют серию Цалиет (Анола); состоящую из основных и кислых метавулканитов, агломератов, туфов, метаграувакк. Породы метаморфизованы неравномерно от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. В. Н. Козеренко и В. С. Лазарев рассмотренные образования сопоставляют с метаморфизованной первично вулканогенно-осадочной серией Борама-Лаферуг района Сомали.

С комплексом метавулканитов ассоциируют офиолитовые пояса, а также крупные батолиты гранитоидов с возрастом около 1000 млн. лет. На этом основании Г. Браун и Р. Джексон еще в 1960 г. этот комплекс датировали средне-ранним рифеем. В. Г. Казьмин [4] связывает заложение Красноморского геосинклинального пояса с уровнем 1400 млн. лет. В Египте возраст геосинклинальных метавулканических толщ рассматриваемого комплекса Е. Эль-Шазли и др. [4] установлен в интервале 1150—1300 млн. лет.

Таким образом, для рассматриваемых вулканогенных и осадочных образований имеются надежные определения лишь верхнего возрастного предела, который приходится на границу между средним и верхним рифеем. Время заложения этих образований, видимо, средний рифей. Существенной особенностью является полное отсутствие в кластических разностях этих пород обломков терригенного происхождения, обогащенных калием. Они представлены исключительно вулканогенным материалом.

В басс. р. Оранжевой к верхам среднего рифея относится группа Корас, сложенная неметаморфизованными вулканогенно-осадочными породами общей мощностью более 7500 м. Имеющиеся Rb/Sr изохронные определения возраста базальтовых андезитов ( $1178 \pm 18$ ), кварцевых порфиров ( $1158 \pm 98$ ), рвущих гранитов (1080—1050) позволяют установить возраст группы в интервале 1200—1000 млн. лет.

В Центральной Намибии (прогиб Нама) среднему рифею соответствует система Дордабис, расчлененная на три формации.

Циркон из порфи́ров Скумок датирован свинцово-изотопным методом в  $1130 \pm 75$  млн. лет. В северной части зоны Намакваленда распространена вулканогенно-осадочная серия Синклер. Ее средне-рифейский возраст подтверждается радиометрическими датировками вулканитов и гранитоидов Б. Уоттерса [4]. Вероятно, нижние подразделения Дордабис и Синклер относятся частично к нижнему рифею (см. табл. 2).

**Верхний рифей.** В Западной Африке наиболее надежно обоснованные разрезы верхнего рифея находятся в северной части впадины Тауденни, на территории Мавритании и Алжира (см. табл. 2). В хребте и на плато Эль-Эглаб выше вулканогенно-осадочных пород серий Эглаб и Гельб-Эль-Хадид и прорывающих их гранитов с несогласием залегает серия Ханк. В ее разрезе выделяется три свиты. Нижняя (150 м) — «нижняя песчаниковая серия», сложенная в основном кварцевыми песчаниками; средняя — «известняково-доломитовая свита со строматолитами» (до 600 м); верхняя — «верхняя песчаниковая», или Бир-Амрам (до 1000 м), — красноцветные полевошпатовые песчаники с прослоями аргиллитов и конгломератов. Первые две свиты прорваны дайками долеритов. В составе средней карбонатной серии Ж. Бертран-Сарфати выделила четыре строматолитовых горизонта, характерных для верхнего рифея. Нижним возрастным пределом серии Ханк является возраст гранитоидов, рвущих серию Эглаб, — 1250 млн. лет. Перекрыта серия тиллитами венда. Эти данные совместно с результатами определений строматолитов позволяют отнести серию Ханк к верхнему рифею [2, 14, 15].

В Мавританском Адрае, по Ж. Тромпетту [2, 14, 15], серии Ханк соответствуют дотиллитовые серии (группы) — Шар, Атар, Тифунк и Асабет-Эль-Хасиан. Группа Шар (250 м) залегает несогласно на архейском комплексе Амсага и сложена в основном косослонстыми кварцевыми песчаниками с линзами конгломератов, известняков. Группа Атар (700 м) представлена ритмичным чередованием пачек песчаников и доломитов. Группа Тифунк (50—100 м) сложена аргиллитами, алевролитами с прослоями карбонатных пород. Группа Асабет-Эль-Хасиан (400 м) образована в основном кварцевыми песчаниками и аргиллитами.

В породах группы Атар Ж. Бертран-Сарфати определены строматолиты поздне-рифейского комплекса. Для глинистых фракций из разреза Мавританского Адраа Н. Клауэром, Ж. Тромпеттом и др. приводится несколько Rb/Sr датировок —  $1022 \pm 34$  млн. лет для группы Шар,  $912 \pm 37$ ,  $894 \pm 23$ ,  $799 \pm 69$  млн. лет — для группы Атар. Глауконит из этой же группы датирован в 713 млн. лет. Таким образом, биостратиграфические и радиохронологические данные позволяют отнести дотиллитовую часть Мавританского Адраа к верхнему рифею [2, 15].

В юго-западной части впадины Тауденни этому стратиграфическому уровню соответствует серия Сегу—Мадина—Кута, развитая в Гвинее и Сенегале. Она залегает на кристаллических породах Бирринского комплекса и сложена снизу вверх свитой Сегу



(500 м) — песчаники, аргиллиты, сланцы; свитой Газануке (алевролиты, аргиллиты); свитой Каннта (350 м) — кварциты, песчаники; свитой Дира (600 м) — алевролиты, мергели, аргиллиты. По сланцам серии Rb/Sr методом Ж. Бассо получена цифра  $1022 \pm 20$  млн. лет [2]. Серия Сегу—Мадина—Кута перекрыта тиллитами венда.

На юге впадины Тауденни, в Верхней Вольте и Мали дотиллитовый разрез представлен снизу вверх подсериями Сотюба и Сикасо — преимущественно кварц-глауконитовые песчаники, подсерией Бобо-Диуласо — сланцы, известняки, доломиты, подсерией Кулуба (песчаники). Возраст глауконита из подсерии Сотюба (К/Аг метод), по Н. А. Божко и др. [2], 990 млн. лет.

Дотиллитовый разрез впадины Вольта в Гане (см. табл. 2) представлен толщей косослоистых кварцевых песчаников с прослоями аргиллитов (серия Мораго, 600 м), залегающих на Биримском комплексе и серии Тарква [2]. В Бенине ему соответствует группа Дапанго-Бамбука, состоящая из трех толщ: нижней песчаниковой, средней известняково-песчаниковой и верхней песчаниковой. Послойная корреляция серии Мораго с группой Дапанго-Бамбука и стратотипом верхнего рифея — разрезом Мавританского Адара в настоящее время может быть проведена лишь условно. Эта проблема осложнена тем, что скважины центральной части впадины Вольта, пройдя 600 м песчаников ниже тиллитов, не достигли подошвы серии Мораго. Не исключена возможность присутствия в средней части разреза известняково-песчаниковой пачки, соответствующей группе Атар Мавританского Адара, или средней толщи разреза Бенина. В этом случае вскрытый разрез серии Мораго будет соответствовать группе Асабет-Эль-Хасиан, кстати, очень сходной литологически. Если же вся толща серии Мораго представлена песчаниками и аргиллитами, следует предполагать либо фациальное выклинивание карбонатной части, либо значительный размыв ее верхов, и сопоставлять указанную серию с группой Шар. В Верхней Вольте рассматриваемому уровню соответствуют песчаники Тапсарга, а в Нигерии — песчаники Киртачи.

К востоку от впадины Вольта в Аквапим-Тоголезской (Атакорской) складчатой зоне серии Мораго (Нижнему Вольтию) соответствует кварцевая серия Того (Атакора) [2]. В районе Нкванта-Дутукпене (Гана) в разрезе серии установлены три свиты: нижняя — серицитовые кварциты с прослоями филлитов и кварцевых сланцев — 1000 м, средняя — сланцы и филлиты с прослоями кварцитов — 1715 м; верхняя — филлиты, слюдисто-хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов — 390 м. Стратиграфически выше серии Того в хребте Аквапим (Гана) залегает тиллитовая флишоидная серия Басари (1100 м), состоящая из нижней аргиллит-алевролитовой и верхней аргиллит-песчаниковой толщ. В разрезе свит отмечены известковистые песчаники; серия Того, очевидно, соответствует кварцитам Атакория, а серия Баса — сланцам Атакория в разрезе Бенина, изученном Аффатоном.

Отсутствие серии Басари в разрезе впадины Вольта скорее говорит в пользу ее размыва и соответственно нижней стратиграфической позиции песчаников впадины по отношению к разрезу Мавританского Адраара.

Образования, слагающие Атакорскую зону, издавна сопоставлялись с породами излучины Нигера (район р. Гурма) и Верхней Вольты. Они были детально изучены Р. Рейшельтом [14], который выделил здесь два типа разреза — западный («порога» Хомбори Бундам) и восточный (бассейн Гурма). На западе толщи, непосредственно переходящие в отложения впадины Таудени, объединены в карбонатно-терригенную серию Хомбори. Залегают они с несогласием на кристаллических породах Бирримия и в свою очередь переходят в близкие по составу, но более мощные отложения восточной зоны — серию Идубан.

Разрезы бассейна Гурма напоминают разрез Мавританского Адраара и плато Эль-Эглаб, однако имеются лишь K/AR датировки слюдяных сланцев из серии Идубан — 640 млн. лет, определяющие верхний возрастной предел серии. В районе г. Ансонго с низами серии Идубан пространственно ассоциируют гранитогнейсы Бурре, представляющие собой, согласно одним взглядам, выступ фундамента серии Идубан [16], а другим, — субвулканическую интрузию, комагматичную дацитам свиты I6 [14]. Возраст гранитогнейсов Бурре, определенный Р. Рейшельтом K/AR методом,  $1210 (1160) \pm 60$  млн. лет [14]. В случае справедливости первой трактовки положение гнейсов Бурре, серий Хомбори и Идубан будет полностью соответствовать верхнему рифею. Но и при второй точке зрения основная часть разреза указанных серий окажется верхнерифейской.

В Антиатласе несогласно на карельских гранитоидах и гнейсах залегают толща чередования кварцитов и известняков со строматолитами, содержащая траппы. Ей в более северных районах вдоль антиатласского разлома от района Нкоб до Блейда соответствуют более глубоководные отложения, представленные ритмичными чередованиями черных сланцев, алевролитов, лав основного состава, яшм, а также кварцитов и известняков, аналогичных платформенным толщам, указанным выше. В целом же наблюдается приуроченность известняков и кварцитов к нижней части разреза вулканогенно-осадочной толщи Нкоб-Блейда. Верхний возрастной предел этой толщи определяется по Rb/Sr датировке прорывающей ее интрузии габбро в  $788 \pm 8$  млн. лет [39], а также возрастом ее метаморфизма, определенным по серицитовым сланцам Rb/Sr методом в  $685 \pm 15$  млн. лет. К верхнему рифею эти серии относятся на основании их корреляции со «строматолитовой» серией Хоггар, которая, в свою очередь, сопоставляется с серией Ханк Мавританского Адраара.

В Мавританском поясе рассматриваемому уровню, по-видимому, соответствуют толщи, распространенные по обе стороны от «серпентинитового пояса», или «Мавританской оси», и стратиграфически занимающие положение между вулканогенно-осадочны-

ми группами Гадель—Ауиджа (внизу) и тиллитами (вверху), что следует из результатов работ Ж. Широ, Д. Манева и др. [4]. В районе Моктар—Лехтар—Бакел Мавритании это группа Рабра (см. табл. 2), сложенная метаандезитами, празинитами и метадацитами, и перекрывающая ее группа Уешкеш — слюдистые сланцы: порфириоиды, кислые вулканиты, туфы. В районе Акжужт-Тамкаркарт им соответствует верхняя часть комплекса Акжужт — кислые и средние вулканиты.

На западе Сенегала между нижними основными вулканитами серий Бакел и Басари и тиллитами Фалеме залегают кварцито-сланцевые толщи, слагающие верхние части этих серий и серию Кулунту. С ними сопоставляется серия Рокел Гвинеи и Сьерра-Леоне, залегающая на нижнепротерозойской серии Марампа. В Гвинее серия Рокел, по В. Ю. Буфееву и др. [14], представлена нижней свитой Коленте, сложенной последовательно конгломератами, известковистыми песчаниками, известняками, аргиллитами, алевролитами, песчаниками и основными эффузивами верхней свиты. В Сьерра-Леоне данная серия выделена под наименованием Рокел-Ривер (7500 м) и, по П. Аалену [14], представлена нижней формацией Тейб (конгломераты) сменяющейся вверх песчано-глинистыми породами формаций Макани, Тай, Мэбоул, Тейя. Разрез венчается андезито-базальтами и риолитами формации Касеве-Хилс.

Как следует из работ Р. Каби, Ж. Бертрана и др. [4], в Западном Ахаггаре (р-н Тасенджанет) с серией Ханк Мавритании и Алжира сопоставляется Строматолитовая серия (Нижний Фарузий), залегающая на породах карельского основания. В нижней части она представлена аркозами, переходящими в известняки и доломиты. Метаморфизм Строматолитовой серии весьма изменчив и порой достигает амфиболитовой фации. Породы серии прорывают крупные интрузии гипербазитов и гранитоидов.

На Строматолитовой серии с перерывом залегает вулканогенно-осадочная серия Верте (зеленая), или Верхний Фарузий. Ее нижняя часть — существенно вулканогенная, сложена в основном базальтами и андезитами, риолитами, основными и кислыми туфами. Верхняя — обломочно-вулканогенная флишоидная, сложена снизу вверх: 1) конгломератами и аркозами, 2) доломитовыми известняками, 3) доломитами, яшмовидными породами, сланцами, 4) лавами кислого и среднего состава, граувакками, туфами, агломератами, брекчиями, аргиллитами (главная часть толщи), 5) аркозовыми песчаниками. Общая мощность серии Верте 10—15 км. Серия Верте прорвана гранитными синтетектоническими батолитами, возраст которых Rb/Sr методом определен в  $680 \pm 30$  млн. лет. Учитывая этот верхний возрастной предел, а также корреляцию Строматолитовой серии с серией Ханк, весь комплекс Фарузия следует рассматривать в объеме верхнего рифея.

По-видимому, к верхней части верхнего рифея относятся вулканогенно-осадочные толщи Восточного Ахаггара, слагающие формации Тиририн и сопоставляемые Ж. Бертраном и др. с верхней

частью серии Верте. Разрез общей мощностью 8000 м представлен в нижней части глинисто-карбонатными отложениями, в средней — тиллоидами, аркозами и граувакками; в верхней — красными и лавами основного и кислого состава. Верхний возрастной предел формации Тиририн определен по Rb/Sr датировкам дотектонических силлов в  $660 \pm 5$  млн. лет. Значительная часть позднедокембрийских сланцевых комплексов Нигерии, выделяемых под разными названиями, может быть отнесена к верхнему рифею. Точно так же, как и в Северо-Восточной Бразилии, эти отложения в поле развития древнего фундамента слагают многочисленные выходы, представляющие собой части эродированных складчатых систем.

В системе Анка, по Р. Холту и др. [4], выше толщи слюдястых сланцев и песчаников расположен комплекс средних и кислых известково-щелочных вулканитов Бункасау, сопровождаемый интрузиями кислых и средних даек и прорванный батолитом Маинчи, для которого Rb/Sr методом получена цифра  $679 \pm 56$  млн. лет. Вулканиты Анка по своему составу и возрасту прорывающих батолитов могут быть сопоставлены с вулканитами серии Верте Западного Ахаггара.

К отложениям, образовавшимся непосредственно перед Пан-Африканским орогенезом (730—650 млн. лет), относится формация Бирнин-Гвари. Аналогичное положение занимают формации Иффон и Кабба в Юго-Западной Нигерии [44]. Метаосадки района Зарии коррелируются Мак Кэри с Катангием Центральной Африки и помещаются в интервал возраста 1000—800 млн. лет.

Широко распространенные рифейские отложения в пределах Габона, Конго, Заира, Анголы слагают протяженный Западно-Конголезский складчатый пояс, выделяясь в качестве системы (комплекса) Западного Конго. Разрез системы в целом довольно выдержан [27]. В ее основании, залегая с несогласием на образованиях системы Маюмбе, находится серия (система) Сансиква—Бамба (Сансиква) (до 1500 м), сложенная песчаниками, сланцами, известняками, кварцитами. Выше залегает Нижний Тиллит, или тиллоид (Ледниковая серия Бамба) мощностью до 400 м, представленный темно-зелеными сланцами, содержащими беспорядочные обломки пород различного состава. По мнению большинства исследователей, Нижний Тиллит имеет ледниковое происхождение. Нижний Тиллит вверх по разрезу сменяется верхней серией Шилоанго (серией Луила) мощностью до 1000 м, сложенной известняками, сланцами, аргиллитами, известковистыми песчаниками. На размытой поверхности указанных серий залегает Верхний Тиллит (Ледниковая серия Ниари) мощностью до 150 м, имеющий ледниковый генезис. Верхний Тиллит представляет собой пудинговый конгломерат со сланцеватой, неслоистой основной массой, содержащей несортированные неокатанные обломки различных пород. Выше следует «сланцево-известняковая серия» мощностью до 1200 м, сложенная мергелями, доломитами, известняками, пестрыми глинами, аргиллитами, глинистыми сланцами и

перекрытая серией Мпиока (1000 м), в основании которой залегает горизонт конгломерато-брекчий (конгломерат Бангу, брекчия Мфиди, Луиде), а главная часть разреза сложена полевошпатовыми кварцитами и сланцами. Венчается разрез системы Западного Конго континентальной серией Инкиси (см. табл. 2).

Нижний возрастной предел системы в настоящее время установлен довольно четко по возрасту гранитов, перекрытых базальными отложениями серии Сансиква. Циркон из этого гранита U/Pb методом датирован Л. Каэном и др. [4] в  $1027 \pm 56$  млн. лет. Возраст главной фазы складчатости Западных Конголид по свинцу гранитов Нокуа возле Матади определяется в 752 млн. лет\*, а заключительной — в 612 млн. лет. Главная фаза, видимо, предшествовала отложению молассы серии Инкиси [2]. В этом случае разрез системы Западного Конго от ее основания до подошвы серии Инкиси соответствует стратиграфическому интервалу верхнего рифея.

На юго-западе ЦАР с Нижним Тиллитом Западного Конго сопоставляются тиллиты Банджа, а со «сланцево-известняковой серией» — серии Бобасса (известняки) и Касса (силициты), распространенные вдоль р. Убанги [2] и входящие в состав нижней части группы Убанги. На породах серии Касса трансгрессивно залегает серия Фурумбала, представленная кварцитовидными песчаниками с прослоями аргиллитов. С серией Фурумбала коррелируются кварцевые и аркозовые песчаники серии Кумбал, развитые на северо-востоке ЦАР. Серия Фурумбала составляет верхнюю часть группы Убанги, или системы Нижнего Котто, сопоставляемую со сланцево-песчаниковой серией системы Западного Конго, т. е. с сериями Мпиока и Инкиси.

На северо-востоке Заира значительная территория сложена отложениями группы (системы) Линди, состоящей из нижней толщи Итури (190 м) — кварциты, известняки, сланцы; тиллитов Аквокво (50 м); толщи Локома (800 м) — сланцы, известняки, аркозы; толщи Арувими — кварциты, доломиты, сланцы; в верхней части — красные песчаники. Из галенита Хома-Бей в средней части системы получена цифра 690 млн. лет. Тиллит Аквокво сопоставляется с Малым Конгломератом Катанги и Верхним Тиллитом системы Западного Конго. Соответственно, толща Итури соответствует верхней серии Шилоанго; Локома — сланцево-известняковой серии; а Арувими — сериям Мпиока и Инкиси.

В районе г. Банги (ЦАР) тиллитам Банджа, лежащим на кварцитах и филлитах серии Банги, соответствуют низы серии Фатима, по Ж. Полдевину, а «сланцево-известняковой системе», по-видимому, — карбонатная верхняя часть этой серии. В районе Бакума на кристаллическом фундаменте залегают кварцито-сланцевые серии Бугбулу и Накандо; сланцевая серия Мбания; тиллиты и доломиты серии Бакума и песчаниковая серия Диалинга.

\* К этому значению близка цифра 740 млн. лет, полученная для слоистой минерализации свинца в сланцево-известняковой системе [27].

По тиллитам из серий Бакума и Мбания М. Бономом получена Rb/Sr изохрона, определяющая возраст метаморфизма этих серий в  $683 \pm 11$  млн. лет. Серия Диалинга, не затронутая этим метаморфизмом, считается моложе 685 млн. лет. Строение разреза и радиометрические датировки позволяют сопоставить тиллиты в основании серии Бакума с Нижним Тиллитом; серию Диалинга — с сериями Мпиока и Инкиси. Дотиллитовые серии Банги, Мбания, Накандо и Бугбулу в этом случае коррелируются с серией Сансиква. Указанные серии являются аналогами системы Линди (Заир), в которую они переходят. В Чаде этому уровню соответствует серия Анакарубе, а в Камеруне — серия Джа с тиллитами в основании [23].

В Северо-Восточном Заире со сланцево-известняковой системой коррелируется «сланцево-кварцито-известняковая система», слагающая нижнее подразделение группы Убанги. С сериями Мпиока и Инкиси сопоставляется ее верхнее подразделение — «кварцито-песчаниковая система».

В Заире и Замбии с отложениями системы Западного Конго сопоставляются практически всеми исследователями породы, слагающие группу (комплекс) Катанга, или Катангий. Нижняя часть Катангия — система Роан, располагаясь в основном в верхах среднего рифея, частично переходит в верхний рифей. Вверх по разрезу отложения системы Роан несогласно сменяются серией Мвашия (800 м), в основании представленной доломитами, переходящими в черные глинистые сланцы и венчающиеся полевошпатовыми кварцитами. Серия Большого Конгломерата сменяет вверх по разрезу серию Мвашия и описывается как типичный тиллит, содержащий линзы сланцев и песчаников. Мощность его около 300 м. Система Нижнее Кунделунгу (2000 м); перекрывающая Большой Конгломерат, сложена песчаниками, глинистыми сланцами, известняками, аргиллитами. Выше следует Малый Конгломерат (80 м), которому также приписывается ледниковое происхождение. Выше лежащая система Верхнее Кунделунгу состоит из трех групп: нижней — Калуде (750 м), сложенной песчаниками, известняками, сланцами; средней — Кьюбо (2000 м), конгломерато-песчаниково-сланцевой, и верхней, залегающей несогласно на предыдущей, — группе Плато, сложенной в основном красноцветными песчаниками и гравелитами [27]. Таким образом, начиная с Большого Конгломерата, разрез Катангского комплекса по набору пород послойно увязывается с разрезом системы Западного Конго (см. табл. 2). На основании только этого сопоставления разрез Катангия от верхов Роана до группы Кьюбо включительно соответствует верхнему рифею. Это подтверждают и геохронологические данные. Возраст синтектонического гранита Лусака, прорывающего известняки и доломиты Верхнего Роана, U/Pb методом датирован М. Барром и др. в 863 млн. лет. Эта цифра соответствует Pb/Sr датировке. Л. Каэна микроклина из жил в основании Роана —  $888 \pm 42$  млн. лет. Для образцов галенита из района Брокен-Хилл U/Pb методом получено значение возраста

714 млн. лет. Для гранитов Нчанга, регенерированных во время Катангских событий, получены значения 775 и 570 млн. лет. Для эпигенетических уранинитов Шинколобве Pb способом получены значения в интервале 620—670 млн. лет [27]. С внедрением гранитов Лусака обычно связывают Луфилийскую фазу складчатости Катангия (после отложения Нижней Кунделунгу). Время главных событий собственно катангской складчатости очевидно соответствует уровню 670 млн. лет [2, 14], т. е. перед накоплением континентальной молассы серии Плато.

К сказанному можно добавить, что, по мнению М. Е. Раабен, строматолиты из Катангия имеют позднерифейский возраст (личное сообщение).

В Уганде отложения серии Буньоро, вероятно, соответствуют части разреза Катангия (Малому Конгломерату и низам Нижнего Кунделунгу). В основании они сложены тиллитами, выше которых следует аргиллитовая толща. С серией Буньоро коррелируются развитые в изолированных останцах серии Митьяна и Синго (верхи), начинающиеся с тиллитов.

В Саудовской Аравии, согласно новой стратиграфической схеме В. Гринвуда и др. [4], верхнему рифею соответствует группа Абла (см. табл 2), сложенная нижней обломочной свитой, средней — андезито-риодацитов, содержащей подчиненное количество базальтов, и верхней, преимущественно обломочной, представленной, как и нижняя свита, конгломератами и граувакками, туфами и прослоями карбонатных пород. Для группы Абла, залегающей с несогласием на группах Бейш и Джида, примечательна резкая латеральная и вертикальная фашиальная изменчивость, характерная для вулканогенных толщ. Породы группы Абла метаморфизованы в зеленосланцевой фации и прорваны габброидными и диоритовыми интрузиями с возрастом 800 млн. лет (Rb/Sr) и кварцевыми диоритами, монцититами с возрастом 785 млн. лет. Свинцово-изотопная датировка гранитов, рвущих группу Абла, 763 млн. лет [28]. Таким образом, группа находится в пределах датировок 960—785—763 млн. лет и соответствует по возрасту позднему рифею.

В центральной и северной частях Аравийского щита широко развита группа Халабан (до 10 000 м), также состоящая из трех свит: нижней — существенно терригенно-обломочной, средней — вулканогенно-осадочной (андезиты, дациты, пирокласты, песчаники, аргиллиты) и верхней — вулканогенно-осадочной (риолиты, трахиты, пирокласты). Rb/Sr датировки гранитов, рвущих группу Халабан, находятся по В. Гринвуду и др. [28], в интервале 650—600 млн. лет, а урано-свинцовые по цирконам из этих гранитов на уровне  $666 \pm 8$  млн. лет. Имеющиеся для группы Халабан Rb/Sr датировки Ф. Доджа (изохроны по всей породе) — 760—765 млн. лет — указывают на позднерифейский возраст группы. В Египте ей соответствует группа Докхан аналогичного известково-щелочного состава. На севере Саудовской Аравии рассматриваемому уровню

соответствует группа Хулаяф Ж. Дельфура, в Судане — вулканы Асотриба (А. В. Развальяев — личное сообщение).

В юго-западной части Африки верхнерифейские отложения представлены супергруппой Дамара, слагающей одноименный складчатый пояс на территории Намибии. Стратиграфическая номенклатура супергруппы за долгие годы претерпевала многочисленные непрерывные изменения. На сегодняшний день она выглядит так [41], как показано в табл. 3.

Нижняя группа Носиб залегает с резким несогласием на древних породах фундамента и кислых вулканитах Коабендус (1700 млн. лет). На севере, в горах Отави, она имеет среднюю мощность 2000 м и представлена в основании кварцитами и слан-

Таблица 3

Корреляция отложений супергруппы Дамара

Север			Центр			Юг		
Группа	Подгр.	Формация	Группа	Подгр.	Формация	Группа	Подгр.	Формация
Мулден						Частично группа Нама		
Отави	Цумеб	Хаттенберг	Свакоп	Комас	Куисеб	Свакоп	Комас	Куисеб
		Иландшок			Карибиб			Ауас
		Малеберг			Чуос			Чуос
		Чуос						
	Абенаб	Аурос			Дом			Бергоф
		Гаусс			Угаб	Джордж	Кудис	Хакос
		Берг-Аукас						Корона
Носиб		Аскеволд	Носиб		Кан	Носиб		Камтсас
		Наванурт			Итусис			Дуручаус
		Набис						



цами (формация Насиб), сменяющимися вверх риолитами, андезитами, туфами, брекчиями, фельзитами (формация Навапурт). На юге хр. Франсфонтейн мощность вулканитов достигает 6600 м. В Центральной части пояса низы группы также сложены кварцитами и конгломератами (формация Итусис), а верхняя часть — сланцами, кварцитами и амфиболитами (формация Кан). Общая мощность 3000 м. На юге формация Дуручаус (5000 м) представлена базальными конгломератами, слюдяными сланцами, филлитами, известняками, кварцитами и песчаниками. Формация Камтсас (6200 м) сложена конгломератами, кварцитами, аркозами. На севере и в хр. Франсфонтейна группа Носиб прорвана габбро, нефелиновыми, щелочно-полевошпатовыми и кварцевыми сиенитами.

На образованиях группы Носиб с несогласием залегают группы Отави и Свакоп. Нижние их подгруппы характеризуются карбонатно-терригенным составом. Подгруппа Абенаб состоит из сланцево-граувакковой формации Берг-Аукас (970 м), доломитовой Гаусс (820 м) и известняково-доломитовой Аурос (370 м). Соответствующая ей подгруппа Угаб группы Свакоп (2160 м) представлена аркозами, известняками, доломитами, кварцитами. Аналог подгруппы Угаб подгруппа Кудис на юге пояса сложена графитовыми сланцами, мраморами, слюдястыми сланцами, конгломератами, итабиритами формации Корона (1200 м), кварцитами формации Хакос (2000 м) и амфиболитами, конгломератами Бергоф, или Натас (150 м).

Указанные подгруппы повсеместно во всех зонах перекрыты тиллитом Чуос (до 1650 м) подгрупп Цумед и Комас, сложенными ледниковыми конгломератами, кварцитами, а на юге — метаконгломератами, амфиболитами, кристаллическими сланцами. Вышележащие части разреза названных подгрупп хорошо коррелируются между собой. В горах Отави на тиллитах залегают доломиты и сланцы формации Малeberg (2000 м), доломиты Иландшок (1300 м), сланцы и доломиты Хаттенберг (670 м). Вечается разрез несогласно залегающей группой Мулден. В центральной части пояса выделены две надтиллитовых формации: Карибид (1000 м) — доломиты, известняки с прослоями аргиллитов и песчаников, и Куисеб (до 10 000 м) — метаграувакки, доломиты, кварциты. На юге формации Карибид соответствуют кварциты, кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты, итабириты формации Ауас (2400 м). Формация Куисеб (10 000 м) здесь сильно метаморфизована. В ее основании залегает толща амфиболитов и тальковых сланцев Матчлесс, перекрывается биотит-кварц-полевошпатовыми сланцами, графитовыми сланцами, кальцифирами.

Анализ разреза супергруппы Дамара обнаруживает его большое сходство с разрезом Катангия и Западно-Конголезского комплекса. При этом между собой сопоставлены Верхний Тиллит, Малый Конгломерат и тиллит Чуос. Аналоги Большого Конгломерата и Нижнего Тиллита в разрезе Дамары отсутствуют. Воз-

можно, они были размыты в течение крупного перерыва, предшествовавшего образованию групп Отави и Свакоп. Нижняя возрастная граница супергруппы Дамара определяется возрастом подстилающих гранитов Франсфонтейна ( $1700 \pm 60$  млн. лет), а также анортозитового массива Куневе на севере, подстилающего породы Отави —  $1260$  млн. лет [27]. На юге пояса группа Носиб несогласно перекрывает порфиры Квебе, возраст которых, по Х. Пораде,  $895-960$  млн. лет. Возраст отложений формации Кан Rb/Sr методом датирован А. Кронером и др. [4] в  $840 \pm 16$  млн. лет; возраст порфира из формации Навапурт U/Pb методом по циркону —  $760$  млн. лет, а U/Pb возраст кварцевого сиенита Оас, прорывающего Носиб, —  $768 \pm 30$  млн. лет [35]. Вместе с тем, для вулканокластов формации Хумплата группы Чела (аналог Носиба в Анголе) получено значение  $1100 \pm 35$  млн. лет, что сходится и с палеомагнитными данными о возрасте накопления этих групп [35]. Таким образом, осадконакопление группы Носиб можно отнести по имеющимся данным к интервалу  $1100-770$  млн. лет, наиболее вероятно —  $800$  или  $900$  млн. лет. Учитывая возраст сиенита Оас (Rb/Sr), рвущего группу Носиб, А. Кронер помещает ее в возрастной интервал  $1000-840 \pm 12$  млн. лет. Возраст метаморфизованной известковой гранобластовой породы из формации Карибид, определенный Rb/Sr методом, равен  $665 \pm 34$  млн. лет и отражает, по А. Кронеру и др. [4], Катангский эпизод диастрофизма и, вероятно, может являться верхним возрастным пределом групп Свакоп и Отави, которые вместе с группой Носиб могут быть помещены в рамки позднего рифея — самых низов венда. Это в основном согласуется со следующими возрастными интервалами, предлагаемыми Р. Ходбергом [35] для подразделений супергруппы Дамара (млн. лет): Абенаб —  $810-710$ ; Чуос —  $710-700$ ; Маленберг —  $700-670$ ; Иландшок —  $670-640$ ; Хаттенберг —  $640-610$ . Вместе с тем, на основании того факта, что породы супергруппы Дамара, включая флиш Комаса, прорываются изверженным комплексом Палментал ( $751 \pm 24$  млн. лет по Rb/Sr изохроне), а породы группы Отави в Анголе — основными дайками с возрастом  $777 \pm 41$  млн. лет, следует считать, вслед за А. Кронером, что вся супергруппа (до основания группы Мулден) древнее  $750$  млн. лет. На крайнем юге (северный край впадины Калахари) группе Носиб соответствуют синхронные формации Кляйн-Ауб и Витвлей и перекрывающая их серия Цумис ( $5700$  м), сложенная в основном полевошпатовыми кварцитами. В Ботсване им соответствуют нижняя и верхняя серии Ганзи.

На юге Намибии в районе р. Оранжевой супергруппа Дамара сопоставляется с развитой здесь группой Гарип (см. табл. 2), изученной детально А. Кронером в Рихтерсвельде [4]. В восточном Рихтерсвельде в основании группы залегает формация Стинкфонтейн ( $7500$  м), состоящая из нижней кварцито-конгломератовой толщи и верхней, сложенной кислыми и средними лавами, туфами, песчаниками. Вышележащая формация Хильда ( $3000$  м) сложена конгломератами, тиллитами, кварцитами и доломитами.

Ее фациальный аналог, формация Хольгат (1500—2000 м) представлена аркозами, сланцами, кварцитами, доломитами, алевролитами. Венчает разрез формация Нумис, сложенная в основании тиллитами (450—500 м), сменяющимися вверх доломитами с прослоями филлитов и сланцев (300 м).

В Западной, приокеанической части Рихтерсвелда обнаруживается несколько иной разрез группы Гарип. В основании присутствует формация Грутдерм (5000 м) — метаморфизованные основные и средние лавы, туфы, агломераты, брекчии. Выше залегает формация Оранжемунд (1500 м), сложенная от основания вверх доломитами, филлитами, кварц-хлоритовыми сланцами, кварцитами, граувакками. По А. Кронеру, формирование формаций Грутдерм и Оранжемунд происходило приблизительно синхронно с накоплением пород формаций Хильда и Хольгат.

Формация Стинкфонтейн несогласно перекрывает пегматиты Намакваленда с возрастом  $937 \pm 30$ — $890 \pm 30$  млн. лет и прорвана гранитами, для которых имеются, соответственно, Rb/Sr и U/Pb датировки —  $810 \pm 35$  и  $780 \pm 10$  млн. лет. Это в целом соответствует радиометрическим определениям, имеющимся для группы Носиб. Формация Хильда сопоставляется с подгруппами Абенаб, Кудис, Угаб, тиллит Нумиса — с тиллитом Чуос, а надтиллитовая часть Нумиса — с низами подгруппы Комас. С диастрофизмом Гарипа связывается становление пегматитовых даек в фундаменте, для которых K/Ar методом получена цифра  $598 \pm 25$  млн. лет. Посттектонический гранит Кубус имеет возраст 550 млн. лет.

Стратиграфическим эквивалентом супергруппы Дамара и группы Гарип являются отложения группы Малмсбери, развитые в Капской провинции ЮАР. В стратотипическом районе юго-западного Кейпа С. Хартнади и др. [4] в настоящее время разработана следующая стратиграфическая номенклатура. В Западной (эвгеосинклинальной) зоне выделена формация Тигерберг, сложенная ритмичными пелитами, граувакками с подчиненными конгломератами и известняками. В районе Блоуберха в ее составе развиты амигдалоидные лавы. Близкий состав имеет формация Муррисбург, развитая между Муррисбургом и Веллингтоном, сложенная также ритмичной толщей граувакк и глинистых пород. При этом не исключается возможность того, что формация Муррисбург является более мелководным аналогом формации Тигерберг. В Восточной (многоэосинклинальной) зоне указанным формациям соответствуют формация Портевиль и ее аналоги Пикетберг и Френчхук, сложенные в основном филлитами и граувакками с прослоями кварцитов, гравелитов, линзами известняков.

Породы группы Малмсбери прорваны плутоном Кейп, возраст которого по свинцу  $610 \pm 20$  млн. лет. Верхний возрастной предел группы близок к 1000 млн. лет, что следует из датировок, отражающих эпоху переработки в Южном Намакваленде, а также определения возраста образцов из скважин, вскрывших отложения Малмсбери ниже пород Карру и группирующихся в интервал

1180—830 млн. лет. Группа Малмсбери возможно, соответствует дотиллитовому разрезу группы Гарип.

С породами формации Тигерберг, возможно, коррелируется мощная толща филлитов и кварцитов, обнажающихся в «окне» Джордж среди палеозойских отложений системы Кейп. Другие выходы в аналогичных «окнах», развитых на южной оконечности Африки, по-видимому, представляют собой более молодые, вендские отложения, хотя обычно и сопоставляются с группой Малмсбери. С. Хартнади и др., на наш взгляд, совершенно справедливо предлагают использовать термин Малмсбери только применительно к стратотипическому району, т. е. Юго-Западному Кейпу.

**Венд.** В Западной Африке к этому стратиграфическому интервалу принадлежат тиллитовые и надтилитовые комплексы и их эквиваленты. В разрезе Мавританского Адраара (см. табл. 2), верхнерифейская группа Асабет-Эль-Хаснан с разрывом перекрывается группой Бхат-Эргил, в основании которой присутствует тиллит Джбеля (250 м); выше тиллита залегает горизонт известняков и пачка кремнистых пород, переходящих в толщу аргиллитов. Разрез венчает песчаниковая группа Фалайзе-Атар, перекрытая отложениями кембро-ордовика. Указанные группы составляют серию II Р. Тромпетта [14]. Имеются две Rb/Sr датировки по глинистым минералам из отложений, непосредственно перекрывающих тиллиты, —  $615 \pm 51$  (Н. Клауэр) и  $595 \pm 43$  млн. лет (М. Дену и др.).

В соседних районах Алжира аналогичное строение имеет серия Эмилия, перекрывающая серию Ханк: тиллиты, глины Адлаф, песчаники Креб-Нага. Такое же удивительное постоянство верхней части разреза докембрия отмечается повсеместно в надтилитовых комплексах Западной Африки. Отчетливо выделяются две литостратиграфические толщи — нижняя, начинающаяся тиллитами, которые обычно перекрываются горизонтом известняков и доломитов, переходящих вверх в толщу зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов флишоидного облика, иногда содержащей тонкие прослои известняков и доломитов, и верхняя, сложенная песчаниками, обычно красноцветными, молассоидного облика с прослоями конгломератов, алевролитов и аргиллитов.

В Мавритании и Северо-Западном Мали нижней толще соответствует серия Киффа (комплекс Рагс), а верхней — серия Тагант-Асаба. С ними коррелируются серии Уа-Уа и Агуальет, в основании которых тиллиты не описаны (возможно размыты), но строение остальной части разреза и стратиграфическое положение однозначно указывают на принадлежность их к рассматриваемому уровню (см. табл. 2). В Сенегале нижней толще соответствуют тиллиты, доломиты, яшмы, аргиллиты серии Фалем, а верхней — красные песчаники Бунду. Аналогичное двучленное строение имеют «тиллитовые» серии Мали в Гвинее, серии Каес и Нара в Верхней Вольте и Мали, серия Тамале в Гане. В серии Тамале нижней толще соответствует свита Оти (Пранг), а верхней — свита Обосум. В карбонатной брекчии, замещающей тил-

литы в свите Оти, автором были обнаружены обломки поздне-рифейско-вендских строматолитов, а в надтиллитовой части — два комплекса вендских микрофоссилий [2]. Глауконит из отложений, непосредственно перекрывающих тиллиты, был датирован K/Ar методом в 620 млн. лет. В Атакорской зоне с серией Тамале сопоставляется серия Буэм (2500) с тиллитами в основании, представленная песчано-аргиллитовой толщей, венчающейся основными лавами. По эффузивам K/Ar методом получена цифра  $620 \pm \pm 50$  млн. лет. В Бенине аналогом серии Буэм, по П. Аффатону, является серия зоны Холмов, а серии Тамале — формация Пенджари.

Таким образом, тиллитовые горизонты Западной Африки, несогласно перекрывающие верхнерифейские отложения, значительно моложе 700—800 млн. лет и несколько древнее 620 млн. лет, а надтиллитовые толщи можно отнести к терминальному рифею (венду). Стратиграфическое положение красноцветных песчаников верхней толщи не вполне ясно. Возможно, они переходят в кембрий.

В Антиатласе к венду (см. табл. 2), по-видимому, относятся конгломераты (линзы тиллоидов), граувакки, игнимбриты формации Тидилин (Докембрий II<sup>3</sup>, Ю. Шуберта) и перекрывающие их порфиры, андезиты, сланцы формации Уарзазат (Докембрий III). На юго-западе формации Тидилин эквивалентна, возможно, платформенная формация Анзи. Формация Тидилин залегает несогласно на деформированном офиолитовом комплексе Бу-Аззер. Ее накоплению предшествовало внедрение гранодиорита Блейда с возрастом  $615 \pm 12$  млн. лет (Rb/Sr). По риолитам Уарзазат тем же методом получена цифра  $578 \pm 15$  млн. лет, а по субвулканическим гранитоидам —  $563 \pm 20$  млн. лет [39].

Эти цифры согласуются с Rb/Sr датировкой Н. Клауэра одноактного метаморфизма Докембрия II —  $602 \pm 12$  млн. лет и отношением им формации Тидилин, Уарзазат и Адуду в возрастной интервал между этой цифрой и кембрием. Последняя датировка (1980 г.), приводимая Н. Клауэром для трахитов Уарзазат —  $618 \pm 22$  млн. лет, может считаться нижним пределом вышележащей серии Адуду, которая, возможно, является кембрийской.

Приведенные данные достаточно точно определяют вендский возраст рассмотренных серий. При этом формация Тидилин, вероятно, соответствует нижней флишоидной надтиллитовой толще других частей Западной Африки, а формация Уарзазат — верхней песчаниковой. Вулканитам формации Уарзазат, по-видимому, эквивалентны стратиграфически риолиты Юкункун, подстилающие песчаники Бунду на западе Сенегала. Для них Rb/Sr методом имеется определение —  $560 \pm 50$  млн. лет [2]. Помимо приведенных примеров (Буэм, Уарзазат, Юкункун), вулканыты в кровле докембрийского разреза Западной Африки отмечаются в континентальной серии Тагенгант Западного Ахаггара, выделенной из серии Пурпреи, перекрывающей серию Верте (Верхний Фарузий) с тиллитами в основании. Здесь выше надтиллитовой извест-

няково-аргиллитовой толщи залегают кислые, средние и основные вулканы, датированные Rb/Sr методом в  $530 \pm 30$  млн. лет. Субвулканические граниты из этой же толщи, по Р. Каби, Ж. Бертрану [4], имеют возраст 580 млн. лет.

В прогибе Анка (Нигерия) выше гранитов с возрастом  $600 \pm 70$  млн. лет залегают полимиктовые метаконгломераты и песчаники мощностью 150—200 м, которые рассматриваются Р. Холтом и др. [4] как Пан-Африканская моласса. В Центральной Африке к нижней половине венда относится молассоидная серия Инкиси (1000 м), венчающая разрез Западно-Конголезского комплекса, а также группа Плато (1500 м), верхняя в разрезе Канганья. Обе толщи представлены красноцветными песчаниками с прослоями аргиллитов, конгломератов, гравелитов. Они залегают с несогласием на песчано-сланцевых отложениях серий Мпиока и Кьюбо. Ж. Девинь [2] считает, что главная фаза тектогенеза западных Конголид предшествовала отложению пород серии Инкиси, являющихся континентальной молассой. Главная фаза тектогенеза, согласно последним Rb/Sr датировкам гранитов Мативе и Йонго, датируется Л. Каэном и др. [4] как  $733 \pm 19$  и  $743 \pm 16$  млн. лет. Это согласуется с цифрой  $740 \pm 50$  млн. лет, полученной ранее для галенита из сланцево-известняковой серии. Серия Инкиси характеризуется возрастом  $613 \pm 20$  млн. лет. Последние движения в Западных Конголидах характеризуются цифрами, полученными Rb/Sr методом по гранитам —  $604 \pm 53$  млн. лет. Таким образом, вендский возраст серии Инкиси устанавливается достоверно. Вместе с тем, к нему же, возможно, относится и серия Мпиока, представляющая собой морскую молассу. Возраст гранита Лусака, а следовательно и Луфилийской фазы орогенеза, в настоящее время определен в 863 млн. лет. Луфилийская фаза имела место после накопления Нижнего Кунделунгу. Заключительная Кунделунгская фаза проявилась около  $613 \pm 20$  млн. лет. Ей предшествовала фаза Колвези —  $662 \pm 20$  млн. лет, после которой последовало образование моласс. Группа Плато, таким образом, находится в интервале  $662 \pm 20$ — $613 \pm 20$  млн. лет.

Аналогичное стратиграфическое положение (терминальный рифей), по-видимому, занимают эквиваленты групп Инкиси и Плато — красные песчаники толщи Арувими группы Линди, вернее, части групп Убанги и серии Фурумбала. К венду, по-видимому, относится и «грабеновая серия Плато» в Замбии [45].

В Саудовской Аравии к венду относятся группа Мурдама и ее эквивалент — Фатима, представленные андезитами, риолитами, граувакками, конгломератами, мраморами, залегающие с несогласием на верхнерифейской группе Халабан и прорывающих ее интрузиях и содержащие интрузии кварцевых монцонитов с возрастом, по В. Гринвуду и др. [4], 570—550 млн. лет. На севере Аравийского полуострова ей соответствует группа Шамар, в Египте — группа Хаммамат, залегающая на вулканиках Докхана и рвущаяся молодыми гранитами (620—590 млн. лет); в Судане — группа Ават, рвущаяся рибекитовыми гранитами (540 млн. лет);

в Эфиопии — группы Дидикама, Шираро, Матеос; в южном Йемене — группа Габар, прорванная посттектоническими гранитами (562 млн. лет). В толщах рассматриваемого уровня значительную роль играют терригенные, в том числе и псефитовые красноцветные образования. Они отражают мелководноморские и континентальные условия осадконакопления.

Наиболее молодые позднедокембрийские образования юго-западной части Африки представлены отложениями группы Нама, слагающей Центральное плато от гор Науклуфт до р. Оранжевой, а также распространенной к востоку от Файнренсдорпа в пределах Капской провинции ЮАР. Группа Нама залегает с несогласием на породах разного возраста от архея до позднего рифея. Она подразделяется Г. Джермсом и др. [2] на три серии — Куибис, Шварцранд и Фиш-Ривер. Серия Куибис состоит из чередующихся последовательно обломочной (в основном кварцита) — карбонатной (известняки и доломиты) — обломочно-карбонатной пачек общей мощностью до 400 м. Серия Шварцранд (от 400 до 1700 м) сложена глинистыми сланцами, содержащими штрихованные валуны, кварцитами, алевролитами, прослоями известняков. Серия Фиш-Ривер представлена красноцветными конгломератами, песчаниками, сланцами. В породах системы Нама М. Глесснером обнаружена древнейшая эдиакарская фауна, характерная для венда [15]. Вместе с тем присутствуют также остатки археоациантоподобных организмов, а также следы деятельности различных червей, встречающихся в кембрии, что дало основание С. Хоутону отнести систему Нама к кембрию. Однако большинство исследователей считает, что по крайней мере нижняя часть группы (серия Куибис и, вероятно, Шварцранд) принадлежит эокембрию (венду). Группа Нама в Рихтерсвельде трансгрессивно перекрывает формацию Нумис группы Гарип, сопоставляемую с подгруппой Комас супергруппы Дамары (см. выше) и прорывается сиенитом Бремен, имеющим, по А. Кронеру [4], возраст 550 млн. лет, а по Х. Олсоппу и др., —  $518 \pm 15$  млн. лет. Близкие возрасты ( $550 \pm 30$  и  $525 \pm 60$  млн. лет) приводятся для родственного посттектонического плутона Кубус, прорывающего формацию Нумис. Таким образом, внедрение указанных интрузий имело место в раннем кембрии, что подтверждает отнесение значительной части группы Нама к венду. Биостратиграфия не противоречит этому. М. Глесснер, изучивший эдиакарскую фауну южной Австралии и группы Нама, отнес кварциты Куибис к верхнему докембрию. С этой частью группы Нама сопоставляется серия Мулден, венчающая разрез супергруппы Дамара в горах Отави [46]. Наибольшим развитием она пользуется во впадине Итоша на севере Намибии, где достигает мощности 4000 м. Верхний возрастной предел группы по К/Аг и Rb/Sr определениям минералов тонких фракций из сланцев равен 550—570 млн. лет. Ее нижний возрастной предел, по А. Кронеру и др. [38], определяется возрастом диастрофизма, предшествовавшего накоплению моласс Мулена, — около 650 (665) млн. лет. Осадконакопление группы Мул-

ден Р. Хедберг определяет возрастным интервалом 610—560 млн. лет [35].

С отложениями системы Нама коррелируются карбонатно-терригенные отложения, обнажающиеся в антиклинальных поднятиях Капского палеозойского складчатого пояса — Канго и Гамтус. При этом породы Верхнего Докейпа в кровле разреза Гамтус согласно, без перерыва переходят в свиту Столовой горы. Разрез формации Канго (2000 м) сложен известняковой зоной, нижней граувакковой зоной, косослойной гравелитовой зоной и верхней граувакковой зоной. По мнению Е. Стампа, породы подгруппы Боланд группы Малмсбери сходны с отложениями формации Канго. В частности, формация Брандвахт накапливалась в очень мелководном бассейне, у приподнятого источника сноса, который снабжал галечником и более восточные районы (Канго). Привнос кластического материала в верхние части разрезов Канго, Ворчестера, Гамтуса связывается с первым поднятием Дамарского орогена, фиксируемого датировкой гранита Кейп —  $610 \pm 20$  млн. лет.

## ИНДОСТАН

**Нижний рифей.** Значительную роль нижнерифейские отложения играют в выполнении Куддапахской впадины (табл. 4). Здесь они слагают систему Куддапа, залегающую на древних образованиях комплекса Восточных Гат [12]. Нижняя серия Папагни (1400 м) представлена конгломератами, песчаниками, гравелитами, кварцитами с прослоями глинистых сланцев. В серии присутствуют пласты базальтовых лав и интрузии основных пород. Средняя серия Чейяр (3300 м) сложена в нижней части песчаниками, кварцитами, конгломератами, а в верхней — известняками, глинистыми сланцами. Как и в нижней серии, присутствует трапповый комплекс. Верхняя серия Налламалай (1000 м) с небольшим несогласием залегает на серии Чейяр и представлена кварцитами, известняками, филлитами.

Возраст кимберлитов, прорывающих нижние части разреза системы, Rb/Sr методом определен Р. Пичамутху в 1340 млн. лет, а глауконита из нижней Куддапы. А. И. Тугариновым и др. в  $1470 \pm 60$  млн. лет [12]. Лавы из нижних частей системы датированы в  $1370 \pm 60$  млн. лет. В породах Куддапахской системы обнаружен комплекс строматолитов раннего рифея (М. Е. Раабен — личное сообщение). По мнению А. Кроуфорда, система Куддапа начала отлагаться приблизительно 1700 млн. лет назад и не позднее 1555 млн. лет [12].

Во впадине Каладги на юге Декканского плато с Куддапахской системой сопоставляется серия Каладги (3300 м). В нижней части она сложена конгломератами, песчаниками и кварцитами, известняками и кремнистыми породами. Верхняя часть серии представлена кварцитами и глинистыми сланцами. Породы прорваны мелкими телами гранитоидов и долеритов.



Схема корреляции верхнего Индостана

	Впадина Каладги	Впадина Бима	Куддапахская впадина	Впадина Годовари	Впадина Чаттисгарх	Авлакоген Сингбум	Виндийская синеклиза	Впадина Маланг
Венд 680±80							Группа Бандер	Серия Дходпур
Верхний рифей 1050±50		Серия Бима	Серия Карнул	Серия Суллавай Серия Панганга	Серия Райпур Серия Чандарпур		Группа Рева	Серия Мала-ни Рио-литы —745
Средний рифей 1350±50			Серия Кистна			Сланцы 988 Серия Колхан	Кимберлит 1140 Группа Каймур	
Нижний рифей 1650±50	Серия Каладги		Система Куддапа Налла-малай Чейяр Лавы—1370 Папагни	Серия Покал		Серия Ноамунди	Группа Семри Глауконит—1400±70	
		Архейский комплекс				Лавы Дханери 1700	Лавы Гвалеар 1800	

Во впадине Годовари развита серия Покал, залегающая на архейских образованиях. Она сложена в нижней части глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, а в верхней — толщей песчаников. В породах серии М. Е. Раабен обнаружена строматолиты раннего рифея, а глауконит из серии Покал К/Аг методом датирован в  $1330 \pm 53$  млн. лет.

В Северной части Индостана отложения нижнего рифея слагают основание Виндийской впадины и нижнюю серию одноименной системы — группу Семри (1100 м). В основании серии, по Ф. Ахмаду, залегают базальные конгломераты и кварциты, последовательно вверх сменяющиеся известняками Каджрахат, порцеланитовым горизонтом, сланцами Олив, известняками Фавн, кварцитами и сланцами Басухари, известняками Ротас. Глаукониты из группы Семри К/Аг методом были датированы А. И. Тугариновым в  $1400 \pm 70$  и  $1170-1070$  млн. лет [18]. Вместе с тем, по мнению М. Е. Раабен (личное сообщение), в отложениях Семри присутствует комплекс строматолитов, аналогичный раннерифейскому комплексу Покал и Куддапы. З. А. Журавлевой в группе Семри обнаружены раннерифейские микрофитолиты, определяемые в монографии Н. М. Чумакова.

В Центральном Сингбуме к нижнему рифею, по-видимому, относится серия Ноамунди, залегающая с незначительным несогласием на серии Дханери. Она подразделена на две толщи. Нижняя — «нижние сланцы» — представлена филлитовыми сланцами и туфами со значительным количеством прослоев измененных и основных лав. В них присутствуют железные руды. «Верхние сланцы» представлены сланцами, кремнями и туфами с мощными прослоями гематитизированных яшм мощностью в среднем 300—400 м и железистых кварцитов. Лавы серии Дханери датируются в 1700 и 1600 млн. лет. Абсолютный возраст образцов из серии Ноамунди — 1562 и 1138 млн. лет. Последняя цифра, возможно, фиксирует окончание постноамундской фазы деформации, когда в мульде Ноамунди происходило внедрение гранитов [24]. Приведенные данные указывают на то, что серия Ноамунди может своей верхней частью переходить в средний рифей.

Вероятно, близкое стратиграфическое положение занимает серия Сингбум, развитая в северной части региона; возраст ее 1550—850 млн. лет [24].

**Средний рифей.** В Куддапахской впадине к среднему рифею (см. табл. 4) относят серию Кистна (Верхняя Куддапа) сложенную песчаниками, кварцитами и глинистыми сланцами [12]. В Виндийской впадине этому уровню соответствует группа Каймур (2000 м), разрез которой снизу вверх, по Ф. Ахмаду, представлен нижними кварцитами, окремненными сланцами, верхними кварцитами, сланцами Биджайгар, песчаниками «уступа», кварцитами Дандрауп. Глауконит из песчаников серии датирован А. И. Тугариновым К/Аг методом в 940 млн. лет, а рвущие ее кимберлиты А. Кроуфордом и др. —  $1140 \pm 12$  млн. лет (Rb/Sr) [12]. В породах

серии Каймур присутствуют ранне-среднерифейские строматолиты (М. Е. Раабен — личное сообщение).

В Сингбуме среднему рифею, видимо, соответствуют отложения серии Колхан, представленные конгломератами с галькой полосчатых гематитизированных яшм (серия Ноамунди?), переходящие вверх по разрезу в песчаники, сланцы, известняки. Постколханская фаза складчатости завершилась около 950 млн. лет. Возраст пелитов серии определен в 988 млн. лет. Осадки серии Колхан сформировались в остаточной впадине в результате эрозии пород серии Ноамунди [26], которая закончила формирование в первой половине среднего рифея. Судя по указанным выше датировкам, в среднем рифее продолжалось накопление отложений серии Сингбум на севере региона.

**Верхний рифей.** Верхнерифейские отложения присутствуют во всех верхнедокембрийских впадинах Индостана (см. табл. 4).

В Куддапахской впадине они представлены серией Карнул, несогласно перекрывающей серию Кистна. Серия Карнул представлена чередованием песчаников и известняков, которые содержат строматолиты определенно позднерифейского комплекса (М. Е. Раабен — личное сообщение). С серией Карнул коррелируются отложения серии Бима (350 м) одноименной впадины, характеризующиеся тем же набором пород.

Согласно определению строматолитов, М. Е. Раабен относит к позднему рифею выполнение впадины Чаттисгарх. В основании разреза, непосредственно на архейских образованиях, залегает серия Чандарпур (800 м), сложенная конгломератами, глинистыми сланцами, кварцитами, песчаниками с прослоями известняков. Она перекрыта серией Райпур (450 м) — известняки, глинистые сланцы, песчаники. Аналогичный комплекс строматолитов установлен М. Е. Раабен в сериях Панганга и Суллавай во впадине Годовари. Серия Панганга перекрывает серию Покал и сложена песчаниками, глинистыми сланцами, известняками. Вышележащая серия Суллавай сопоставляется с серией Карнул Куддапахского комплекса и сложена конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами.

В Виндийской впадине верхнему рифею соответствует группа Рева (250—3300 м), перекрывающая среднерифейскую группу Каймур и перекрытую вендской группой Бандер. Она сложена песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами.

На северо-западе Индостана, в холмах Кирана залегает толща риолитов, прорванных интрузиями гранитоидов. Рубидиево-стронциевым методом эффузивы датированы Р. Девисом и др. в  $870 \pm 40$  млн. лет. Близкий возраст тем же методом ( $745 \pm 10$  млн. лет) получен А. Кроуфордом и др. для риолитов Малани, образующих совместно с гипабиссальными гранитоидами вулcano-плутонический комплекс в Западном Раджастхане [12].

**Венд.** Вендские отложения пользуются незначительным развитием в Индостане. К ним по последним определениям строматолитов М. Е. Раабен относится группа Бандер (1000 м), венчающая

разрез Виндийской впадины. Она сложена красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков, гипсов и конгломератов.

К венду В. М. Моралев [12] относит соляную серию и песчаники свиты Дходпур Синд-Панджабского прогиба. Последние подстилаются верхнерифейскими риолитами Малани.

## АВСТРАЛИЯ

**Нижний рифей.** В Западной Австралии к нижнему рифею (табл. 5) относятся группы Бреснахен и Маунт-Минни [15], выполняющие одноименные впадины. Группа Бреснахен (4900 м) залегает с резким угловым несогласием на нижнепротерозойских (группа Вилу) и архейских образованиях. В основании ее залегают конгломераты Черрибука, перекрытые кварц-полевошпатовыми, глауконитовыми песчаниками Кундеронг. Группа Маунт-Минни (780 м) сложена песчаниками Бродажи, глинистыми сланцами Вабко и песчаниками Варамбу. Обе группы перекрываются группой Бангемолл среднего рифея.

К нижнему рифею, по-видимому, относятся конгломераты, кварциты и филлиты серии Стерлинг-Баррен (910 м), изученные Г. Лоу [33] и распространенные узкой полосой вдоль южного края блока Иилгари от хр. Стерлинг до окрестностей Кандипа. Они залегают на архее и, по-видимому, на среднепротерозойских гранитах. Возраст метаморфизма серии определяется в пределах 1340—1150 млн. лет. С серией Стерлинг-Баррен сопоставляются «слои Вудлайн» (200 м), также распространенные у южного края Иилгарна и имеющие аналогичный литологический состав. Возраст сланцев по изохроне определен в  $1620 \pm 100$  млн. лет.

Наиболее полно нижний рифей представлен в Северной Австралии на плато Стерт (Виктория-Ривер). В его западной части вблизи зоны Холс-Крик залегает комплекс Осмонд-Рэйндж [33], залегающий с резким угловым несогласием на слоях Ред-Рок, относимых к верхней части Афебия [15]. Основание его представлено песчаниками и конгломератами Маунт-Паркер (300 м), выше которых согласно следуют доломиты Бангл-Бангл (1000 м), содержащие строматолиты *Collenia frequens*, *Conophyton*. Доломиты Бангл-Бангл с несогласием перекрываются сланцами с возрастом, по Д. Тому [33],  $1128 \pm 110$  млн. лет.

В южной и центральной частях впадины Виктория-Ривер с песчаниками Маунт-Паркер и доломитами Бангл-Бангл коррелируется группа Лимбунья [47] мощностью 1475 м. Она подразделена на 11 формаций. Отложения группы с несогласием перекрывают гравелиты Бунда нижнего протерозоя, коррелирующиеся со слоями Ред-Рок Восточного Кимберли, и более древние образования. В основании группы залегают песчаники Стирлинг-Стоун. Все вышележащие формации за исключением песчаников Фаркухарсон (40—110 м), — существенно доломитовые с прослоями

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ АВСТРАЛИИ

		Западный склон щита Йилгарн					Южный склон Йилгарн	
		Впадины					Впадина Стерлинг	Впадина Вудлайн
		Баджерадда	Янданука	Биллеранга	Мура	Кардуп		
Верхний рифей	Венд							
	680 ± 20					Группа Кардуп Долериты 580 Армадал Нириджен Уитби		
Средний рифей	1050 ± 50							
	1350 ± 50	Баджерадда Кумберири Биллили Слой Ниллинг	Группа Янданука Граниты 1200	Группа Биллеранга Дудава Кемпбел Оксли Морава Нирано Трахиты 1400	Группа Мура Винемая Ноннгара Кумбердан Макадин Далару Капанкара			
Нижний рифей							Серия Стерлинг-Баррен Метаморфизм 1340	Слой Вудлайн сланцы 1620 ± 100
		Архей					щита	Йилгарн

Южный склон шита Пилбара и впадина Бангемолл				Впадина Виктория-Ривер			Впадина Кимберли	Зона Холс-Крик	
				Запад	Юг и центр	Северовосток			
Юго-Восток		Юго-Запад							
				Группа Альберт-Эдвард	Флэт-Рок		Группа Луиза-Даунс		
					Эльвир				
					Маунт-Форстер	Песчаники Кинвванс			
Группа Бангемолл				Группа Дуэрдин	гр. Дуэрдин	Ренфорд	Группа Кунианди		
						Мунлайт-Велли			
						Френк-Ривер			
						Тиллит Фаргу			
	Курабука			Группа Оверн		Шолл Рич	Группа Глицен	Пайнкоумб	
	Кударду					Ллойд Крик		Меддокс Формен 1031	Стоунволл
	Куррай					Седдл Крик			Глемжилл
	Девин-Крик					Ангаллари		Матесон Хармс	Лисаделл
	Сланцы Дискавери 1080			Хеликоптер Вейд-Крик	Группа Осмонд-Рейндж	Голден-Гейт 1184±123			
	Кнанги Крик			Джон Шейл		Джаспер-Джордж	Хенсман		
	Иррегула			Комплекс Осмонд-Рейндж	Стабб Уондон-Хилл	Группа Талмер			
					Булита				
					Ватти				
					Бангл-Бангл		Лимбуция	Песчаники Коломбо	Аплиты 1537
Группа Бресахен	Кундеронг	Группа Маунт-Минни	Варамбу Варко Бродажи	Маунт-Паркер	Фаркухарсон				
	Черрибука					Стирлинг-Стоун			
Группа Вилу PZ <sub>1</sub>				Слои Ред-Рок	Гравелиты Бунда	Граниты 1760	Группа Кимберли 1800	Формация Револьвер	

	Зона Фитцморис	Впадина Бирриншуду	Впадина Мак-Артур		Система Маунт-Айза	Впадина Джорджина
			Запад	Восток и Уэссел		
Венд						Гранд Блафф Гнолан Джи Ванадина Блэк Стэмп
Верхний рифей	Группа Фитцморис	Легун Лаллиганг		Группа Уэссел	790 – 805	Тиллит Ярди-зе
Средний рифей	Губаери Моил-Ривер			Группа Ропер		Формация Яках
Нижний рифей	Группа Бирриншуду	Кумари Тамбот-Уэлл	Группа Маунт-Ригг	Группа Мак-Артур	Группа Макнамара Группа Маунт-Айза	
		Гардинер	Группа Кэтерин-Ривер	Группа Тау-алла		
	Граниты 1820	Граниты Танами-AR	Эффузивы Эдит Ривер, Краттон – 1750	Гранит Сибелла 1620		Гнейсы

Впадина Нгалли		Впадина Амадеус	Впадина Оффисер	Плато Голер	Плита Стюарт	Складчатая система Аделаида
Восток	Запад					
Песчаники Ендугу I		Арамбера I Джули Пертатака	Песчаники Пункерри			Гр. Умилена Паунд Воюка Банеру Брачина Наккалина
		Формация Маунт-Дорин	Слои Родэ			
	Ринкабина Набурула	Аралка Арейонга	Вулканиты Вантафелла Тиллиты Чам-берс-Блафф			Аделаидий Группа Амбергана Форина Юднамутана
	Албина	Биттер-Спрингс базальт				Барра Слой Калланна
1050	Граниты 1150	Маунт-Харрис 1060				Граниты 1175—950
					Тэнтхилл-Пандерра Рупена — 1345	
			Граниты 1540	Граниты 1500—1450 Риолиты Голер-Рейндж 1535 Коранна 1560		Граниты 1540
и граниты Аранта 1800 — 1700	Гранито-гнейсы Масгрейв и Аранта 1700	Гнейсы 1780	Гнейсы 1780	Серия Мунаби 1700	Гнейсы 1780	Гнейсы 1700



алевролитов и глинистых сланцев. В доломитах отмечены многочисленные строматолитовые постройки.

В районе Бирриндуду — Танами с группой Лимбунья сопоставляется группа Бирриндуду (6000 м), залегающая с резким несогласием на архейском комплексе Танами и нижнепротерозойских гранитах. В основании залегают песчаники Гардинер, согласно сменяющиеся вверх по разрезу алевролитами, силицитами, известняками формации Тамбот-Уэлл и песчаниками Кумари. Изотопные возрастные определения, выполненные К/Аг методом по семи образцам глауконитовых песчаников из формации Гардинер, находятся в пределах 1600—1400 млн. лет.

Наиболее достоверно нижний рифей устанавливается во впадине Мак-Артур, расположенной к югу от залива Карпентария. В восточной части на кристаллических породах с возрастом 1800—1700 млн. лет залегает группа Тауалла (6000 м), сложенная кварц-глауконитовыми песчаниками, алевролитами, основными лавами и туфами, доломитами. В кровле местами присутствуют кислые эффузивы. Вышележащая группа Мак-Артур (3000 м) сложена песчаниками формация Маллапунья, доломитами и песчаниками формации Амелия, доломитами и кремнями Топ-Кроссинг и доломитами формации Иммерунга. В доломитах Амелия описаны строматолиты *Conophyton Garganicus* [15], свойственные раннему рифею.

На северо-западе впадины Мак-Артур аналогом группы Тауалла является группа Кэтерин-Ривер [15] мощностью 2000 м, сложенная конгломератами, песчаниками, базальтами, риолитами, алевролитами. Выше по разрезу следуют отложения группы Маунт-Ригг (1000 м), аналога группы Мак-Артур. В основании ее залегают конгломераты и туфо-песчаники Маргарет-Хилл, переходящие вверх в песчаники Бон-Крик, песчаники и карбонаты Дук-Крик. Глаукониты из верхней части группы Тауалла К/Аг методом датированы в 1540 млн. лет, а Rb/Sr методом — в 1495 млн. лет. Валовые пробы микрогранитов, комагматичных риолитам, в кровле группы Тауалла имеют возраст 1520 млн. лет (Rb/Sr). Модальный возраст свинца из доломитов Амелия группы Мак-Артур 1560 млн. лет, глауконит из доломитов Дук-Крик группы Маунт-Ригг — 1255 (К/Аг) и 1260 млн. лет (Rb/Sr). Глауконит из группы Ропер, залегающий на группе Мак-Артур, имеет возраст 1308—1400 млн. лет [15]. Таким образом, биостратиграфические и радиометрические данные однозначно подтверждают раннерифейских возраст групп Тауалла, Мак-Артур и их аналогов.

В районе Маунт-Айза в выполнении одноименного прогиба в его западной части участвуют группы Макнамара и Маунт-Айза, разделенные сбросом Маунт-Айза. Они залегают несогласно на гранитах Сибелла с возрастом 1620—1544 млн. лет и толщах, испытавших метаморфизм на уровне 1620—1670 млн. лет [46]. Разрез группы Маунт-Айза (2000 м) от основания представлен, по Г. Деррику, кварцитами Уорринга-Парк, алевролитами Мун-

дарра, глинистыми сланцами Брэйкэвей, алевролитами и силицитами Нэйтив Би. Р. Пейдж считает, что группа Маунт-Айза отложилась и подверглась метаморфизму в интервале 1544—1490 млн. лет. Вторая цифра датирует метаморфизм группы. В легенде и геологической карте Австралии 1976 г. образования зоны Маунт-Айза входят в интервал времени 1800—1400 млн. лет, охватывающий конец карелия — ранний рифей [3].

В Южной Австралии на плато Голер залегает серия Коранна (700 м), сложенная красноцветными конгломератами, кварцитами, железистыми песчаниками, туфами, доломитами. Выше ее залегают риолиты Голер-Рэйндж. Нижний возрастной предел серии Коранна по датировкам подстилающей ее серии Мунаби определяется в 1700 млн. лет [15]. Возраст риолитов Голер-Рэйндж, определенный В. Компстоном и др. по Pb/Sr изохроне, 1535 млн. лет. Валовые пробы из цемента конгломератов Коранна датируются Pb/Sr определениями в 1560 млн. лет [15]. М. А. Семихатов считает, что накопление серии Коранна происходило в середине раннего рифея.

**Средний рифей.** В Западной Австралии по радиометрическим и биостратиграфическим данным среднему рифею (см. табл. 5) соответствует группа Бангемолл (9620 м), залегающая с несогласием на охарактеризованных выше группах Бреснахен и Маунт-Минни. Она сложена доломитами, песчаниками, граувакками, глинистыми сланцами, силицитами, туфопесчаниками, некоторым количеством кислых эффузивов, конгломератами, брекчиями. В типовом разрезе, по Д. Даниелсу [33], группа подразделена на семь формаций (см. табл. 5). Две из них — сланцы Дискавери и доломито-сланцевая Девин-Крик являются маркирующими, остальные невыдержаны вследствие сильной фациальной изменчивости. Разрез содержит силлы долеритов. В нижней формации Иррегула М. Уолтером и др. [15] встречены строматолиты *Conophyton garganicus* Ко г., *Baicalia carpicornia*. Сланцы в нескольких сотнях выше указанных строматолитов Rb/Sr методом датированы в 1080 млн. лет М. А. Семихатов [15] на основании приведенных данных относит группу Бангемолл к верхам среднего—низам верхнего рифея.

Вдоль западного склона массива Йилгарн находится несколько сравнительно небольших впадин, выполненных терригенными отложениями, выделенными в различные группы (см. табл. 5). Группа Биллеранга (1600 м) несогласно залегает на архейских гнейсах в одноименном нагорье. В разрезе ее присутствуют кварциты, песчаники, кремни, пачка андезитов и трахитов, алевролиты. Породы прорваны двумя генерациями долеритов. В силицитах отмечены строматолиты *Collenia*. Для вулканитов группы, находящихся в нижней половине разреза, Г. Лоу [33] указывает возрастную датировку 1400 млн. лет.

С группой Биллеранга коррелируется группа Мура (3700 м), выполняющая соседнюю впадину. Залегая на архейских образованиях, эта группа снизу вверх сложена песчаниками Капанкара,

алевролитами Далару, аркозами и алевролитами формации Макадин, кремнями Кумбердан с *Collenia*, алевролитами Ноингара, кварцитами Винемая. Породы прорваны долеритами.

На основании значительного литологического сходства с группой Бангемолл сопоставляются слои Ниллинг и перекрывающая их с небольшим несогласием группа Баджерадда, сложенные конгломератами, песчаниками, алевролитами. Породы залегают несогласно на архейских мигматитах Йилгарна. По-видимому, к среднему рифею может быть отнесена и группа Янданука (9000 м), залегающая на гранитах с возрастом 1200 млн. лет и представленная снизу вверх песчаниками Эрроусмит, алевролитами Аррино, конгломератами Беконсфилд, песчаниками Инокура, алевролитами Маунт-Скретч [33].

Во впадине Виктория-Ривер (см. табл. 5) среднему рифею соответствует верхняя часть разреза комплекса Осмонд-Рейндж, залегающая несогласно на доломитах Бангл-Бангл. В основании она сложена глинистыми сланцами Джон Шейл (200 м), содержащими прослой алевролитов и песчаников. Выше следуют кварцевые песчаники Вейд-Крик (600 м). В кровле разреза находятся алевролиты Хеликоптер (165 м), содержащие прослой глинистых сланцев. Глинистые сланцы Джон Шейл датированы Pb/Sr методом в  $1128 \pm 110$  млн. лет [33].

В зоне Холс-Крик, непосредственно северо-западнее описанного разреза, развита группа Карр-Бойд (9000 м), залегающая на карельском комплексе Револьвер, прорванном аплитовыми дайками с возрастом 1537 млн. лет. Снизу вверх она сложена песчаниками Хенсман, алевролитами и сланцами Голден-Гейт, песчаниками и алевролитами формации Лисаделл, красноцветными алевролитами Гленхилл, кварцевыми песчаниками Стоунволл и серией Пайнкоумб. Сланцы из Голден-Гейт, по Д. Тому [33], имеют Rb/Sr датировку  $1184 \pm 23$  млн. лет, а сланцы вышележащих формаций — 1080 и 900 млн. лет [15]. М. А. Семихатов относит группу Карр-Бойд к пограничным горизонтам среднего и верхнего рифея. Л. Свит [47] сопоставляет алевролиты Хеликоптер комплекса Осмонд-Рэйндж с алевролитами Голден-Гейт.

Западнее зоны Холс-Крик (впадина Кимберли) развита группа Глидден (560 м) несогласно лежащая на нижнепротерозойской группе Кимберли и нижнерифейских песчаниках Коломбо. Она представлена, по Д. Тому [33], песчаниками Хармс, глинистыми сланцами и алевролитами формации Матесон, песчаниками Формен, сланцами и алевролитами Меддокс. Последние Rb/Sr методом датированы в  $1031 \pm 23$  млн. лет. Д. Том сравнивает формацию Матесон с алевролитами Хеликоптер, что соответствует схеме корреляции Л. Свита и выводу М. А. Семихатова [15] о принадлежности групп Глидден и Карр-Бойд к среднему—верхнему рифею.

На границе Западной и Северной Австралии в складчатой зоне Фитцморис (6000 м), одноименная группа представлена четырьмя терригенными формациями. Нижняя — Моил-Ривер кор-

релируется с песчаниками Хенсман группы Карр-Бойд и Вейд-Крик комплекса Осмонд-Рэйндж, а вышележащая — Губаери, соответственно с алевролитами Голден-Гейт и Хеликоптер [47]. Таким образом, эти две формации группы Фитцморис соответствуют верхней части среднего рифея. В Центральной и северо-восточной частях плато Стерт в районе впадины Виктория-Ривер среднему рифею соответствует несколько групп и формаций, описание и корреляция которых приводится по исследованиям Л. Свита.

В центральной и южной части впадины Виктория-Ривер группа Лимбуния перекрыта с несогласием конгломератами, песчаниками, алевролитами группы Ватти (880 м), которая подстилает доломиты и алевролиты группы Булита (1295 м). Эти группы по своему стратиграфическому объему соответствуют группе Талмер (1200 м), залегающей северо-восточнее непосредственно на карельских гранитоидах и сложенной песчаниками и доломитами. Группы Булита и Талмер несогласно перекрыты формацией Уондон-Хилл (песчаники и алевролиты), выше которой залегают формация Стабб, сложенная глинистыми сланцами и алевролитами. Выше с несогласием следует группа Оверн мощностью 1275 м, имеющая снизу вверх следующий разрез: песчаники Джаспер Джордж, алевролиты Ангаллари, песчаники Седл Крик и Пинкерстон, алевролиты Ллойд Крик, песчаники Спенсер, доломиты Шол Рич, песчаники Булло Ривер.

Песчаники Джаспер-Джордж и алевролиты Ангаллари пользуются широким распространением, тогда как вышележащая часть разреза на северо-востоке отсутствует. Л. Свит [47] рассматривает пачку алевролитов Ангаллари в качестве надежного маркирующего горизонта, сопоставляя с ней вышеописанные алевролиты Хеликоптер, формацию Губаери, алевролиты Голден-Гейт. Построенная на этом сравнении корреляционная схема отражена в табл. 5. Из нее следует, что среднерифейскому уровню соответствуют отложения групп Ватти, Булита, Талмер, формаций Уондон-Хилл и Стабб, а также низов группы Оверн в составе песчаников Джаспер Джордж и алевролитов Ангаллари. Этому не противоречат следующие изотопные определения возраста (млн. лет):  $1080 \pm 14$ ;  $1124-1190$ , полученные K/Ar и Rb/Sr методом для глауконитов из формации Уондон-Хилл;  $1431 \pm 440$  для сланцев из этой же формации;  $1128 \pm 110$  для глауконита (Rb/Sr) из формации Стабб и  $1347 \pm 150$  тем же методом для сланцев этой формации. Алевролиты Ангаллари Rb/Sr методом датированы в  $838 \pm 142$  млн. лет [4].

Во впадине Мак-Артур среднему рифею (видимо его нижней части) соответствует группа Ропер (4500 м), залегающая с несогласием на группах Маунт-Ригг и Мак-Артур и сложенная пестроцветными аргиллитами, алевролитами, кварцевыми песчаниками и линзами известняков. Глаукониты из отложений группы Ропер датированы И. Мак Дугаллом и др. [15] K/Ar и Pb/Sr методом соответственно  $1308-1400$  и  $1400-1270$  млн. лет, а сланцы по Pb/Sr изохроне —  $1510 \pm 120$  млн. лет.

В Южной Австралии на шельфе (плита Стюарт) в небольших выходах развиты основные лавы Рупена (100 м) сменяющиеся вверх песчаниками, алевролитами и конгломератами Пандерра и песчано-глинистой пачкой Тэнтхилл (см. табл. 5). Вулканы Рупена датированы В. Компстоном и др. [15] Pb/Sr методом в  $1345 \pm 30$  млн. лет.

**Верхний рифей.** Из сказанного выше и корреляционной схемы Л. Свита [47] следует, что в Западной и Северной Австралии верхнему рифею отвечают (см. табл. 5) верхние части групп Бангемолл, Карр-Бойд (формации Лисадейл, Глемхилл, Стоунволл и Пайнкоумб, Глидден (песчаники Формен и формация Меддокс), Фитцморис (песчаники Лаллиганг и алевролиты Легун), Оверн (выше алевролитов Ангаллари). На значительной площади Восточного Кимберли и плато Стерт (западная часть впадины Виктория-Ривер) эти отложения перекрываются эквивалентными группами Кунианди и Дуэрдин, содержащими в своем основании тиллиты. К востоку от зоны Холс-Крик, в прогибе Лаббок группа Кунианди залегает на группе Глидден. В основании ее присутствует тиллит Ландриган (335 м). Выше следуют сланцы и песчаники формаций Стэйн (210 м), Вирара (470 м) и Маунт-Бертрам (180 м). Согласно изотопной датировке Rb/Sr методом по глинистым породам сланцев формаций Стэйн ее возраст 739 млн. лет [15, 33].

В южной, центральной и северо-восточной частях впадины Виктория-Ривер в группе Дуэрдин, по Д. Тому [33], снизу вверх выделяются: тиллит Фаргу (200 м), песчаники Фрэнк-Ривер (230 м), тиллит Мунлайт-Велли (140 м), песчаники Джарад (61 м), сланцы Джонакейк (180 м); пестрые алевролиты и песчаники Рэнфорд (564 м). Датировка глинистых минералов из тиллита Мунлайт-Велли, выполненная Pb/Sr методом, 739 (740) млн. лет; из формации Рэнфорд — 685 млн. лет [15, 47].

Приведенные датировки, по мнению М. А. Семихатова [15], служат основанием для отнесения описанных пород к верхней части верхнего рифея и определения возраста тиллитов Мунлайт-Велли примерно в 750 млн. лет. Н. М. Чумаков оценивает возраст нижнего тиллитового горизонта (тиллиты Фаргу) условно в 800—850 млн. лет, а верхнего (тиллит Мунлайт-Велли) — 700—740 млн. лет.

К верхнему рифею или к пограничным горизонтам верхнего и среднего рифея [15] относится группа Уэссел, развитая на побережье Арафурского моря. Она с несогласием перекрывает группу Ропер и более древние образования и представлена снизу вверх песчано-алевролитовыми формациями Бикингем, Райвала, Марчинбар, Элко-Айленд. Глаукониты из верхней формации К/Аг методом датированы в 805 млн. лет, а Pb/Sr методом — в 790 млн. лет.

В Центральной Австралии верхнерифейские отложения развиты во впадинах Джорджина, Нгалия, Амадеус, Оффисер.

Впадина Амадеус, протягивающаяся в субширотном направлении через южную часть Северной территории, выполнена мощной толщей осадочных пород, залегающих резко несогласно на гранитоидных комплексах Аранта и Масгрейв. Нижняя толща — кварциты Хэвитри-Дин (1050 м) в западном борту впадины подстилаются основными и кислыми вулканитами Маунт-Харрис. На указанных кварцитах согласно залегает формация Биттер-Спрингс (900 м), сложенная преимущественно доломитами, строматолитовыми известняками, глинистыми сланцами с галитом и гипсом. В восточной части впадины в разрезе формации присутствуют основные эффузивы. Вышележащая формация Арейонга (300 м), в основном сложенная тиллитами, алевролитами, песчаниками, залегает с несогласием на Биттер-Спрингс. На юге впадины Амадеус аналогом формации Арейонга является формация (слой) Ининдиа, а на юго-западе — формация Карнеги. Выше в разрезе впадины Амадеус обычно выделяется формация Пертатака [15]. В новой схеме [26] формация Арейонга перекрывается формацией Аралка (кремни, доломиты, песчаники), выше которой с несогласием следует формация Олимпик (500 м), в основании сложенная тиллитами и венчающаяся характерным «верхним маркирующим доломитом», переходящим вверх в отложения терригенной формации Пертатака (в новом объеме. — Н. Б.). Последняя состоит из нижней пачки Вандо-Педлар и верхней — Циклоп. Вышележащая формация Джулия (пачка в прежней формации Пертатака) залегает согласно и также согласно переходит в нижние песчаники Арамбера I.

Нижний возрастной предел толщи, выполняющей впадину Амадеус, определяется возрастом гранитоидов блоков Масгрейв и Аранта, который согласно Pb/Sr датировкам составляет 1190—1150 млн. лет, а также возрастом эффузивов Толу, сопоставляемых с вулканитами Маунт-Харрис подстилающими на западе базальные кварциты Хэвитри-Дин.

В карбонатных породах формации Биттер Спрингс содержатся строматолиты. Этот комплекс строматолитов, по М. А. Семихатову [15], отвечает верхнему рифею (видимо, базальной части последнего). Для аргиллитов Арейонга имеется одно определение абсолютного возраста П. Данна и др. (Pb/Sr — метод) — 750 млн. лет. Такие же значения (750—820 млн. лет) получены и для аргиллитов вышележащей формации Пертатака (в ее прежнем объеме), но, как справедливо указывает М. А. Семихатов, тиллиты прогиба Амадеус коррелируются с ледниковым комплексом Мунлайт-Велли, имеющим возраст 750 млн. лет. Вышележащие же тиллиты Олимпик геологами Австралии относятся к верхнему тиллитовому горизонту, Эганскому, вендский возраст которого, как мы увидим ниже, устанавливается довольно достоверно. Таким образом, к верхнему рифею мы несколько условно относим нижнюю часть разреза впадины Амадеус от кварцитов Хэвитри-Дин до подошвы тиллоидов Олимпик.

Разрезы впадин Нгалия и Джорджина хорошо увязываются с разрезом впадины Амадеус. Согласно корреляции П. Бурека и др. [36], кварцитам Хевитри-Дин во впадине Нгалия соответствуют кварциты Воган-Спрингс, а формации Биттер-Спрингс — формация Албина. Этим двум формациям во впадине Джорджина по объему эквивалентна формация Яках. С формацией Аралка сопоставляются алевролиты формации Ринкабина, сменяющиеся верхним тиллитом, тогда как в Джорджине эквивалентные отложения размыты.

Разрез впадины Оффисер сложен конгломератами, сланцами, песчаниками, кварцитами, алевропесчаниками. Выше несогласно залегают тиллиты Чамберс-Блафф, которые коррелируют с формацией Арейонга, сменяющиеся основными вулканитами Вантафелла. Вышележащая часть разреза, видимо, принадлежит к венду.

В Южной Австралии к верхнему рифею относится значительная часть комплекса Аделаида. Начало его образования обычно относят к 1300—1400 млн. лет, т. е. к среднему рифею, однако, как будет показано ниже, согласно последним данным, нижний возрастной предел Аделаидия не опускается ниже границы верхнего и среднего рифея. Отложения Аделаидия с резким угловым несогласием залегают на метаморфических образованиях и гранитах кристаллического фундамента — комплексах Маунт-Пейнтер, Уилльяма и др. Наиболее молодыми интрузиями, рвущими эти комплексы, являются пегматиты и граниты Лизиди-Мунди массива Брокен-Хилл. Их возраст (Rb/Sr) 1560 и 1520 млн. лет [15].

Отложения комплекса хорошо изучены и расчленены (см. табл. 5). К верхнему рифею мы относим часть разреза от основания до тиллитов подгруппы Виллокра [40].

Как уже указывалось, существует проблема датировки нижних горизонтов Аделаидия. По вулканитам Вултана изохронным Rb/Sr методом В. Компстоном и др. [15] уже давно получена цифра 850—50 млн. лет, однако она обычно рассматривалась лишь как минимальный возраст этих вулканитов. За истинный возраст принималась цифра  $1345 \pm 50$  млн. лет, полученная по лавам Рупена, обнажающимися на плато Стюарт, в 340 км к западу от разреза Вултана, но сопоставлявшимися с вулканитами Вултана на основании петрографического сходства. Соответственно возраст основания Аделаидия принимался около 1400 млн. лет [3, 15 и др.].

В настоящее время геологи Австралии отказались от корреляции эффузивов Вултана с вулканитами Рупена (Р. Ратланд, личн. сообщ.; М. Мак Элхинни, личн. сообщ.), и возраст основания Аделаидия принимается равным 1000 млн. лет. На основании результатов бурения на отрезке в 200 км между Рупена и Северной частью Аделаидской геосинклинали был сделан вывод о том, что породы Вултана должны коррелироваться с вулканитами Беда формации Пандерра на платформе Стюарт. Эти вулканиты отделены от лав Рупена несогласием и имеют верхний возрастной пре-

дел около 700 млн. лет, согласно Rb/Sr изохронным определениям. Вместе с тем еще в 1971 г. Д. Купер и др. показали, что группа Барра и, следовательно, весь разрез Аделаидия кроме слоев Калланна моложе  $867 \pm 32$  млн. лет. Поскольку слои Калланна непосредственно подстилают эту группу, наиболее приемлемый возраст для вулканитов Вултана — 850—900 млн. лет [42]. Указанные стратиграфические изменения представляются вполне логичными, если также учесть корреляцию разреза Аделаиды с разрезом впадины Амадеус и, в частности, базальных кварцитов, которые во впадине Амадеус подстилаются эффузивами с возрастом 1050 млн. лет.

Тиллиты подгруппы Юднамутана сопоставляются с тиллитами Арейонга [40] и тиллитами Мунлайт-Велли, имеющими, как указывалось, возраст 750 млн. лет. В то же время тиллиты Ерилина в основании подгруппы Виллокра группы Амбератана сопоставляются с тиллитами Эган группы Луиза-Даунс, и их возраст определяется примерно в 650 млн. лет [15]. Возраст тиллитового горизонта Н. М. Чумаков определяет в пределах 680—660 млн. лет, что соответствует приблизительно границе венда. Соответственно, к верхнему рифею мы относим, вслед за Н. М. Чумаковым, разрез Аделаидия ниже тиллитов Ерилина.

На о-ве Тасмания докембрий широко распространен на западе, где им сложены антиклинории Роки-Кейп и Тайен. В антиклинории Тайен развиты метаморфизованные алевролиты и ортокварциты, сланцы с прослоями амфиболитов, филлиты. На крайнем северо-западе распространена неметаморфизованная группа Роки-Кейп и синхронные ей формации Барни и Уна, состоящие из кварцитов, аргиллитов и алевролитов турбидитного характера. Породы прорваны дайками долеритов с возрастом (K/Ar) 720 млн. лет. Складчатость в антиклинории Роки-Кейп относится к Пингвинской орогении — 700 млн. лет. На северо-западном побережье в районе Смиттона на складчатых породах группы Роки-Кейп залегают доломиты, содержащие *Collenia* и перекрытые согласно толщей основных лав, алевролитов и граувакк, переходящих в фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения. Аналогичный разрез наблюдается на востоке о-ва Кинг. На западе острова развиты докембрийские кварциты и аргиллиты, прорванные гранитоидами с возрастом 715 и 750 млн. лет, определенным K/Ar и Pb/Sr методами Е. Вильямсом [18].

**Венд.** В Западной Австралии во впадине Кимберли (прогиб Лаббок) группа Кунианди перекрывается с несогласием группой Луиза-Даунс (см. табл. 5), в основании которой залегают формация Эган, сложенная тиллитами и песчаниками (30 м). Выше по разрезу Д. Том [33] последовательно выделяет формации Юраби (210 м) — песчаники, алевролиты, доломиты; сланцев Мак-Элм (1820 м); Тин (122 м) — песчаники, доломиты; Лаббок (1830 м) — алевролиты, сланцы, доломиты. Возраст валовой пробы сланцев Мак-Элм, определенный Rb/Sr методом, 665 млн. лет [15]. Перекрыта группа комбрийскими базальтами Антрим.



На западной окраине плато Стерт (Виктория-Ривер) с группой Луиза-Даунс сопоставляется группа Альберт-Эдвард, залегающая с несогласием на группе Дуэрдин. В составе этой группы отсутствуют тиллиты. Разрез начинается песчаниками Маунт-Форстер (94 м). Выше следуют: песчаники и сланцы Эльвир (61 м), доломиты Бунел (30 м), сланцы Тимперли (1255 м), песчаники Ньюлесс (38 м), сланцы, песчаники Флэт-Рок (30 м). Возраст глинистых минералов из формации Эльвир, определенный Д. Доу и др. Rb/Sr методом, 653 млн. лет, а из формации Тимперли — 666 млн. лет. Эти данные, по мнению М. А. Семихатова [15], определяют принадлежность групп Луиза-Даунс и Альберт-Эдвард к терминальному рифею.

В Центральной Австралии с тиллитами Эган впадины Кимберли сопоставляется тиллит формации Олимпик во впадине Амадеус. Таким образом, к венду относится верхняя часть разреза впадины Амадеус, включая формации Олимпик, Пертатака (в новом объеме) и песчаники Арамбера I. Верхи формации Арамбера (Арамбера II и III) содержат археоциаты и принадлежат кембрию [15, 26]. Вышеупомянутый «верхний маркирующий доломит» формации Олимпик прослеживается в разрезе впадины Нгалия залегая в верхней части формации Маунт-Дорин (330 м), также содержащей в основании тиллиты. В восточной части Нгалии присутствует лишь фрагмент вендского разреза, представленный песчаниками Ендугу I, аналогами песчаников Арамбера I. Во впадине Джорджина формации Олимпик соответствует аркозы Блэк Стэмп и доломит Ванадина, а формации Пертатака — аркозы Гюлан Джи и формация Гранд Блафф.

Как указывалось выше, с тиллитами Эган Западной Австралии в разрезе Аделаидия сопоставляются тиллиты Ерилина, залегающие в основании подгруппы Виллокра. Вышележащая группа Уиллена (10 700 м) представлена снизу вверх формациями Наккалина (аргиллиты, алевролиты, доломиты), Брачина (пестрые алевролиты), кварцитов АВС Рэйндж, красных сланцев Банеру, Вонока (известняки, аргиллиты), кварцитов Паунд. В кварцитах Паунд М. Глесснером найдена знаменитая эдиакарская фауна бесскелетных организмов [15]. Перекрываются кварциты Паунд с размывом отложениями кембрия. Таким образом, разрез Аделаидия от тиллитов в основании подгруппы Виллокра до кварцитов Паунд включительно можно отнести к венду.

В Тасмании к венду относятся толщи в основании разрезов палеозойских трогов Дандас, Диан-Рейндж, Смиттон, Адамсфилд, изученных Е. Вильямсом [18]. Здесь они ассоциируют с расчлененными офиолитами, которые, видимо, имеют позднерифейский возраст. В трог Дандас алевролиты и песчаники группы Саксес-Крик (970 м) считаются залегающими несогласно на формации Уна, однако реально между ними отмечается тектонический контакт. Вышележащая формация Кримсон-Крик (2500 м) представлена турбидитами, в основном аргиллитами, к которым приурочены многочисленные протрузии ультрабазитов и габбро.

**Средний рифей.** Отложения более древние, чем позднерифейские, обнаружены в настоящее время в Антарктиде лишь в нескольких местах. Так, к среднему рифею на основании имеющихся изотопных датировок следует отнести часть формации Патаксент (до 10 000 м), распространенный в горах Пенсакола. Разрез ее сложен ритмичным чередованием граувакк и темно-серых глинисто-сланцев с прослоями конгломератов. Синхронно с осадконакоплением происходили излияния базальтов (подушечных) и риолитов наиболее распространенных в виде силлов в западной части Хребта Нептьюн. Риолиты Горечки из этого района по Rb/Sr изохроне датированы Р. Естиным в  $1210 \pm 76$  млн. лет. Интервал возраста базальтовых лав из формации Патаксент составляет 1267—778 млн. лет [13]. Она перекрыта с резким несогласием отложениями среднего кембрия. Небольшие тела гранитоидов прорывающие формацию имеют возраст около 555 млн. лет [31]. Осадконакопление в горах Пенсакола началось до 1200 млн. лет, но в то же время, как справедливо указывает Д. Эллиот, нет никакого сомнения, что формация Патаксент отлагалась одновременно с толщами Трансантарктических гор, которые, видимо, имеют позднерифейский возраст.

В 500 км к В-СВ от гор Пенсакола в холмах Тачдаун (нунатаки Литтлвуд, Бертраб) на окраине Восточно-Антарктического кратона залегают риолиты, аналогичные кислым породам формации Патаксент. Риолиты нунатака Литтлвуд имеют возраст около 1001 млн. лет. Изохронные Rb/Sr датировки этих риолитов Р. Естина и др. из нунатака Литтлвуд находятся в пределах 985—1044 млн. лет, а риолитов из нунатака Бертраб —  $999 \pm 15$  млн. лет [13]. В. М. Рудяченко пришел к выводу о приуроченности кислых и основных метавулканитов, сформировавшихся в диапазоне 1250—750 млн. лет, к определенной фациальной зоне, протягивающейся от холмов Тачдаун на севере до западной периферии хребта Нептьюн в горах Пенсакола.

**Верхний рифей.** На Земле Мэри Бэрд (Берег Сондерса) на выступах древнего фундамента гор Фосдик, относимого к верхнему архею — нижнему протерозою [8], по-видимому, залегает с несогласием серия Вест (5000 м). Она сложена ритмичными темно-серыми и зеленовато-серыми хлорит-серицитовыми (метааргиллиты) и зеленовато-серыми хлорит-мусковит-кварцевыми (метаалевролиты) микросланцами чередующихся с прослоями и пачками тонкозернистых и мелкозернистых полевошпат-кварцевых полимиктовых песчаников. В восточной части хр. Асман в филлитовидных сланцах обнаружены кислые эффузивы мощностью около 200 м. В самой предположительной форме их можно считать проявлением позднерифейского геосинклинального комплекса. В серии Вест обнаружен комплекс акритарх, которые по заключению Л. Н. Ильченко свидетельствуют о их позднерифейском возрасте [13].

В центральных и южных частях хребта Форд Земли Мэри Бэрд, ассоциируя с древним комплексом Фосдик, в северной его части распространена формация Свенсон (4300 м), сложенная, по Ф. Уэйду и др. [29], метаграувакками, филлитами, мраморами. Эта формация, вероятно, может коррелироваться с серией Вест (табл. 6).

На северо-востоке Земли Виктории в горах Виктории, Адмиралти и др. развита группа Робертсон-Бей (5000 м), сложенная ритмично переслаивающимися граувакками, аргиллитами, глинистыми сланцами, филлитами. Пелитовые разности составляют 60—80 % объема разреза. Осадочные породы группы метаморфизованы весьма незначительно. В сланцах Бобертсон-Бей Л. Н. Ильченко определены позднерифейские микрофоссилии. Как и во всех предыдущих случаях, нижний контакт группы Робертсон-Бей не наблюдался, однако источником сноса при формировании ее осадков были размывающиеся горы Вилсон, сложенные гнейсами и кристаллическими сланцами, сопоставляемые с комплексом Фосдик. При такой трактовке представляется правильным вывод Ф. Уэйда и др. [29] о том, что группа Робертсон-Бей и формация Свенсон формировались в едином бассейне осадконакопления.

Отделяясь разломом от поля распространения группы Робертсон-Бей, к востоку от него в узком трюге Бауэрс развита одноименная группа. Ее разрез М. Лэрд и др. [29] начинают с конгломератов Хаски (370 м), залегающих на юго-западе в районе ледника Маринер с несогласием на кристаллических породах серии Вилсон. В метаморфизованном цементе присутствуют валуны размером до 3 м. От вышележащих неметаморфизованных отложений группы Следжерс конгломераты Хаски отделены тектоническим разломом. Таким образом, основание группы Следжерс не наблюдается. Это обстоятельство является важным при дальнейших рассуждениях. Группа Следжерс разделяется на нижнюю часть — вулканы Глазго и верхнюю — формацию Молнар. Вулканы Глазго представлены базальтовой брекчией и потоками шаровых лав. Слои и линзы базальтов присутствуют и среди осадочных пород. Формация Молнар сложена песчаниками, аргиллитами, подчиненными конгломератами и перекрывается согласно кембрийской формацией Маринер. Акритархи, содержащиеся в формации Молнар, указывают на вендский возраст. Формирование группы Следжерс связывается с морской вендской трансгрессией, сопровождавшейся базальтовым вулканизмом. Допускается при этом, что базальные горизонты группы Следжерс могут коррелироваться с частями группы Робертсон-Бей [29]. Учитывая возраст группы Робертсон-Бей, а также отсутствие данных о нижней границе вулканитов Глазго, можно вполне, на наш взгляд, допустить позднерифейский возраст этих базальтов, подстилающих вендскую терригенную толщу Молнар.

Рифейские отложения широко распространены в Трансантарктических горах (см. табл. 6). Древнейшие осадочные породы из-

## Корреляция главных разрезов верхнего докембрия Антарктиды

	Земля Мери Бэрд		Северо-восток Земли Виктории		Трансантарктические горы		
	Берег Сондерса	Хр. Форд	Горы Виктории	Трог Бауэрс	Горы Берг	Ледник Пристли	Ледник Скелтон
Венд 680 ± 20 Верхний рифей	Серия Пассел	Формация Свенсон	Группа Робертсон-Бей	Группа Следжерс	Формация Молнар		
	Серия Вест				Формация Глазго	Группа Берг	Формация Пристли
	Гнейсы и мигматиты Фосдик (AR-PR <sub>1</sub> )		Гнейсы	Гнейсы	Метаморфиты группы Нимрод—1984 (омоложение — 1000)		

Продолжение табл. 6

	Трансантарктические горы				Горы Элсуэрт	Горы Пенсакла	Хребет Шеклтона	Земля Мак Робертсона
	Горы Дункан	Ледник Амундсега	Ледник Бедмор					
Венд 680 ± 20 Верхний рифей		Граниты—627 Эффузивы— 633—788 Уайтт	Группа Бедмор	Голди Кобем	Группа Херитидж Группа Минарет	Патаксент Базальты— 778 Риолиты— 1210	Группа Торпайк Метабазиты— 1446	Серия Содружества
	Формация Дункан	Граниты 846 Сланцы—728 Ла-Горс						Архей
	Метаморфиты группы Нимрод—1984, омоложение—1000				Архей	Архей	Архей	Серия Мензис

вестные в этом регионе и распространенные в изолированных выходах объединены Е. Стампом [29] в Бедморскую группу. Геосинклинальные отложения от западной оконечности Берега Отса до холмов Тачдаун на СЗ оконечности Земли Котса В. М. Рудяченко были разделены на три литостратиграфических подразделения (снизу вверх соответствующие карбонатно-терригенной, сланцево-граувакковой и риолитовой формациям). Рассмотрим конкретные разрезы Трансантарктических гор. При этом автор использовал в значительной степени работу В. М. Рудяченка [13], посвященную анализу рифейско-раннепалеозойских комплексов Антарктиды.

На северном краю Земли Виктории в горах Берг развита группа Берг (1400 м), представленная кварц-биотит-хлорит-серицитовыми, серицит-биотит-кварцевыми сланцами, мраморизованными известняками, кварцито-песчаниками. Близкие по составу породы распространены в верховьях ледника Ренника (группа Ренник), на холмах Секвенс, Ретрит, в верховьях ледников Маринер и Астроит. Для кварц-биотитовых сланцев с холмов Секвенс имеется Rb/Sr датировка Ж. Фора и Х. Гэра —  $770 \pm 20$  млн. лет. Для филлитов группы Берг получена цифра (K/Ar) 500 млн. лет, а для кварцевых жил М. Г. Равичем — 450 млн. лет. Приведенные возраста, видимо, являются омоложенными, указывая на проявление Бедморского и Росского диастрофизма. В породах группы Берг Л. Н. Ильченко определены рифейские микрофоссилии.

Эквивалентом группы Берг в Центральной части Земли Виктории является формация Пристли (1500 м), сложенная темно-серыми глинисто-сланцевыми сланцами, метааргиллитами, металевролитами с подчиненными прослоями известняков. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. С вышеописанными отложениями В. М. Рудяченко сопоставляет группу Скелтон (3000 м), развитую в низовьях одноименного ледника в районе Мак-Мердо, сложенную песчаниками, сланцами, известняками метаморфизованными в зеленосланцевой фации. В этой группе Л. Н. Ильченко установлено присутствие рифейских акридарх.

В районе ледников Бедмор, Рамсей, Нимрод рифейский разрез сложен нижней карбонатно-терригенной формацией Кобем (600 м), которая вверх согласно сменяется сланцево-граувакковой толщей формации Голди (до 6000 м). Последняя сложена ритмично переслаивающимися метаграувакками, металевролитами, сланцами серого и темно-серого цвета. В породах наблюдается градационная слоистость.

В горах Дункан развита одноименная формация (4600 м), по составу аналогичная формации Голди, — ритмичное переслаивание метапесчаников и метапелитов, но значительно более метаморфизованная до фации амфиболовых роговиков за счет контактового воздействия крупного гранитного батолита.

В районе ледника Амундсен (см. табл. 6) и хребта Висконсин сланцево-граувакковые отложения представлены формацией Ла-

Горс (3000 м) — ритмично переслаивающиеся метаграувакковые песчаники, слюдистые сланцы с редкими прослоями кварцито-песчаников. Формация Ла-Горс прорвана интрузиями гранитоидов, для которых известны Rb/Sr датировки Р. Естина —  $846 \pm 35$  (по биотиту) и  $611 \pm 17$  млн. лет (по породе). Для метаосадочных пород — Pb/Sr методом Ж. Фором и др. получено значение  $728 \pm 27$  млн. лет, вероятно, характеризующее возраст метаморфизма отложений. В 1978 г. Е. Стамп установил, что в хребте Анкерман формация Ла-Горс перекрыта вулканитами Уайатт рифейско-вендского возраста.

В горах Элсуэрт поздний докембрий представлен группами Минарет и Херитидж (нижняя часть). Группа Минарет (1000 м) сложена в основании конгломератами, которые выше по разрезу сменяются мраморизованными известняками. Группа Херитидж в нижней части (2300 м) представлена пестроцветными метааргиллитами, сланцами и филлитами, чередующимися с горизонтами конгломератов. Средняя толща содержит в своем составе базальты. Верхняя карбонатная толща содержит кембрийскую фауну. В. М. Рудяченко [13] относит к рифею только группу Минарет, а нижнюю часть группы Херитидж помещает полностью в вендский комплекс на основании его молассоидности. Однако не исключена возможность, что группа Минарет соответствует нижней терригенно-карбонатной формации, а часть группы Херитидж — сланцево-граувакковой, подобно тому как это имеет место в районе ледника Нимрод (формации Кобем и Голди).

В горах Пенсакола формация Патаксент коррелируется своей основной частью с толщами группы Бедмор Трансантарктических гор. По-видимому, к пограничному слою между верхним и средним рифеем принадлежат риолиты Тачдаун.

К северо-востоку от гор Пенсакола в хребтах Арджентайн, Шеклтона рифейские породы представлены группой Торнпайк (600 м) — толщей переслаивания темно-серых слюдисто-глинистых сланцев и кварцито-песчаников. Породы фундамента (комплекс Шеклтона) отделены разломом от поля развития группы Торнпайк. Они прорваны дайками диоритов. Возраст одной из них определен в  $1446 \pm 60$  млн. лет [13]. Эта цифра является минимальным возрастным пределом группы Торнпайк, которая коррелируется с группой Патаксент [13], хотя в ней отсутствуют вулканиты, а на смену турбидитов приходят кварцито-песчаники.

С группой Торнпайк сопоставляются кварцито-песчаники, метааргиллиты и слюдистые сланцы формации Спанн (1000 м) в хребте Арджентайн.

Из сказанного выше становится ясным, что отнесение рассмотренных отложений к верхнему рифею является в значительной степени условным. Прежде всего это обусловлено тем, что контакты этих отложений повсеместно тектонические. О возрасте пород фундамента Трансантарктических гор мы можем, по существу, судить по свинцовой датировке К. Адамса и др. [29] — 2800 млн.

лет и по Rb/Sr датировке Д. Гуннера и др. —  $1984 \pm 77$  млн. лет [13] пород группы Нимрод, а в хребте Шеклтона — по возрасту вышеуказанной диоритовой дайки —  $1446 \pm 60$  млн. лет. Тем не менее, по некоторым прямым и косвенным данным можно предполагать, что Бедморская группа и ее эквиваленты начали формироваться около 1000 млн. лет назад. Это предположение подтверждают: 1) широкое распространение соответствующих омоложенных пород в фундаменте Россид, на основании которых, до установления истинного значения группы Нимрод, ее формирование относилось к интервалу 1000—1050 млн. лет; 2) данные определения микрофоссилий, в ряде случаев указывающие на позднерифейский возраст; 3) изотопные датировки вулканитов формации Патаксент, указывающие на интервал верхи среднего — поздний рифей, а формации Ла-Горс — непосредственно на поздний рифей; 4) в некоторых местах выделенные верхнерифейские толщи перекрыты вендскими образованиями.

**Венд.** В районе берега Сондерса к венду относится (см. табл. 6) серия Пассел (5000 м), сложенная однородными хлорит-серицитовыми (метааргиллиты) и хлорит-серицит-кварцевыми (метаалевролиты) сланцами с пачками карбонат-хлоритовых сланцев. В сланцах обнаружены онколиты, определенные как *Onkolithi P i a*, которые широко развиты в позднем рифее, но встречаются и в более молодых отложениях. В филлитах серии Пассел Л. Н. Ильченко [13] определены вендские и раннекембрийские акритархи.

В районе ледника Амундсен и хр. Висконсин формация Ла-Горс перекрывается (согласно?) формацией Уайатт (2000 м), представленной в основном порфиристыми метафельзитами и пирокластическими породами. Формация Уайатт была смята в складки совместно с формацией Ла-Горс и прорвана гранитами с Pb/Sr возрастом  $627 \pm 22$  млн. лет [13]. Для самих вулканитов тем же методом была получена омоложенная цифра —  $633 \pm 13$  млн. лет. М. В. Рудяченок правильно предполагал более древний (рифейский) возраст вулканитов Уайатт. На основании Rb/Sr датировок верхний возрастной предел формаций в настоящее время определяется Е. Стампом в  $788 \pm 6$  млн. лет [29]. Вместе с тем, приведенные выше изотопные данные о возрасте нижележащей формации Ла-Горс (728 млн. лет) не вполне увязываются с этой цифрой. Вероятно, формация Уайатт принадлежит пограничным горизонтам между верхним рифеем и вендом.

К венду относят группу Херитидж в горах Элсуэрт [13]. Как указывалось, нижнюю часть этой группы мы считаем возможным поместить в верхний рифей.

К рассматриваемому уровню, по-видимому, относятся платформенные отложения (1000 м) в Западной части Земли Королевы Мод (депрессия Пенка). В их нижней части развиты вулканогенные породы — покровы андезитобазальтов, переслаивающиеся с туфопесчаниками. Ведущую роль в разрезе играют терригенные отложения — сланцы, алевролиты, песчаники, аргиллиты. Дати-

ровки слюды из аргиллитов K/Ag методом находятся в интервале 590—515 млн. лет, а возраст сиенитов, прорывающих вулканы, — 420 млн. лет [8].

На земле Мак Робертсона в Восточной Антарктиде к венду отнесена серия Содружества (3500 м) [8]. Отложению этой серии предшествовало внедрение основных интрузий в серию Мензис — 1100 млн. лет. На горе Рубин она разделена на семь толщ (снизу вверх): 1) порфиробластические серицит-карбонат-кварцевые микросланцы; 2) филлиты; 3) переслаивание кварцито-песчаников и слюдисто-кварцевых сланцев; 4) кварцито-метакогломераты; 5) кварцито-метапесчаники; 6) метапесчаники и метаалевролиты с карбонатным цементом; 7) кварциты и метаалевролиты.

Возраст серии (поздний протерозой—ранний палеозой) определяется наличием вендских акритарх и бесскелетных двустенных раковин в гальках карбонатных пород из пачки метакогломератов, а также датировками гранитоидов (800—300 млн. лет) из метакогломерато-брекчий и по филлитам (490 млн. лет).

В верховьях ледника Денмана, в нунатаках Амундсен и в горе Сандоу развиты терригенные отложения Сандоу, сложенные ритмично чередующимися кварцито-песчаниками, конгломератами, алевролитами. В подошве толщи залегает пачка метабазитов. В метаосадочных породах встречены вендские микрофоссилии, а сланец горы Сандоу K/Ag методом датирован в 610 млн. лет [8].

Вулканы формаций Тэйлор и Фэйруетер, развитые в Трансантарктических горах, ранее относились к рифею—венду. В настоящее время Е. Стампом по фауне *Cloudina* *Boergeloi*, обнаруженной в формации Тейлор, доказан их кембрийских возраст.

## ПАЛЕОТЕКТОНИКА

Проведенная корреляция отложений верхнего докембрия южных материков позволяет произвести отбор соответствующих толщ для реконструкций палеотектонических обстановок на схемах различных интервалов. При этом реконструировались только те обстановки, тектонические тела и структуры, которые возникли и (или) развивались в определенный отрезок геологического времени (конец карелия, ранний, средний, поздний рифей, венд) и не изображались подробно структуры, сформированные к этому этапу и прекратившие свое активное тектоническое развитие.

Палинспастические построения при составлении данных схем практически не производились или делались в необходимых местах весьма условно. Это вызвано тем, что лишь для единичных поясов подсчитано сокращение ширины первичного бассейна осадконакопления, вызванного складчатостью, определены амплитуды покровов и т. д. Поэтому контуры распространения выделенных комплексов часто приблизительно соответствуют их современному распространению. Указанное обстоятельство в значительной степени компенсируется общей особенностью палеотектонической обстановки позднего докембрия Гондваны — решительным преоблада-



нием интракратонных структур, возникших без существенного раздвига континентальной коры.

В процессе палеотектонического анализа выделялись комплексы кратонов и подвижных зон. Среди последних выделялись комплексы окраинноконтинентальных или окраиннократонных геосинклиналей и внутриконтинентальных или интракратонных геосинклиналей и зон ТТП. Интракратонные геосинклинали, в свою очередь, подразделены на энсиалические и энсиматические (см. ниже).

Такая классификация структурных элементов вызвана спецификой материала Гондваны, а также необходимостью конкретизации понятия геосинклиналь. В процессе тектонического анализа был применен также метод актуализма. На схемах выделены комплексы рифтогенных структур, пассивных и активных окраин, островодужные комплексы и т. д. Для большей объективности актуалистическая интерпретация обстановок приводится параллельно с палеотектонической.

Для каждого из интервалов материал соответствующих палеотектонических карт континентов перенесен на реконструкцию Гондваны для объективного установления наличия или отсутствия переходных структур, т. е. выяснения существования суперконтинента.

Для этого была выбрана последняя реконструкция Гондваны Е. Баррона и др., упоминавшаяся выше.

## **ПРЕДРИФЕЙСКИЙ ПРОТЕРОЗОИ**

Рубеж  $1900 \pm 100$  млн. лет на всех материках Гондваны отмечен завершающим диастрофизмом в пределах существенно вулканогенных, но безофиолитовых геосинклиналей, существовавших с начала протерозоя. В Южной Америке это было завершением Транссамазонского цикла в Гвианской, Минасской, Гойяской системах, в Африке — эбурнейского цикла в Бирримской, Тибести, Убендийской, Намаквалендской и других системах; в Индии — Араваллийского цикла в Араваллийской, Нармада-сонской, Сингбумской системах; в Австралии — с замыканием линейных геосинклинальных прогибов Холес-Крик, Кинг Леопольд, Пайн-Крик, Танами; в Антарктиде — с завершением Нимродской орогении в Трансантарктических горах, авлакогенах Принц Чарльз и др. Указанные события сопровождались интенсивным гранитоидным магматизмом. Они привели к прекращению геосинклинальных условий на всех рассматриваемых континентах, за исключением Делийской интракратонной геосинклинальной системы, замкнувшейся лишь перед началом рифея, и зоны Маунт-Айза Восточной Австралии, где геосинклинальный процесс продолжался до раннего рифея включительно.

Вместе с тем, наступившая в позднем карелии предрифейская стабилизация была специфической и относительной. Это время характерно развитием, наряду с типичными платформенными чех-

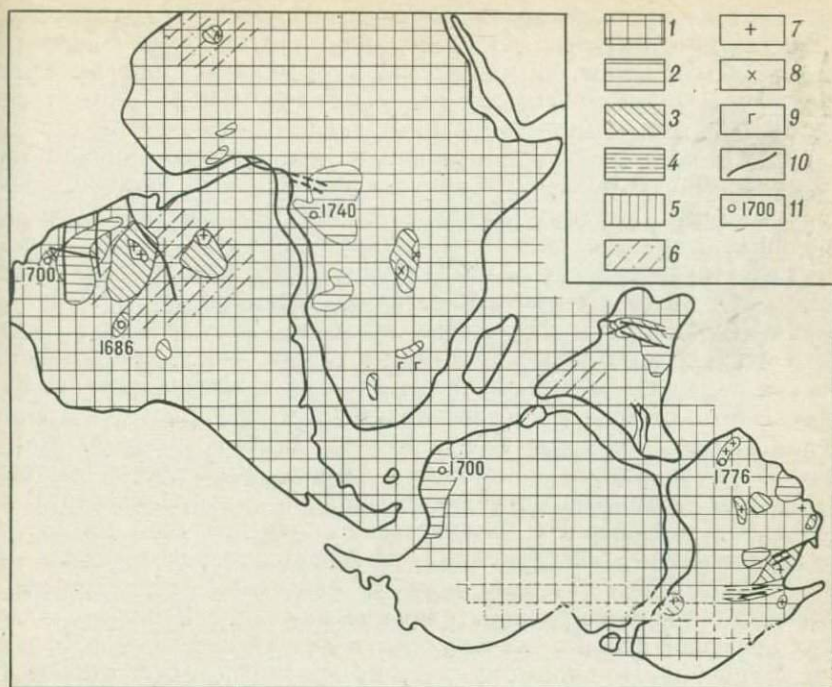


Рис. 1. Палеотектоническая схема позднего карелия Гондваны (1800—1650 млн. лет).

1 — поднятия фундамента; 2 — комплексы платформенных чехлов; 3 — наземные вулканоплутонические комплексы; 4 — комплексы интракратонных геосинклиналей; 5 — комплексы авлакогенов; 6 — термальная переработка фундамента (изотопное омоложение); 7 — нормальные граниты; 8 — щелочные граниты; 9 — габброиды; 10 — разломы; 11 — абсолютный возраст, млн. лет

лами (серии Рораима Южной Америки, Франсвил, Трансвааль, Умкондо Африки, Кимберли, Ашбертон Австралии; Ричер Антарктиды и др.), своеобразной вулканоплутонической ассоциации (рис. 1). Она представлена вулканитами кислого и среднего состава — риолитами, риодацитами, в меньшей степени андезитами, туфами, игнимбритами, а также грубообломочными осадками — песчаниками и конгломератами. С указанными породами ассоциируют интрузии гранитоидов преимущественно щелочных, часто типа рапакиви. Для вулканогенно-осадочных серий характерно пологое и субгоризонтальное залегание. Характер пород свидетельствует об образовании в континентальных условиях — наземные излияния и выбросы туфо-пеплового материала, сопровождавшиеся внедрением комагматичных интрузий гранитоидов, чередовались с отложением маломощных грубообломочных толщ в мелководных бассейнах, часто озерного типа. Образование массивов гранитов рапакиви, иногда значительных по размерам, по-видимому, свидетельствует о стабильности коры. Эти образования резко наложены на более древние структуры. Их формирование было связано с

разломами и часто сопровождалось возникновением грабенообразных структур. Вместе с тем, говорить о протяженных поясах рассматриваемых пород, на мой взгляд, можно лишь с большими оговорками. В действительности мы видим ареальное, часто бесформенное в плане распространение вулканоплутонической ассоциации. Их линейность вырисовывается лишь в самом общем виде при необычайно большой ширине «поясов», хотя наличие грабенов является типичным. В связи с этим предпочтительнее нейтральный термин — вулканоплутоническая область. В Южной Америке такая область занимала территорию охватывающую бассейн р. Ориноко, Северную Бразилию, Центральную Гайану, Суринам (серии Суруму, Кучиверо, Далбана, Уатума и др.). В Африке вулканоплутонические комплексы наиболее полно представлены в ее южной и восточной частях — на западной окраине Танзанийского кратона, в массиве Бенгвеулу (порфиры Кейт и Ндембера Танзании, риолиты Кафуэ Южной Замбии, порфиры Марунгу — Луапула Заира) и в Южной Африке (Ватерберг—Матсан). Здесь они формируют отдельные впадины типа Ватерберга или трог (Саутпансберг) с мощностью выполнения до 7 км. Вулканоплутонические области Западной Африки сосредоточены в районе Эглаба, Ганы (Тарква) и др. В Австралии рассматриваемые образования широко распространялись на севере. Выходы вулканоплутонической ассоциации известны также на щите Голер (формация Мунэйби). По-видимому, к этому же типу следует отнести разновозрастные образования впадины Ричер в Антарктиде. Соотношение вулканического и плутонического материала в рассматриваемых образованиях неравномерно — от полей анорогенных гранитоидов, внедренных в древний фундамент (Западная Австралия), до вулканогенно-осадочных толщ почти лишенных выходов гранитоидов (низы впадины Мак-Артур).

Формирование карельских вулканоплутонических комплексов заняло огромный промежуток времени — около 250 млн. лет (1,9—1,65 млн. лет). Эта эпоха была названа А. А. Богдановым эпохой кратонизации.

## РАННИЙ РИФЕЙ

**Южная Америка.** Наступившие в позднем карелии условия общего поднятия и отсутствия геосинклинальных процессов существовали и в раннем рифее. В области современного бассейна р. Амазонки продолжалось начавшееся еще в конце карелия формирование континентальных чехлов в отдельных впадинах и наземных вулканоплутонических комплексов.

С этими процессами были связаны локальные изменения изотопных соотношений в породах под влиянием разогрева. Эти раннерифейские события, именуемые в Гайане и Суринаме Паргузанским «эпизодом», а в Бразилии — Рио-Негро-Джурена, фиксируются в междуречье Ориноко и Амазонки, а также на обширной площади к югу от нее, образованием субгоризонтальных толщ рио-

литов, риодацитов, кислых и средних туфов формаций Телис-Пирис, Трарас, песчаников и конгломератов группы Бенефисенте, а также «омоложенными» датировками пород фундамента в интервале 1600—1400 млн. лет. Формирование осадочно-вулканогенных комплексов сопровождалось внедрением платформенных гранитных интрузий рапакиви, а также овальных, округлых, эллипсоидальных и дайковых тел от щелочного до ультраосновного состава. Граниты часто формируют субвулканические тела. По составу они описываются как рапакиви, гранит-порфиры, гранофиры.

Образование кислых и средних вулканитов связано с частичным или полным плавлением коры. На это указывают значения стронциевых отношений, равные 0,704 и 0,706, полученные для вулканитов Трарас, повышенные содержания калия (до 5,5 %) в щелочных и основных магматических породах, ассоциирующих с рассматриваемыми комплексами.

Указанные процессы продолжались, вероятно, и на площади северной части современного Андского пояса, о чем свидетельствуют соответствующие цифры омоложения его раннедокембрийского фундамента в массиве Санта-Марта в Колумбии.

Во впадине Рорайма продолжается формирование траппов.

**Африка.** В течение раннего рифея здесь преобладали условия приподнятого кратона (щита). Примечательными событиями, последовавшими за карельской консолидацией, явились заложение и развитие подвижных зон северного и северо-восточного простираний в Центральной и Южной Африке — Кибаро-Анколийской и Ирумидо-Рехоболтской систем, разделивших территорию Африки на два кратона — Западно-Центральный (Конго) и Южный (Калахари).

Кибаро-Анколийская складчатая система северо-северо-восточного направления прослеживается от верховьев р. Замбези (Ангола) через провинцию Шаба (Заир) до северо-восточного края оз. Виктория (Уганда) общей протяженностью 1500 км при ширине от 15 до 150 км. Она выполнена кварцито-филлитовыми толщами групп Кибара, Бурунди и Карагве-Анколе и представляет собой типичную энсиалическую систему, сформировавшуюся на древнем фундаменте, выходы которого устанавливаются в ряде мест внутри нее. При этом в восточном Заире Кибаро-Анколийская система почти под прямым углом пересекает древний Убендийско-Рузизийский пояс, участок которого приподнят в настоящее время и разделяет два сегмента рифейских образований.

Своеобразно северное окончание Кибаро-Анколийской системы в плане. Здесь отсутствует какое-либо сужение складчатой системы, напротив, наблюдается ее максимальная ширина (до 150 км). Вместе с тем породы Кибаро-Анколид далее на север не продолжают, резко обрываясь в своем распространении среди древних образований фундамента. Таким образом, интракратонный характер Кибарид обнаруживается как в поперечном, так и в дистальном направлениях. В рассматриваемой системе выделяются несколько генераций гранитоидов. Раннетектонические, или

предтектонические гранитоиды датируются в  $1300 \pm 40$  млн. лет. Синтектонические гранитоиды имеют возраст  $1250 \pm 70$  млн. лет. Этой же цифрой датируется и метаморфизм Кибарского пояса [27]. Основная складчатость в поясе, таким образом, имела место около 1300 млн. лет назад.

Субпараллельно Кибаро-Анколийской системе в пределах Замбии и Малави, между блоком Бангвеулу (Замбийский кратон) и северной частью кратона Зимбабве (Родезийского) в раннем рифее существовала Ирумидская система северо-восточного простираения. В ее пределах в настоящее время широко развиты выходы дорифейского фундамента, на котором с угловым несогласием залегают складчатые образования серий Калонга, Мафинги и Консе, сопоставляемых с кибарием. Ирумиды, по мнению Е. Аккермана [27], выделившего эту структуру, являются составной частью подвижной зоны, которая простирается от восточного до юго-западного побережья Африки.

Ирумиды представляют собой отчетливо прямолинейную складчатую зону, внутри которой сильно переработанные породы фундамента чередуются с вышеуказанными рифейскими комплексами. В северной части пояса Ирумиды пересекают Убендийский пояс карельской консолидации, который здесь приподнят на всю ширину и полностью сохранил свою внутреннюю структуру. Это является прямым доказательством энциалической природы Ирумид.

Складчатая система Ирумид обычно рассматривается как зона кибарской складчатости. В пользу этого свидетельствует идентичность формаций Кибарского и Ирумидского поясов (кварцито-сланцевые). Однако до сих пор в Ирумидах не получено цифр 1300 млн. лет, характеризующих главную кибарскую складчатость. Ряд определений по слюде, выполненных в северной части пояса К/Аг методом, равняется приблизительно 900 млн. лет, а породы юго-западного продолжения пояса датируются цифрой около 1000 млн. лет, полученной Н. Снеллингом из гранита Урунве в Зимбабве. Пегматиты Южной провинции Замбии дают цифры абсолютного возраста (Rb/Sr и K/Ag) в интервале 1000—1100 млн. лет. Значительная часть зоны Ирумид, особенно северо-восточная, примыкающая к Мозамбикскому поясу, подверглась панафриканской ТТП. Единственная древняя дата из этого сегмента — 1000 млн. лет получена Rb/Sr методом по граниту Северной Малави [2]. По-видимому, интенсивной наложенной переработкой объясняется отсутствие значений абсолютного возраста близких к 1300 млн. лет и отвечающих главной фазе складчатости Кибарид. Об этом можно косвенно судить по возрасту сиенита Лусанга ( $1390 \pm 10$  млн. лет), рвущего серию Верхнее Плато, представляющую собой отложения форланда Ирумидской геосинклинали и одновременно чехол Замбийского кратона.

На юго-западном продолжении Ирумид, вдоль северо-западной окраины кратона Калахари в раннем рифее возникла зона интенсивного известково-щелочного и кислого вулканизма — магматическая дуга Рехоболт, сложенная мощным комплексом андезито-ба-

зальтовых и кислых лав, туфов, вулканогенно-осадочных образований, прорванных комагматичными интрузиями с возрастом около 1365 млн. лет. Сходство их с островодужными комплексами позволило Б. Уоттерсу [4] предполагать существование океанического бассейна севернее Рехоболтской дуги, на месте нынешней Дамарской системы. Однако, видимо, прав А. Кренер, считающий Рехоболтскую зону интракратонной. В пользу этого свидетельствует отсутствие офиолитов в Рехоболте, а также щелочной характер базальтовых лав серии Синклер. Что же касается наличия мощных вулканитов среднего и кислого состава и комагматичных им гранитов, то такие образования широко известны на данном возрастном уровне в виде вулканоплутонических зон, выполняющих грабенообразные впадины в кратонах или формирующих широкие ареалы. Рехоболтская дуга, по-видимому, образовывала совместно с Ирумидами единую рифтогенную систему, вулканизм в которой ослабевал к северо-востоку.

Кибаро-Анколийская и Ирумидо-Рехоболтская системы соединялись цепочкой узких прогибов, протягивавшихся в северо-северо-восточном направлении вдоль нынешнего восточного побережья оз. Танганьика, в которых шло формирование серий Кигома, Итиасо и Укинга. Формационно эти кварцито-сланцевые серии аналогичны выполнению Кибарид и Ирумид.

Складчатая система Итиасо расположена у восточного побережья озера Танганьика к юго- и юго-востоку от г. Кигома и протягивается с СЗ на ЮВ на расстоянии 150 км при средней ширине 25 км. Основная структура представляет собой широкий асимметричный синклинорий, наложенный на древнюю складчатую систему Убенди с более крутым западным крылом. Простая складчатая структура осложнена дополнительными складками, морфология которых варьирует в самых широких пределах. Разрывные нарушения сравнительно немногочисленны. Группа Итиасо откладывалась в узком тектоническом трого, который соединялся на севере с бассейном осадконакопления кварцевых песков Кигома и представлял собой ответвление Кибаро-Анколийской геосинклинальной системы.

Складчатая система Укинга расположена в юго-западной части Танзании (район р. Нджомбе) и сложена одноименной кварцито-сланцевой серией мощностью более 3000 м. Структура весьма сложная и характеризуется сильной изоклинальной складчатостью, взбросами и надвигами юрского типа. Региональное простирание структур СЗ—ЮВ, однако Д. Харпьюм на основании детального структурного анализа пришел к выводу о том, что первичный трог осадконакопления серии Укинга вытягивался в СВ—ЮЗ направлении, т. е. под прямым углом к современному структурному простиранию пояса. Этот вывод находится в соответствии со взглядами других геологов [2, 27] о том, что система Укинга является продолжением (северо-западным ответвлением) Ирумид. С другой стороны, она соединялась на северо-западе с трогом Итиасо. Об этом свидетельствуют данные структурного анализа, показы-

вающего однотипность стиля их тектонических деформаций, развитие омоложенных и переработанных в стиле Укинга пород Убендия, распространенных между системами Итиасо и Укинга, а также между последним и складчатой зоной Мафинги, входящей в состав Ирумид. Есть основания полагать, что группа Укинга представляет собой останец единой складчатой системы, соединявшей зону Ирумид с Кибаро-Анколидами и приблизительно совпадавшую со складчатой Убендийской системой, которая подверглась интенсивной ТТП во время Укингского диастрофизма. Таким образом, можно говорить о соединении геосинклинальных систем Ирумид и Кибаро-Анколид посредством узкого трога с Танганьикской системой, составными частями которого были Итиасо и Укинга. Проявление складчатости в пределах этого пояса датировано синтетектоническими гранитами Чимала в группе Укинга с возрастом 1350—1300 млн. лет [27].

Таким образом, раннерифейская палеотектоническая обстановка в этой части Африки характеризуется сложноразветвленной сетью интракратонных энсиалических систем, заполнявшихся глинисто-песчаными осадками, соединявшихся между собой и обособившихся в сравнительно небольшие кратоны — Замбийский и Танзанийский (Додома). В пределах этих кратонов шло формирование терригенных платформенных чехлов вышеуказанной серии Верхнее Плато в Замбии и серии Кингонголеро в Танзании. В конце раннего—начале среднего рифея в пределах указанных грабенообразных интракратонных систем произошла складчатость, почти повсеместно сопровождавшаяся внедрением синтетектонических гранитов.

По-видимому, к раннему рифею относится заложение интракратонного трога Маюмбе на западе Центральной Африки, где происходило накопление вулканогенно-осадочной толщи формаций Мент-Коромазо и Монт-Лунчу системы Маюмбе.

На о-ве Мадагаскар отмечается широкое развитие раннерифейской ТТП фундамента. На севере в узком прогибе шло накопление вулканогенно-осадочных образований серий Дарайна-Миланоа, Вухемар, Амбохипату.

Основная площадь Центральной и Западной Африки в раннем рифее представляла собой приподнятый мегащит. На северо-западе, в районе Эль-Эглаба шло формирование риолитов, дацитов, игнимбриотов серии Эглаб и конгломератов и аркозов серии Гельб-Эль-Хадид, а в Западном Ахаггаре — риолитов комплекса Тидериджаун. В целом эти ассоциации по составу и последовательности совершенно аналогичны вышеописанному вулканогенно-осадочному комплексу Телис-Пирис—Бенефисенте Южной Америки.

В предыдущем разделе указывалось на неопределенность нижнего возрастного предела серии Гадель Мавританского пояса. Не исключена возможность, что заложение этой геосинклинальной структуры имело место уже в раннем рифее.

К концу раннего рифея, по-видимому, относится заложение Протокрасноморского геосинклинального пояса на северо-востоке

Африки, в котором в течение позднего докембрия произошло накопление очень мощной эффузивно-осадочной толщи с офиолитами, прорванной крупными телами батолитов с возрастом около 1000 млн. лет. В. А. Казьмин [4] на основании возраста долеритовых даек (1400 млн. лет) распространенных на продолжении выклинивающихся участков этого пояса в кратон, предполагает, что их внедрение было одновременным с началом раскрытия Прото-красноморского океанического бассейна. Можно предположить, следовательно, что первоначально это были континентальная рифтовая структура.

**Индостан.** Палеотектоническая обстановка раннего рифея Индостана характеризуется условиями кратона, в обширных впадинах которого шло формирование осадочного платформенного чехла. Этот интервал отмечен также развитием зон интенсивной ТТП. Отложения нижнего рифея установлены во впадинах Виндийской, Куддапахской, Каладги, Годавари. Разрезы этих впадин характеризуются значительным сходством. Они выполнены молассоидными образованиями, характеризующимися чередованием кварцитов и глинистых сланцев с прослоями известняков. Последние, как это было недавно установлено М. Е. Раабен, содержат идентичные комплексы строматолитов. Это дает основание предполагать в раннем рифее в центральной части Индостана существование крупной платформенной плиты, впоследствии разобщенной эрозией на отдельные впадины. Рассматриваемые отложения слабо деформированы, однако в направлении контакта с Восточно-Гатским поясом куддапахские отложения испытывают интенсивную складчатость и дробление, а сам контакт представлен крупным надвигом. Среди отложений Куддапахского комплекса распространены траппы в виде пластовых интрузий основных пород. Дайки и силлы долеритов и других пород основного состава вмещают также отложения Виндийской впадины.

В начале раннего рифея в северной части Сингбума в структуре типа авлакогена шло формирование пород серий Сингбум (1550—850 млн. лет), и, в частности, накопление терригенных отложений группы Порат. С юга авлакоген отделялся от платформы надвигом и зоной смятия Коппер-Белт. Начало активности этой зоны отмечено датировкой урана — 1580 млн. лет. На платформе во впадине Ноамунди в морских условиях началось накопление глинистых толщ, яшм и гематитовых руд серии Ноамунди. «Платформа» Сингбум отделялась от Восточных Гат надвигом Сукинда.

Ранний рифей отмечен в Индостане значительной ТТП фундамента в Восточно-Гатском чарнокитовом поясе, выразившейся в формировании гранитоидов, пегматитовых полей, изотопном «радиометрическом омоложении», возникновении зон интенсивного рассланцевания. По-видимому, с движениями, вызванными тектонической активизацией в пределах Восточно-Гатского пояса, связана деформация краевых частей Куддапахской впадины. На северо-западе Индостана аналогичные события развивались в Рад-



жастанской зоне ТТП, где кроме гранитов вдоль глубинных разломов СВ простирания происходило становление гипербазитовых тел, возможно, в виде протрузий. Ремобилизация фундамента на уровне около 1300 млн. лет отмечена в Шри Ланка.

**Австралия.** К этому времени большая часть Австралии представляла собой кратон, отдельные части которого характеризовались различными тектоническими условиями, и прежде всего разной степенью консолидации. Значительная территория на западе и северо-западе была относительно стабильной и приподнятой, образуя крупный архейский щит. Основная же часть Южной, Центральной и Восточной Австралии, консолидированная преимущественно в конце карелия, являлась областью интенсивного повторного метаморфизма, магматизма, наложенной тектоники и радиометрического «омоложения». Об этой раннерифейской переработке свидетельствуют соответствующие радиометрические определения на современных выступах древнего фундамента Голер, Аранта, Масгрейв, Олбани-Фрезер и др. [3]. Область активизированного фундамента на востоке Австралии служила, кроме того, ареной проявления кислого и среднего вулканизма, формирования вулканоплутонических комплексов подобных вышеописанным на Гвинейском щите Южной Америки и в Северо-Западной Африке. К ним относятся риолиты Кройдон в массиве Джорджтаун, Голер-Рэндж на щите Голер, Рупена на плите Стюарт. Они намечают зону развития наземной вулканоплутонической формации восточной Австралии в рифее, начало образования которой относится к концу раннего докембрия.

Указанной переработке, по-видимому, соответствует «оларианская орогения», по Р. Глену, в пределах выступов Голер и Вильяма, наложенная на карельские образования, испытавшие главный диастрофизм в интервале 1850—1650 млн. лет.

Формирование платформенного чехла отмечается в основном на северо-западе, в районе Восточного Кимберли, Бирриндуду, Виктория-Ривер, впадине Мак-Артур, а также на южном склоне щитов Пилбара и Йилгарн. По-видимому, в едином бассейне осадконакопления происходило отложение в начале существенно песчаных, а затем терригенно-карбонатных отложений групп Лимбунья, Бирриндуду, нижней части комплекса Осмонд-Рейндж значительной мощности, достигающей более 3000 м. На склоне щита Пилбара имело место образование существенно терригенных образований — песчаников, конгломератов и сланцев групп Бреснахен и Маунт-Мини, также мощных (до 5000 м). Таким же составом характеризуются отложения серий Стерлинг-Баррен и Вудлайн на юге Йилгарна, однако здесь породы были затронуты метаморфизмом в связи с их близостью к зоне переработки Олбани-Фрезер. Во впадине Мак-Артур, протягивавшейся на 1300 км в субширотном направлении на севере Австралии, как и во впадине Бирриндуду — Виктория-Ривер, в начале шло мощное накопление кварцевых песков (группы Тауалла и Кэтерин-Ривер), сменившееся глинисто-карбонатным осадконакоплением с эвапоритами (гипсы)

групп Мак-Артур и Маунт-Ригг. Впадина Мак-Артур в раннем рифее характеризовалась также развитием трапповой формации. Как и в предыдущих случаях, обращает внимание необычная для платформенных чехлов мощность мелководных осадков (до 9—12 км!). Впадина Мак-Артур имела довольно сложный, обусловленный тектоникой рельеф и осложнялась грабенообразными прогибами и вытянутыми поднятиями. Самый крупный прогиб — трог Баттен представляет собой авлакоген. Он выполнен в основном образованиями группы Мак-Артур, достигающими 3600 м.

Восточнее впадины Мак-Артур и непосредственно примыкая к ней располагался прогиб Маунт-Айза. Основное его развитие приходится на ранний протерозой. В раннем рифее произошло замыкание этого геосинклинального трога, характеризовавшегося «сквозным» развитием до рифея включительно, в отличие от других карельских геосинклиналей. Прогиб Маунт-Айза выступом древнего фундамента разделялся на две зоны. В конце карелия в интервале 1670—1620 млн. лет после образования вулканитов Истерн-Крик и Файри-Крик в трог Маунт-Айза произошли складчатые деформации и метаморфизм. В Западной зоне в интервале 1620—1544 млн. лет произошло становление гранитов Сибелла, за которым последовало формирование терригенной группы Макнамара в западной подзоне, отделенной от восточной подзоны разломом Маунт-Айза. В последней образовалось более 5000 м песчаников, алевролитов и аргиллитов формации Сарпрайз и группы Маунт-Айза. В Восточной зоне прогиба происходило формирование эквивалентной группы Маунт-Альберт. Осадконакопление в трог Маунт-Айза закончилось складчатостью и метаморфизмом около 1490 млн. лет [46] и плутонизмом около 1425 млн. лет, при этом восточная «мобильная» зона испытала более значительные деформации и метаморфизм, чем западная. Распределение мощностей и фаций в прогибе контролировалось разрывными нарушениями (сбросами), часть которых была ориентирована под значительным углом к оси прогиба. Подобные сбросы обусловили возникновение узкого (15—30 км) грабена (Парадайз), входящего в прогиб Маунт-Айза с запада под углом.

Восточнее зоны Маунт-Айза, на стыке современной Австралийской платформы и палеозойской Тасманской складчатой области расположены выступы «омоложенного» докембрийского фундамента — Джорджтаун и Коэн. Обычно они рассматриваются как раннедокембрийские. Во всяком случае, присутствие доскладчатых даек с возрастом 1800 млн. лет в блоке Коэн свидетельствует о том, что формирование этого блока относится ко времени намного более древнему, чем возраст последнего метаморфизма, который, по К. Пламбу [3], равен 1500 млн. лет. Гравиметрические данные показывают, что структура Маунт-Айза, проектируясь на север, пересекает простирания пород выступов Джорджтаун и Коэн вблизи восточного побережья зал. Карпентария, следуя параллельно ему. Вместе со сказанным выше, это дает основание предполагать, что прогиб Маунт-Айза являлся интракратонным. Этот прогиб смы-

кался на северо-западе с впадиной Мак-Артур посредством своего шельфа — «платформы Лаун-Хилл».

**Антарктида.** Территория Антарктиды в раннем рифее, за исключением Антарктического полуострова, существование докембрийской коры в котором является весьма сомнительным, представляла собой кратон, консолидировавшийся еще в раннем докембрии. Этот кратон включал область современного Восточно-Антарктического кратона, область Трансантарктических гор и Землю Мэри Бэрд.

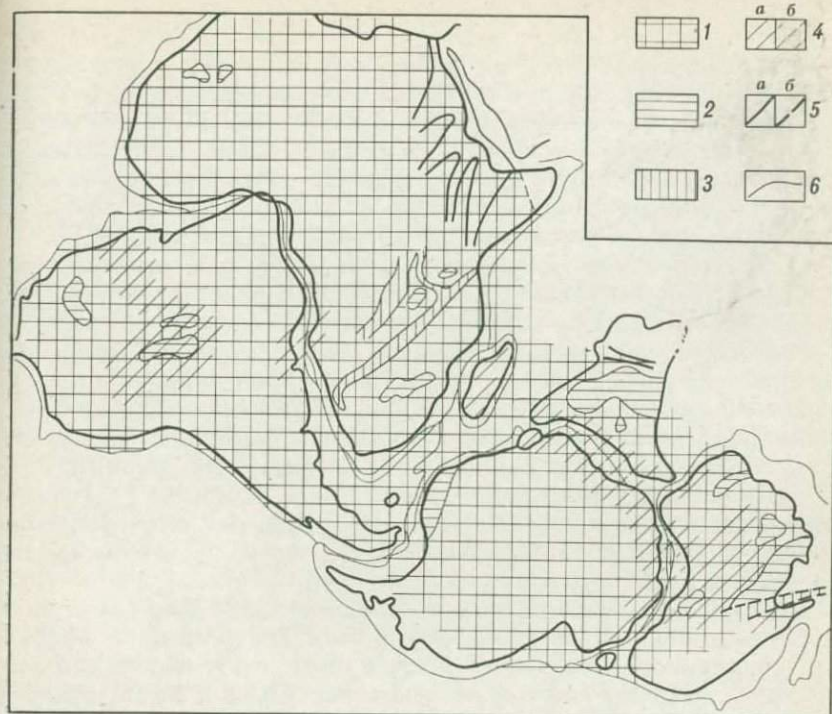
Широкое распространение в раннем рифее имела ТТП древних образований. Она зафиксирована в многочисленных «омоложенных» радиометрических датировках 1500—1300 млн. лет, полученных разными методами и хорошо установленными практически во всех выходах древних образований вдоль восточного края Восточно-Антарктического кратона от Земли Эндерби до Земли Адели.

Раннерифейские омоложенные значения отсутствуют за пределами Восточно-Антарктического кратона, но, вероятно, они не сохранились вследствие того, что области Трансантарктических гор и Земли Мэри Бэрд в позднем рифее — венде и палеозое были вовлечены в интенсивный геосинклинальный процесс.

**Общая характеристика палеотектоники раннего рифея.** К началу раннего рифея на всех континентах Гондваны наступила эпоха тектонической стабилизации, характеризующаяся общим поднятием фундамента и отсутствием геосинклинальных режимов. Исключение, по-видимому, представляла Восточная Австралия, где геосинклинальное развитие интракратонной геосинклинали Маунт-Айза закончилось лишь в начале раннего рифея. Унаследованно от предыдущего раннепротерозойского этапа, хотя и в меньших масштабах, происходит становление вулканоплутонических комплексов.

Примечательными событиями раннего рифея явилось новообразование энсиалических интракратонных геосинклиналей, а также развитие зон ТТП фундамента.

Данные по раннерифейской тектонике свидетельствуют о некоторых различиях наметившихся в развитии Западной (Африка, Америка) и Восточной (Индия, Австралия, Антарктида) Гондваны. В Африке и Южной Америке практически не формировались типичные платформенные чехлы, процессы переработки носят термальный характер, охватывают сравнительно небольшие пространства и связаны лишь с образованием субаэральных вулканоплутонических комплексов, тогда как в Индии, Австралии, Антарктиде переработкой охвачены значительные площади кратонов, которая сопровождалась образованием мощных зон милонитов, внедрением гранитов и пегматитов. Вулканоплутонические субаэральные комплексы известны лишь в Австралии и пользуются сравнительно небольшим распространением. Вместе с тем, в Индостане и Австралии на широких пространствах формируются плитные чехлы необычно большой мощности.



**Рис. 2.** Палеотектоническая реконструкция раннего рифея Гондваны.

1 — поднятия; 2 — эпиконтинентальные бассейны (платформенные впадины); 3 — рифтогенные моря (интракратонные геосинклинали); 4 — зоны ТТП древней консолидированной коры (а — установленные, б — предполагаемые); 5 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 6 — изобата 2000 м

Орогенические процессы в раннем рифее достоверно установлены лишь в интракратонных геосинклиналях Центральной Африки и прогибе Маунт-Айза Австралии.

Материал по палеотектонике раннего рифея отдельных континентов Гондваны, помещенный на палеореконструкцию, не дает прямых доказательств в пользу существования единого суперконтинента Гондваны (рис. 2). Это обусловлено отсутствием переходных структур, которые сочленились бы вдоль совмещенных окраин, за исключением совмещения зон ТТП Восточной Гондваны. Вместе с тем, не возникает и никаких противоречий существованию такого континента. В пользу единой раннерифейской Гондваны косвенно указывает единство стиля тектонического развития слагавших ее современных континентов. Возможно также предположить существование двух суперконтинентов — Афро-Америки и Индо-Австрало-Антарктиды, в какой-то степени разделенных.

**Южная Америка.** В среднем рифее продолжают процессы кратонизации на территории нынешнего бассейна Амазонки. В Гайане она получила название Кмудку, в Венесуэле — Оринокской; на западе региона — Рондонийской. Как и в раннем рифее, сущность ее заключалась в формировании вулкано-плутонических комплексов, молассоидных толщ, в грабенообразных структурах локальном радиометрическом «омоложении» древних пород щита.

На северо-западе Бразилии к среднему рифею относится становление осадочно-вулканогенного комплекса Сан-Лоренсу — Пальмейрал с возрастом риолитов, дацитов и их туфов 1140 млн. лет. К этому комплексу относятся разобщенные вулканогенно-осадочные серии Кадиеце, Кубенкранкем, Пальмейрал и др. С ними связаны анорогенные кольцевые субвулканические щелочные гранитоиды Рондония, внедренные в основном в фундамент, многие из которых являются оловоносными. Возраст этих гранитов  $980 \pm \pm 20$  млн. лет. Во впадинах Кашимбу и Дарданелос на юге бассейна Амазонки в интервале 1100—1000 млн. лет интенсивно проявлялся основной и щелочной магматизм в виде интрузий Катама, Супундури, Гуариба и др.

Синхронно с рондонийским «эпизодом» термальной переработки (1400—1000 млн. лет) на севере бассейна Амазонки в пределах современного Гвианского щита проявился основной и щелочной магматизм, отмеченный на основании Rb/Sr и K/Ar датировок «тектонотермальным Никерийским эпизодом» в интервале 1250—1000 млн. лет [20]. Одновременно с формированием плутонических комплексов шло развитие обширных зон милонитов и катаклазитов вдоль крупных трансконтинентальных разломов, в том числе и ограничивающих Амазонскую впадину. Таким образом, здесь впервые в рифее Южной Америки, хотя и локально, проявилась ТТП фундамента.

К юго-западу от области распространения вулканоплутонических комплексов, в районе штата Гояс (Бразилия) в среднем рифее образовалась зона растяжения меридионального простирания, вдоль которой возник Уруасуанский пояс, сложенный карбонатно-терригенными породами и основными лавами групп Аракса и Эстрондо. Формирование пород группы Аракса происходило, по М. Дарденну [21], в «эвгеосинклинальном трого на океаническом фундаменте». Около 1000 млн. лет назад породы трого испытали складчатость и метаморфизм. Особенностью возникшего складчатого пояса является присутствие в нем многочисленных тел альпинотипных серпентинизированных гипербазитов, прослеживающихся на расстояние более 1000 км. Их структурное положение не вполне выяснено. Согласно последним исследованиям бразильских геологов верхняя часть группы Аракса, содержащая ультрабазиты, рассматривается как тектонический меланж, а крупные их тела, как покровы офиолитов. Вместе с тем, важно отметить присутствие в рассматриваемом поясе блоков фундамен-

та, выступающего местами по всей его ширине и разделяющего пояс на отдельные части. Древний Гойянский массив, расположенный непосредственно западнее Уруасуанского пояса, распространяется и в его пределы. Архейские образования массива испытали совместно с породами пояса тектоно-магматические процессы. Это выразилось в становлении гранитных интрузий с возрастом 1000 млн. лет и тел альпинотипных гипербазитов, большое количество которых прослежено в массиве. Последнее обстоятельство может указывать на интрузивный характер этих тел. Юго-восточное продолжение Уруасуанского пояса представлено на юге кратона Сан-Франсиску складчатыми образованиями серии Анделандия, сложенной исключительно карбонатно-терригенными породами метаморфизованными в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях при отсутствии ультрамафитов и основных вулканитов. Возможно, это часть миогеосинклинальной зоны Араксид, сложенной севернее, вдоль западной окраины кратона Сан-Франсиску, группой Арай, переходящей по латерали в группу Аракса.

На востоке Бразилии, протягиваясь в меридиональном направлении на 2200 км от района «железорудного четырехугольника» на юге до плато Диамантину на севере, расположен складчатый пояс Эспиньясу, сложенный в основном кварцитами и реже кислыми вулканитами, залегающими повсеместно на древнем фундаменте. Диастрофизм этих пород и внедрение в них гранитов относятся к уруасуанскому циклу на основании возраста метаморфизма вулканогенных пород группы Санту-Онофре —  $1000 \pm 100$  млн. лет [20]. Учитывая «грабеновый» характер выполнения пояса Эспиньясу и его рисунок в плане (прямолинейность, параллельность бортов, резкий «слепой» обрыв на обоих концах), можно сделать вывод о том, что его образование имело место в рифтогенной структуре.

Вместе с тем, существует и другая точка зрения на природу зоны Эспиньясу. Р. Пфлуг и др. рассматривают ее как миогеосинклиналь по отношению к эвгеосинклинальному восточному приатлантическому региону, который большинство исследователей относит к переработанному нижнедокембрийскому фундаменту. В составе его существенную роль играют гранулиты, которые в Южной Америке не были связаны с Бразильским циклом (1800—570).

О среднерифейских событиях на крайнем северо-востоке Южно-Американского континента известно мало. Анализ Rb/Sr датировок обнаруживает здесь, по мнению А. Сиалья и др., «неизвестное, но важное событие на уровне  $1100 \pm 150$  млн. лет (Кибарский эпизод Африки)». На Фолклендских островах для гнейсов Кейп-Меридит имеются «омоложенные» датировки — 977 и 953 млн. лет [29].

Область Анд в среднем рифее представляла собой часть Амазонского кратона, также испытавшего в ряде мест переработку. Об этом свидетельствуют, в частности, Rb/Sr датировки гнейсов ( $1050 \pm 100$  млн. лет), полученные по керну буровой скважины, вскрывшей фундамент в Альтиплано в Боливии. Близкие датировки, совпадающие с «Рондонийским» этапом переработки фундамен-

та в Бразилии, имеются для фундамента Венесуэлы — 1250 млн. лет [20].

**Африка.** Подвижные зоны, возникшие в раннем рифее и испытавшие в конце его складчатость и внедрение синтетектонических гранитоидов, были активными и в данном этапе.

В Кибаридах имели место внедрения посттектонических гранитов и пегматитов, датированные Rb/Sr определениями в 1190,  $1120 \pm 25$ ,  $1020 \pm 950$  и  $1000-850$  млн. лет. Последние два интервала характерны для оловоносных гранитов и пегматитов. Активность указанных зон выражалась также, в непрекращающемся поднятии горной цепи, что сопровождалось формированием моласс в прогибах Бушимае и Роан, окружавших Кибариды.

В интракратонном трого юго-западной части Африки шло образование вулканогенно-осадочных серий Синклер-Дордабис закончившееся накоплением красноцветных континентальных формаций, излиянием субэаральных риолитовых лав, внедрением гранитоидов.

— К рассматриваемому времени относится заложение и развитие меридиональных подвижных зон Западной Африки — в Центральном Ахагаре и Нигерии, вероятно, составлявших единую структуру. Первая сложена метаосадочными породами Эгере и Алексоид, залегающими с несогласием на древних гнейсах Арешшум и испытавшими, по Ж. Бертрану и др. [4], складчатость, метаморфизм и гранитизацию на уровне  $1210 \pm 110 - 910$  млн. лет. Южнее в Нигерии ей соответствует зона, расположенная между  $6^\circ$  и  $6^\circ 30'$  в. д., в пределах которой развиты метаосадочные толщи грабена Мару и др. среднерифейского возраста и «Кибарский метаморфический пояс» [44].

Указанные зоны ассоциируют с многочисленными меридиональными разломами типа сбросов. Таким образом, здесь возникла меридиональная область растяжения и образовались рифтогенные прогибы, выполненные преимущественно терригенными образованиями с подчиненными вулканитами основного состава. В конце среднего рифея в результате «кибарских» орогенических событий эти породы были смяты и метаморфизованы. В частности, для филлитов пояса Мару получена Rb/Sr датировка  $1060 \pm 65$  млн. лет.

По-видимому, к среднему рифею относится заложение Мавритано-Сенегальского пояса. В Мавритании этому этапу отвечают серии Гадель и Ауиджа, сложенные спилитами, известняками, кремнистыми сланцами, залегающими на серпентинитах. Разрез напоминает офиолитовую ассоциацию, в которой отсутствует габбровая часть. На южном продолжении указанных серий, в Сенегале, распространены существенно базальтоидные породы Нижнего Фалемия; здесь отчетливо установлено продолжение «аксиальной зоны» Мавритании, а еще южнее — в Сьерра-Леоне и Гвинее — серпентинитовый пояс Марампа, заключенный среди более древних образований и представленный, вероятно, тектонически выжатыми линзами ультрабазитов. Аналогичная картина наблюдается

в Гойянском массиве Южной Америки. Эти данные позволяют в общих чертах наметить палеотектоническую обстановку района, характеризующуюся образованием рифтогенного бассейна с признаками океанической коры. О его небольшой ширине свидетельствует присутствие древних блоков аналогичных бирримскому фундаменту Западно-Африканского кратона у западной окраины пояса и в самом поясе. На уровне 1000 млн. лет породы пояса испытали складчатость и метаморфизм.

Вероятно, в самом конце среднего рифея на части площади, заключенной между вышеназванными поясами, т. е. соответствующей Ахагару и современному Западно-Африканскому кратону, уже шло накопление платформенного чехла, представленного терригенно-карбонатными образованиями низов серий Мадина-Кута, Идубан, Ханк, Мораго, Строматолитовой и др. На площади Западно-Африканского кратона это были преимущественно мелководные образования, переходящие восточнее линии Адрар—Ифорас—Гурма—Атакорида в более глубоководные.

На северо-востоке Африки и в Аравии в интервале среднего рифея было сформировано несколько тысяч метров андезитовых лав и граувакк (серии Джидда, Байш, Нафирдейб и др.), которые, как было установлено В. Гринвудом и др. [4], были прорваны известково-щелочными батолитами с возрастом 1100—950 млн. лет. Подавляющее большинство исследователей считает, что эти комплексы образовались в условиях конвергенции плит, однако детали палеобстановки во многом остаются неясными. Предложено несколько моделей развития. Более детально этот вопрос разобран ниже.

В Танганьикском массиве в конце среднего рифея идет накопление платформенного чехла, сопровождающееся местами трапповым магматизмом. Об этом можно судить по возрасту серий Икоронго (900—1000), Кисии (1200), Аберкорн (990—1000 млн. лет).

В системе Маюмбе на западе Центральной Африки в конце рифея, по-видимому, после накопления формации Сикила произошло внедрение монзонитовых гранитов, возраст которых Л. Каэном [4] определен U/Pb методом по циркону в  $1027 \pm 56$  млн. лет.

В среднем рифее (1100—950 млн. лет) юг Африки испытал значительную тектоно-термальную активизацию с образованием Намаквайской зоны ТТП. Снос материала, связанный с поднятием этой зоны, обусловил наложение группы Корас в троговом прогибе Корас, а также в Гарипской зоне.

**Индостан.** В среднем рифее отмечается резкое сокращение площади платформенного осадконакопления. Оно сохраняется в Куддапахской впадине, где происходит накопление терригенной серии Кистна, и, главным образом, в Виндийской, где формируются толщи группы Каймур. Широкое развитие получили процессы ТТП фундамента. Они продолжают в Восточно-Гатском и Раджастанском поясах, а также вдоль северной окраины центральной части Индостана, в Сатпурских горах параллельно разлому Нар-



мада-Сон. Южнее в аналогичной обстановке формируется вулканоплутонический комплекс Донгаргарх, а еще южнее — пегматиты Хайдарарабада. Формирование метаморфогенных пегматитов в зонах ТТП Индии В. М. Моралев связывает с горизонтальными движениями.

В данное время активизировалась зона линеймента Нармада-Сон, заложившегося еще в раннем протерозое одновременно с развитием Араваллийского геосинклинального прогиба. В Сингбуме в южной платформенной зоне имело место отложение глинистых и песчаных отложений группы Ноамунди, с которыми связаны железные руды, а в северном рифтогенном поясе — накопление терригенных отложений группы Порат. Орогенический цикл Ноамунди—Порат (950—1100 млн. лет) привел к складчатости пород вдоль широтной разломной зоны смятия и внедрению щелочных гранитов, что привело к становлению Сингбумского батолитового комплекса, формировавшегося длительно и многофазно в интервале 1140—900 млн. лет. Зоны ТТП Индостана в значительной мере унаследовали положение более древних тектонических структур (Восточно-Гатского чарнокитового пояса, авлакогена Нармада-Сон). Повторный метаморфизм ремобилизации фундамента отмечен в Шри-Ланка цифрами омоложения — 1150 млн. лет, а также внедрением гранитов Тонигала (970 млн. лет).

**Австралия.** В данный период в основном оформился современный структурный план Австралийской платформы. В западной и центральной частях материка выделяются крупные щиты (Илгарн, Пилбара, Голер, Северо-Австралийский), пространство между которыми было занято либо зонами ТТП фундамента, либо депрессиями, в которых шло накопление платформенного чехла.

В формировании чехла Западной Австралии выделяется три этапа. Вначале происходило накопление мощных мелководных отложений в небольших быстро прогибающихся впадинах вокруг западной и южной окраин щита Илгарн. Второй этап знаменуется образованием доломитов, глин, песков группы Бангемолл мощностью около 10 000 м на обширной площади одноименной впадины, вытянутой в ЮВ направлении от щита Пилбара. Осадконакопление во впадине Бангемолл, как указывает Д. Даниелс [33], происходило в условиях неспокойного тектонического режима, о чем свидетельствуют резкие фациальные изменения внутри толщи, присутствие прослоев кислых эффузивов. Осадконакопление во впадине завершилось внедрением долеритовых даек и интенсивной складчатостью, которая связывается с движениями по разломам в провинции Гаскойн. Третий этап отмечен накоплением песчаных отложений на обширной площади к востоку от впадины Бангемолл.

В Северной Австралии средний рифей отмечен развитием впадины Виктория-Ривер, которая на западе сочленялась со структурами типа авлакогенов — Холс-Крик и Фитцморис. В интервале 1200—900 млн. лет во впадине отложилось около 3500 м песков, алевролитов, глин и карбонатов, тогда как в зонах Холс-Крик и Фитцморис — около 9000 м этих отложений. Грабенообразные

структуры унаследовали раннепротерозойские подвижные зоны, замкнувшиеся в конце раннего протерозоя.

Во впадине Мак-Артур область осадконакопления несколько уменьшилась и отодвинулась к западу и югу от современного залива Карпентария. Здесь происходило накопление красноцветных отложений группы Ропер (4500 м) и ее эквивалентов. Указанная толща прорвана многочисленными силлами и дайками долеритов с возрастом 1280—1150 млн. лет.

К среднему рифею относится завершение консолидации фундамента в Австралийском кратоне. Интенсивная ТТП имела место в сравнительно узких зонах, окружающих щиты. Таковыми являлись области Олбани Фрезер, где по гранитам и пегматитам получены многочисленные изотопные датировки — 1200—1050 млн. лет. Большинство из них отражает время внедрения гранит-порфиров и перекристаллизацию древних гранулитовых комплексов: Масгрейв (1100—1200 млн. лет), Аранта (1050 млн. лет), Маунт-Пейнтер (1050 млн. лет) в западной части о-ва Тасмания. ТТП сопровождалась формированием зон диафоритов, таких как Ведбанко и Карри-Крик в комплексе Аранта. Область, расположенная северо-восточнее щита Пилбара, также, видимо, имеет фундамент, переработанный в среднем рифее, так как по гравиметрическим данным структуры Масгрейв прослеживаются в этом направлении. В среднем рифее в зоне Масгрейв происходит внедрение комплекса расслоенных интрузий основного и ультраосновного состава и развитие крупных широтных надвигов. Все это свидетельствует о широком проявлении в фундаменте Австралийской платформы Гренвильской ТТП.

**Антарктида.** Условия кратона, намечившиеся в раннем рифее, продолжали существовать и в рассматриваемый интервал времени на всей территории Антарктиды. Приблизительно в тех же границах продолжалась интенсивная ТТП окраин Восточно-Антарктического кратона. В последнее время ее присутствие установлено в районе станции Молодежная (западная часть Земли Эндерби), где распространены гранулиты и чарнокиты с возрастом 2120 млн. лет. На уровне 1000 млн. лет эти породы испытали гранитоидный плутонизм, метаморфизм и тектонические деформации [29].

ТТП в среднем рифее распространяется и в западную часть кратона, в область Трансантарктических гор, где ею были затронуты породы группы Нимрод, истинный возраст которых около 1980 млн. лет. Аналогичные процессы распространялись до района, расположенного между горами Пенсакола и Элсуэрт, где для гнейсов нунатака Хак Rb/Sr методом получено значение 1000 млн. лет, а также до Фолклендских островов — 991—1031 млн. лет [29]. В горах Пенсакола и холмах Тачдаун отмечается проявление кислого вулканизма на уровне около 1200 млн. лет.

**Общая характеристика палеотектоники среднего рифея.** Палеотектоническая обстановка среднего рифея имеет много общих черт с раннерифейской: значительная часть территории Гондваны продолжает быть приподнятой, в отдельных местах еще идет форми-

рование субаэральных вулканоплутонических комплексов, осадочные чехлы в основном формируются в Восточной Гондване, там же локализуются главные процессы ТТП. Однако зоны ТТП распространяются в западном направлении. В среднем рифее переработкой охвачены область Трансантарктических гор и юг Африки. Активно продолжают развиваться прогибы на сиалической коре. Впервые вокруг некоторых из них накапливаются молассы. Особенностью этапа является заложение интракратонных подвижных зон с признаками офиолитовой ассоциации и многочисленными телами альпинотипных гипербазитов типа Мавритано-Сенегальской и Уруасуанской. Это свидетельствует об усилении интенсивности растяжения на кратонах Гондвалы в среднем рифее.

К концу рассматриваемого этапа основная часть первых интракратонных геосинклиналей консолидируется, а системы с гипербазитами испытывают складчатость с образованием в конце среднего—начале позднего рифея узких вытянутых осевых геантиклиналей. По-видимому, синхронно по обе стороны от них формируются симметричные прогибы, основное развитие которых относится к позднему рифею.

Таким образом, мы видим отчетливое проявление на всех континентах Гондваны орогенических процессов либо в виде завершения ТТП (зоны Восточной Гондваны), либо окончательной консолидации интракратонных зон, либо проявления инверсии в некоторых из них. Характерно при этом, что тектоно-магматические процессы этого этапа проявились и в зонах, испытавших главную складчатость в конце раннего рифея (Кибариды). Таким образом, можно говорить о завершении Кибарского тектоно-магматического цикла, начавшегося в раннем рифее.

События в Протокрасноморском океаническом бассейне и бурное развитие известково-щелочного магматизма в обстановке активной окраины указывают на проявление окраинноплитных процессов в их чистом виде.

Одновременное развитие интенсивных тектоно-магматических процессов в условиях активной окраины и в интракратонных геосинклиналях является важной особенностью тектогенеза Гондваны, впервые четко проявившейся в среднем рифее.

Палеотектоническая обстановка среднего рифея, помещенная на реконструкцию Гондваны, не противоречит существованию суперконтинента. На всех материках сохраняется общность стиля тектогенеза. В Восточной Гондване продолжает сохраняться хорошее совмещение областей ТТП, а в области стыка Африки и Южной Америки намечается протяженная переходная структура в виде Уруасуано-Мавритано-Сенегальского серпентинитового пояса. В пользу его существования как единой линейной структуры убедительно свидетельствует не только пространственное совпадение африканского и южно-американского отрезков при сдвигении континентов, но и возраст метаморфизма и складчатости внутри них (1000 млн. лет), а также идентичность тектонической приоро-

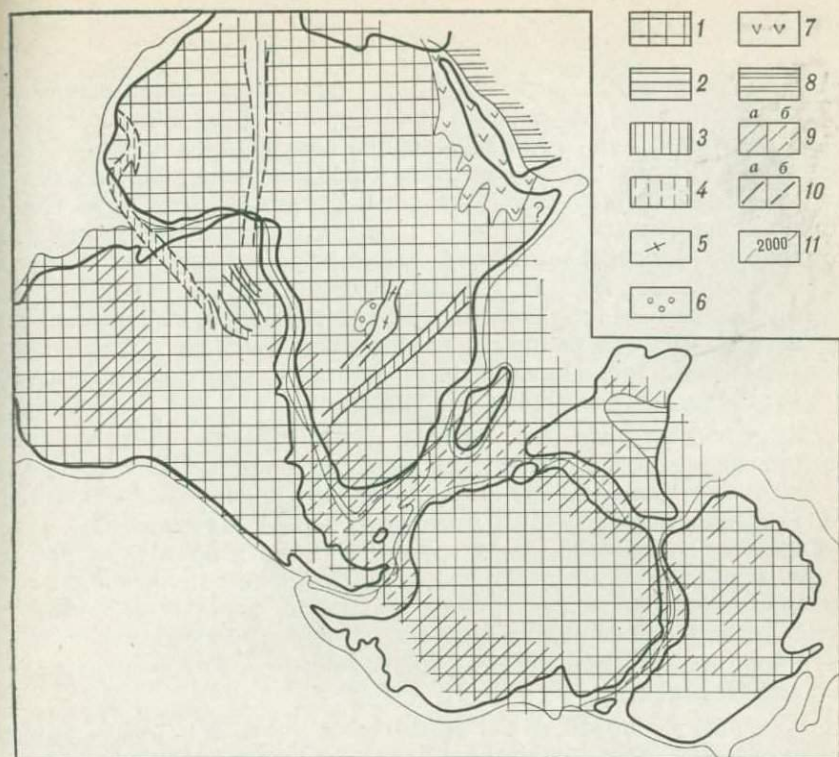


Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция среднего рифея Гондваны.

1 — поднятия; 2 — эпиконтинентальные бассейны (платформенные впадины); 3 — рифтогенные моря без признаков океанической коры (интракратонные энсиналические геосинклинали); 4 — то же, с признаками океанической коры (интракратонные энсиналические геосинклинали); 5 — складчатая орогенная система; 6 — орогенная впадина; 7 — активные континентальные окраины (вулканические пояса); 8 — океанические бассейны; 9 — зоны ТТП древней консолидированной коры (а — установленные, б — предполагаемые); 10 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 11 — изобата 2000 м

ды и строения, выраженная прежде всего в развитии серпентинитов (рис. 3). Существование сквозного пояса трассирующегося от северо-запада Африки через Сьерра-Леоне на Гойянские структуры Бразилии, впервые было обосновано палеотектонически автором [5].

Вместе с тем, палеотектоническая обстановка среднего рифея продолжает отражать наметившееся на предыдущем этапе отличие в стиле развития Западной и Восточной Гондваны. О некотором сближении условий свидетельствует миграция процессов ТТП на юг Африки, в Намаквайскую зону, а в самом конце этапа — начало формирования платформенного чехла Западной Африки. Рассматриваемая обстановка, также как и раннерифейская, не дает определенных указаний о размерах суперконтинента, об обособлении Гондваны, о ее северных и южных границах.

**Южная Америка.** В позднем рифее в основных чертах оформился структурный план докембрия, сохранившийся до настоящего времени. На территории Южной Америки обособились кратоны (Амазонский, Сан-Франсиску, Сан-Луис), разделенные подвижными зонами. Наиболее крупный Амазонский кратон охватывал территорию современных Гвианского щита, впадины Амазонки и Центрально-Бразильского щита, протягиваясь на юго-восток до области Ла-Плата. Второй по величине кратон Сан-Франсиску занимал обширную территорию, соответствующую нынешнему бассейну одноименной реки. На севере существовала кратоническая область Сан-Луис. По-видимому, являлась кратоном и территория, занятая ныне впадиной Парана.

К позднему рифею относится формирование платформенных осадочных чехлов Южной Америки. Во впадине Сан-Франсиску на площади около 420 000 км<sup>2</sup>, происходит накопление терригенно-карбонатных пород группы Бамбуи, содержащих тиллоиды. Платформенные отложения низов группы Бамбуи в восточном направлении переходят фациально в грубообломочные молассоидные образования верхней части группы Макаубас, содержащие основные вулканиты. Образование пород этой группы происходило в структуре типа межгорного прогиба, возникшего после горообразования в поясе Эспиньясу.

К западу от кратона Сан-Франсиску в позднем рифее продолжала развиваться обширная подвижная зона, отделяющая этот кратон от северо-западной части Амазонского кратона (Гуапоре). Вследствие Урасуанского тектогенеза (1000 млн. лет) здесь возникла меридионально вытянутая геоантиклинальная зона с серпентинитами, симметрично по обе стороны от которой в вытянутых троговых прогибах, расположенных соответственно вдоль края кратонов Гуапоре и Сан-Франсиску, шло накопление терригенно-карбонатных толщ. Западный прогиб Парагвай — Арагуая имел изогнутую, коленообразную форму и протягивался на 3200 км, исчезая под отложениями фанерозойской впадины Парана. В первый этап осадконакопления здесь носило флишоидный характер (группа Куяба в южном сегменте и группа Токантинс в северном сегменте прогиба). Впоследствии отложилась морская карбонатно-терригенная толща общей мощностью 2000 м (группы Джангадо, Эскобар, Корумба, Бодоквена, Итапокуми). Восточный прогиб Бразилиа протягивался на 1100 км вдоль края кратона Сан-Франсиску симметрично прогибу Парагвай—Арагуая, далее поворачивался на северо-восток. Формационное выполнение этих прогибов идентично. Нижние толщи прогиба Бразилиа объединяются в флишоидные группы Канастра и Парануа, сменяющиеся вверх по разрезу карбонатно-глинистыми отложениями (Парапеба и др.). В группе Канастра встречаются также пластовые тела ортоамфиболитов. Указанные комплексы системы Бразилиа достигают мощности

3000 м и в восточном направлении переходят фашиально в платформенные образования впадины Сан-Франсиску.

Таким образом, в эволюции обеих систем: Бразилиа и Парагвай — Арагуая устанавливается явная общность.

Аналогично развивалась также система Гурупи, окаймляющая с запада кратон Сан-Луис и расположенная симметрично поясу Парагвай—Арагуая, но, к сожалению, плохо изученная вследствие перекрытия молодым чехлом.

К позднему рифею относится оформление Каририанской складчатой системы или северо-восточного складчатого региона [20] в крайнем северо-восточном углу континента. Структурный план этой области определяется наличием крупных разломов, отделяющих участки переработанного мигматизированного фундамента («срединные массивы» Альмейды) от зон, выполненных рифейским складчатым комплексом. Формационное выполнение этих прогибов характеризуется наличием нижней молассоидной, в основном псаммитовой толщи (группы Кайко, Эквадор, Кабробо, Парельяс и др.), средней карбонатно-терригенной (формация Квиксаба) и верхней пелитовой) формации Салгуэйро, Серидо, Качеринга и др.). Разломы, определяющие структурный план региона, имеют в основном северо-восточное простирание, но наиболее крупные разломы — Пернамбуку и Парайба имеют субширотное простирание. По-видимому, с заложением разломов этого простирания связано возникновение Сержипской складчатой системы к северу от кратона Сан-Франсиску. Здесь также выделяются мио- и эвгеосинклинальные зоны. Последняя выполнена существенно терригенными отложениями, содержащими лишь единичные небольшие тела ультрабазитов, что исключает трактовку эволюции данной системы с позиции тектоники литосферных плит, как это делается некоторыми бразильскими геологами [21]. Сержипская система возникла на месте интракратонной геосинклинали, испытавшей ограниченный раздвиг, подобно Атакоридам, Дамаридам и т. д. [5]. Воссоздание палеообстановки эпохи заложения этой тектонической области весьма затруднительно, так как последующие тектонические движения в значительной мере «затушевали» первичную структуру. На основании современного строения, от края кратона Сан-Луис вдоль побережья Атлантики выделяются прогибы Медю Корау, Жагуарибе, Сериду, Альто-Бриджида, разделенные переработанными блоками фундамента Санту-Квинтерна, Рио-Пираньяс, Нова-Флореста (рис. 4).

На юго-западе структуры, видимо, соединялись с системой Бразилиа, но в деталях план юго-западного края не может быть воссоздан, ввиду того что он полностью скрыт осадками впадины Мараньон. Можно говорить только о том, что Каририанские структуры распространены под этой впадиной, на что указывают соответствующие радиометрические датировки из кернов скважины.

Ввиду повсеместного «омоложения» абсолютного возраста около 600—500 млн. лет) пород, время заложения основных структур не может быть установлено достаточно точно. Многочислен-

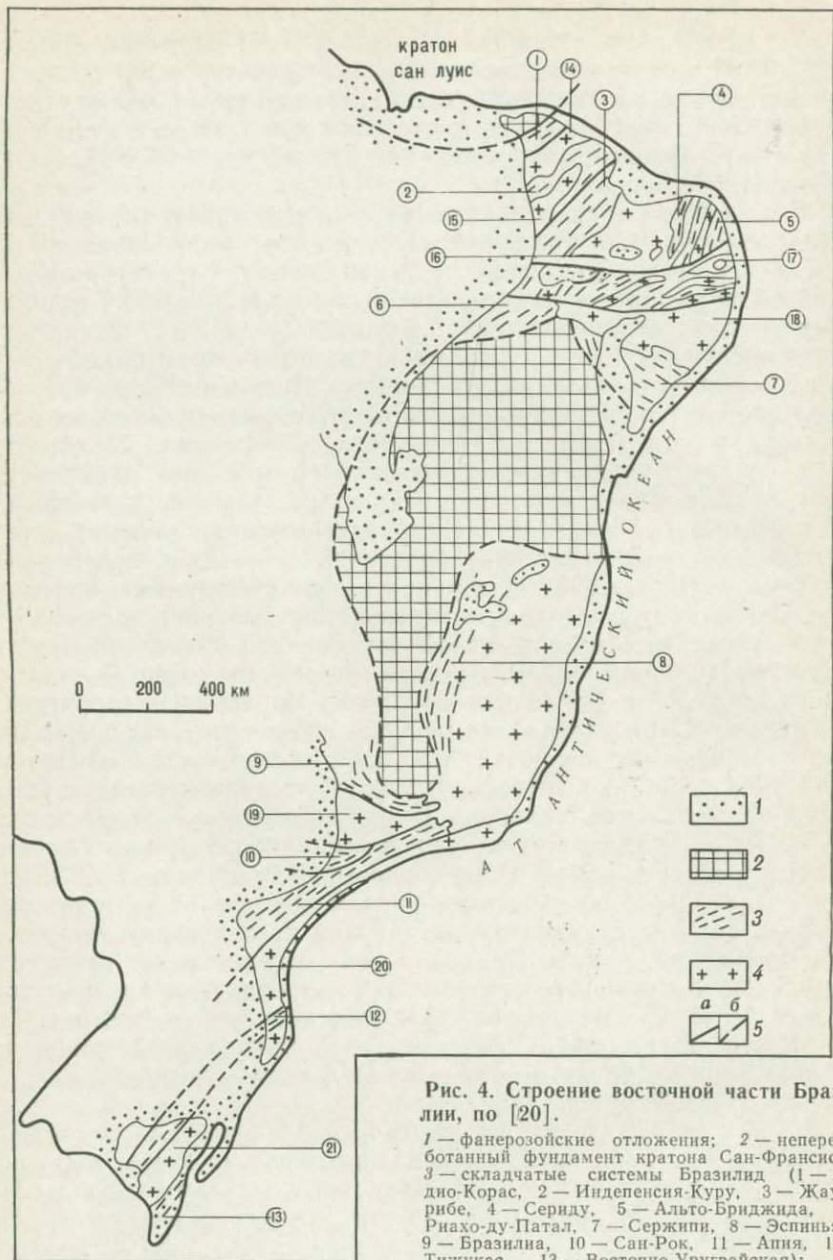


Рис. 4. Строение восточной части Бразили, по [20].

1 — фанерозойские отложения; 2 — непереработанный фундамент кратона Сан-Франсиску; 3 — складчатые системы Бразилид (1 — Медно-Корас, 2 — Индепенсия-Куру, 3 — Жаугарибе, 4 — Сериду, 5 — Альто-Бриджиджа, 6 — Риахо-ду-Патал, 7 — Сержипи, 8 — Эспиньясу, 9 — Бразилиа, 10 — Сан-Рок, 11 — Апия, 12 — Тижукас, 13 — Восточно-Уругвайская); 4 — фундамент массивов, переработанный в Бразилиа, 14 — Санту-Квинтерна, 15 — Тройа, 16 — Рио-Пиранияс, 17 — Тейксеира, 18 — Пернамбуку-Алагоас, 19 — Гуансупе, 20 — Жоинвиль, 21 — Пелотас); 5 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые)

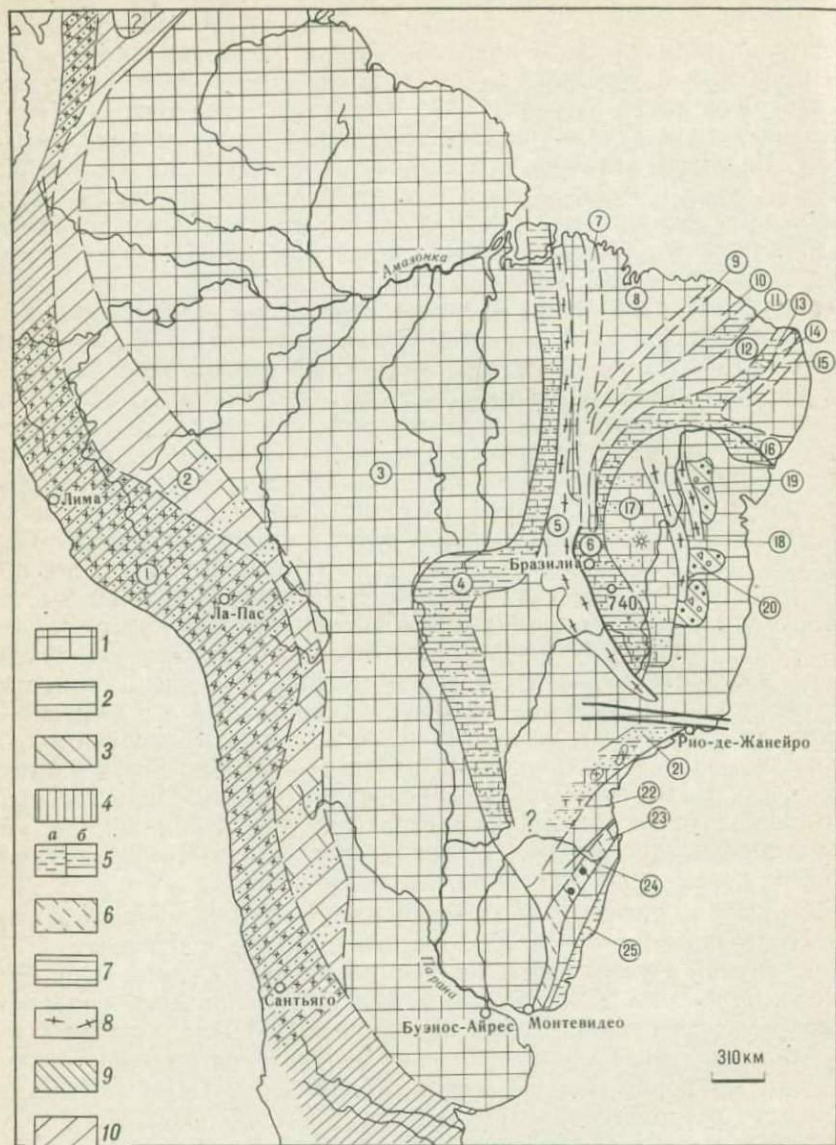
зильскую тектоно-магматическую эпоху (14 — Санту-Квинтерна, 15 — Тройа, 16 — Рио-Пиранияс, 17 — Тейксеира, 18 — Пернамбуку-Алагоас, 19 — Гуансупе, 20 — Жоинвиль, 21 — Пелотас); 5 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые)

ные датировки в зоне Жагуарибе (около 1000 млн. лет) указывают на возможное существование здесь среднерифейских трогов.

Вдоль атлантического края континента от современной границы Бразилии и Уругвая до штата Баия протягивается сложно построенная тектоническая зона, известная как пояс Рибейра (Атлантическая складчатая система, Юго-Восточный складчатый пояс). Наиболее активное его развитие приходится на вторую половину рифея и венд, однако отдельные радиометрические датировки дают возможность предположить, что заложение пояса относится частично уже к среднему рифею. По строению и развитию пояс Рибейра весьма близок к Каририанской области. Он возник на месте зоны растяжения и представлял собой чередование рифтогенных трогов и блоков фундамента, испытавших ТТП. Продольная зональность пояса обусловлена глубинными разломами. С юга на север выделяются Восточно-Уругвайский трог, массив Пелотас, трог Тижукас, массив Жоинвиль, трог Апия [20]. Вместе с тем, устанавливается поперечная зональность пояса, разделенного субширотной зоной разломов Сан-Паулу. Северный сегмент (от Рио-де-Жанейро до Сан-Паулу) представляет собой в основном выступ переработанного фундамента и в эпоху развития пояса Рибейра был относительно приподнят [34]. Остальная часть, образующая южный сегмент, характеризуется чередованием выступов фундамента и трогов. Формационное выполнение трогов представлено группами Асунгуи, Апия, Бруски, Поронгос, Лаваллей, Роша. В основании развит преимущественно сланцевый комплекс, в средней части разреза — карбонатно-терригенный и в верхней — терригенный. Почти повсеместно развиты основные вулканиты, а также основные и ультраосновные тела. В прогибе Апия в настоящее время Е. Шубертом [21] в основании группы Поронгос описаны офиолитовая ассоциация и серпентинитовый меланж. Однако такие образования развиты спорадически, характеризуя, видимо, участок, испытавший максимальное растяжение.

К позднему рифею, по-видимому, относится заложение и развитие Протоандского пояса на западной окраине континента [17]. На основании изучения выходов докембрия в Аргентине, Перу, Эквадоре, Венесуэле, Колумбии, Боливии устанавливается существование континентальной коры, сформированной еще в раннем докембрии (рис. 5). Радиометрические определения высокометаморфизованных пород из Береговой Кордильеры Перу достигают 2600 млн. лет. Датировки из различных частей пояса указывают на ранне- и среднерифейскую переработку. В области северных и южных Анд в течение всего рифея, по-видимому, существовала океаническая кора, о чем свидетельствует отсутствие здесь докембрийского кристаллического фундамента. Верхнедокембрийские комплексы в пределах Анд на огромной площади вдоль всего пояса характеризуются монотонным терригенным сланцево-граувакковым составом (формации Эль-Аллабике, Мараньон, Пунковискано и др.), хлоритовыми сланцами, филлитами, граувакками, обра-





- 1 [Horizontal lines]
- 2 [Horizontal lines]
- 3 [Diagonal lines /]
- 4 [Vertical lines]
- а б [Horizontal lines]
- 5 [Horizontal lines]
- 6 [Diagonal lines /]
- 7 [Horizontal lines]
- 8 [Crossed lines]
- 9 [Diagonal lines /]
- 10 [Diagonal lines /]

- 11 [Diagonal lines /]
- 12 [Diagonal lines /]
- 13 [Horizontal lines]
- 14 [Cross-hatch]
- 15 [Dotted]
- 16 [Dotted]
- 17 [Blank]
- 18 [Horizontal lines]
- 19 [Cross-hatch]
- 20 [Triangle and circle]
- 21 [L-shape]
- 22 [T-shape]
- 23 [Psi symbol]
- 24 [Zigzag]
- 25 [Plus signs]
- 26 [Star]
- 27 [Star]
- 28 [Diagonal lines /]
- 29 [Diagonal lines /]
- 30 [Cross-hatch]
- 31 [740]
- 32 [Diagonal lines /]
- 33 [Diagonal lines /]
- 34 [Circle]

зующими флишоидную толщу переслаивания. Сравнительно редко присутствуют прослой амфиболитов.

В восточной, приплатформенной части пояса эти отложения переходят в карбонатные толщи «миогеоинклинали» А. Борелло [20]. На основании имеющихся данных можно заключить, что Протоандский пояс возник как пассивная континентальная окраина на краю Южно-Американского кратона. В ее пределах с некоторой долей условности можно выделить внешнюю восточную зону, соответствующую шельфу, где происходило накопление карбонатных и мелководных терригенных толщ, а также внутреннюю западную зону с типично турбидитным осадконакоплением, вероятно, отвечающую обстановке континентального склона. Все это однозначно указывает на образовавшуюся континентальную окраину атлантического типа на месте современных Анд.

Таким образом, палеотектоника позднего рифея Южной Америки характеризуется сочетанием внутриконтинентальных и окраинноконтинентальных режимов.

**Африка.** В Западной Африке на кратонизированном основании возникла зона растяжения вдоль северо-восточной и восточной окраин Западно-Африканского кратона и последний обособился в современных границах. В пределах Ахогаро-Атакорийской [2], или Центрально-Африканской мобильной зоны [23], от Антиатласа до Бенина прослеживаются выходы габбро и альпинотипных гипербазитов. В Антиатласе, в эрозионном окне (бутоньерке) Бу-Аззер вскрыт полный разрез офиолитовой ассоциации [39]. Выходы серпентинитов прослеживаются в Угарте. Эта зона, по-видимому, развивалась синхронно с Антиатласом, отходя от него в виде ветви тройного сочленения и соединяясь на юге с Ахаггарской зоной. Характерно, что вследствие Антиатлас и Угарта испытали герцинскую переработку. В Западном Ахаггаре, по данным

Рис. 5. Палеотектоническая схема позднего рифея Южной Америки (1000—700 млн. лет).

1 — поднятия фундамента кратонов; 2 — комплексы платформенного чехла; 3 — кислые вулканоплутонические комплексы кратонов; 4 — комплексы авлакогенов; 5 — комплексы интракратонных эписиалических геосинклиналей (*a* — осадочно-вулканогенные, *b* — преимущественно осадочные); 6 — комплексы эписиалических интракратонных геосинклиналей; 7 — комплексы внешних зон интракратонных геосинклиналей; 8 — складчатые комплексы интракратонных геосинклиналей; 9 — орогенные комплексы интракратонных геосинклиналей; 10—13 — окраинно-кратонные комплексы; 10—11 — миогеоинклинальные пассивных окраин (10 — внешних зон — шельф, 11 — внутренних зон — континентальный склон), 12 — складчатых аккреционных новообразований, 13 — вулканоплутонические и граувакковые островодужного типа. 14 — океанические комплексы; 15—27 — осадочные и вулканогенные формации: 15—17 — морские терригенные (15 — аркозовая, 16 — граувакковая, 17 — пелитовая), 18 — карбонатная, 19 — турбидитная (флишевая и флишоидная), 20 — тиллоидная, 21 — спилитовая, 22 — трапповая, 23 — андезитовая, 24 — риолитовая, 25 — гранитоидная, 26 — офиолиты (условно), 27 — строматолитовые комплексы. 28 — зоны ТП; 29 — термальная переработка (изотопное омоложение); 30 — складчатость; 31 — абсолютный возраст, млн. лет; 32 — разломы; 33 — зоны диафоритов и катаклизмов; 34 — палеоструктуры (1 — Протоандский пояс, внутренняя зона; 2 — то же, внешняя зона, 3 — Амазонский кратон, 4 — система Парагвай — Арагуая, 5 — складчатая система Аракса — Эстрондо, 6 — система Бразилиа, 7 — система Гурупи, 8 — кратон Сан-Луис, 9 — система Медно-Корау, 10 — массив Санту-Квинтерна, 11 — системы Жагуарибе и Куру-Индепенденсия, 12 — массив Рио-Пирания, 13 — система Серидо, 14 — массив Нова-Флореста, 15 — система Пьянко — Альто-Бриджида, 16 — система Сержини, 17 — впадина Бамбуи, 18 — складчатый пояс Эспиньясу, 19 — впадина и система Шапада — Диамантину, 20 — впадина Макаукас структуры пояса Рибейра, 21 — система Апия, 22 — массив Жоивиль, 23 — система Тижукас, 24 — массив Пелотас, 25 — Восточно-Уругвайская система)

Ж. Бертрана, Р. Каби [4], в терригенно-карбонатные породы строматолитовой серии (1000—800 млн. лет) были внедрены многочисленные тела гарцбургитов, пироксенитов и других серпентинизированных ультрабазитов, которые ныне слагают около 70 % объема верхнепротерозойской коры этого района. Становление ультрабазитов Ахаггара связывается с процессом «океанизации» в обстановке палеорифта, возникшего вследствие широтного растяжения. О таком растяжении, вызвавшем рифтообразование, свидетельствуют, в частности, тела меридионально вытянутых даек на краю Западно-Африканского кратона и их петрохимия. Серпентиниты, хотя и в значительно меньшем объеме обнаруживаются южнее Западного Ахаггара, в Адрар-Ифорасе, в Атакоридах. Таким образом, можно сделать вывод о возникновении подвижной зоны, пересекающей всю Западную Африку от Средиземноморья до Атлантики, отмеченной широким проявлением ультраосновного магматизма вдоль стыка ее с Западно-Африканским кратоном. В центре Западно-Африканского кратона, в пределах синеклизы Тауденни шло накопление мелководных отложений платформенного чехла. Вдоль восточной опущенной окраины кратона осадконакопление носило более глубоководный характер в условиях перикратонного опускания или миогеосинклинали, характеризующей начальную стадию развития пассивной окраины. Такие условия существовали в зоне Гурмы и в Западной части Атакорской системы [2]. Восточная часть Атакорской системы, отмеченная на севере присутствием ультрабазитов, основных лав, представляла «эвгеосинклираль» — энсиматическую зону, находящуюся на продолжении Западного Ахаггара и Адрар-Ифораса. Таким образом, в позднем рифее возник протяженный Транссахарский (Ахаггаро-Атакорийский) пояс, ограниченный на западе Западно-Африканским кратоном, а на востоке — сложно построенной областью поднятия древнего фундамента с отдельными энсиалическими прогибами, в которых шло накопление преимущественно терригенных толщ. Впоследствии на месте этих прогибов возникли складчатые системы Тириин Центрального Ахаггара и ныне значительно эродированные Западно-Нигерийская (Анка) и Восточно-Нигерийская (Мару). Обстановка здесь весьма напоминает Северо-Восток Бразилии (рис. 6).

Во вторую половину позднего рифея происходило дальнейшее развитие подвижных зон вокруг Западно-Африканского кратона. В их северных частях проявился интенсивный известково-щелочной вулканизм. В Западном Ахаггаре было сформировано около 6000 м андезитовых лав, туфов и аггломератов серии Верте, в Антиатласе — серий Тидилин и Сафо; в Мавритано-Сенегальском поясе — андезито-базальтовые серии Рабра, Уешкеш, Рокел.

Андезитовый вулканизм сопровождался внедрением комагматических гранитных интрузий в Ахаггаре, Антиатласе, Мавритании.

В позднем рифее произошло заложение и основное развитие существенно энсиалической Западно-Конголезской системы, сложной карбонатно-терригенными породами и тиллоидами, с не-

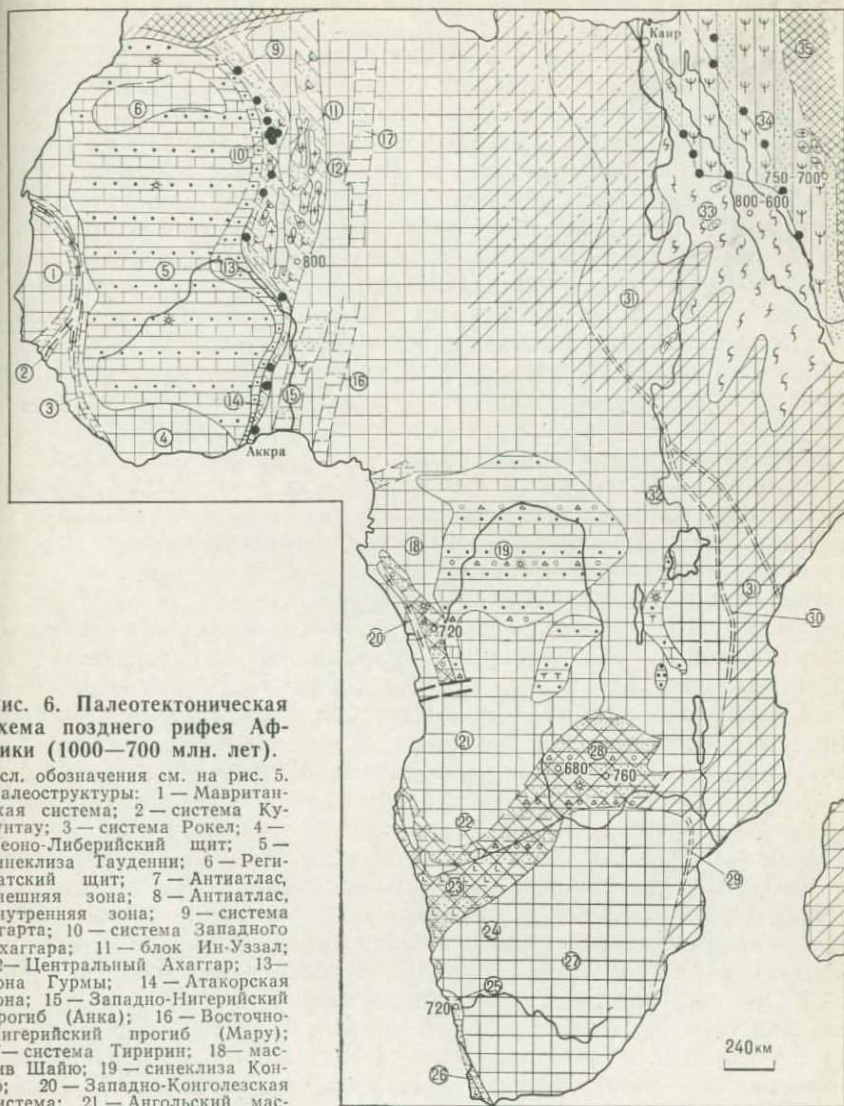


Рис. 6. Палеотектоническая схема позднего рифея Африки (1000—700 млн. лет).

Усл. обозначения см. на рис. 5.

Палеоструктуры: 1—Мавританская система; 2—система Кундунтау; 3—система Рокел; 4—Леоно-Либерийский щит; 5—синеклиза Тауденни; 6—Регибатский щит; 7—Антиатлас, внешняя зона; 8—Антиатлас, внутренняя зона; 9—система Угарта; 10—система Западного Ахаггара; 11—блок Ин-Уззал; 12—Центральный Ахаггар; 13—зона Гурмы; 14—Атакорская зона; 15—Западно-Нигерийский прогиб (Анка); 16—Восточно-Нигерийский прогиб (Мару); 17—система Тиририн; 18—массив Шайю; 19—синеклиза Конго; 20—Западно-Конголезская система; 21—Ангольский массив; 22—Дамарская система, северная внешняя зона; 23—Дамарская система, внутренняя зона; 24—южная внешняя зона; 25—система Гарири; 26—система Малмсебери; 27—кратон Калахари; 28—Катангская система; 29—зона катаклизмов Манника; 30—зона катаклизмов Бубу; 31—Мозамбикский пояс ТТП; 32—зона Асва; 33—Аравийско-Нубийский неократон; 34—Аравийский островодужный пояс; 35—Аравийский океанический бассейн

значительным содержанием лав основного состава в нижней части. Главная складчатость в этой системе, по Л. Каэну [4], произошла на уровне 740 млн. лет.

Почти аналогично и синхронно развивалась Дамаро-Катангская система. В ее северо-восточной, Катангской зоне тектонические условия были подобны условиям западных Конголид, о чем свидетельствует разрез Катангия, в деталях повторяющий разрез Западно-Конголезской системы. В Дамарской зоне преимущественно терригенное осадконакопление (группы Носиб) вначале имело место в изолированных вытянутых впадинах и на севере сопровождалось кислым вулканизмом. Впоследствии в центральной части обособился более глубоководный трог, где шло формирование флишевого комплекса и основных вулканитов («эвгеосинклинальная» зона Дамарид), тогда как на севере и крайнем юге сохранялась обстановка шельфа. Вместе с тем, повсеместное прослеживание тиллоидов Чуос указывает на единство бассейна осадконакопления. Лишь на юге в узкой зоне Матчлесс проявился значительный основной вулканизм.

Тектонические события в Дамарской зоне развивались синхронно с Катангидами. На это, в частности, указывает датировка  $665 \pm 34$  млн. лет для пород группы Свакоп, фиксирующая проявление катангской складчатости [37].

Несколько иное развитие имела небольшая зона Гарип, расположенная вдоль Атлантического побережья Африки в устье р. Оранжевой и соединявшаяся с меридиональным отрезком Дамарского пояса. Ее геологическая история изучена А. Кренером [4]. Вначале эта зона представляла собой рифт (на что указывает широкое распространение основных даек), в котором накапливались терригенные, а затем карбонатные отложения. Дальнейшее растяжение привело к раскрытию бассейна с внешней зоной миогеосинклинального типа (формации Стинкфонтейн, Хильда, Нумис) и внутренней зоной с корой океанического или переходного типа, где шло флишевое осадконакопление, излияние лав базальтового и андезитового состава (формации Грутдерм, Оранжемунд), формирование перидотитов, пироксенитов и других серпентинизированных ультрабазитов. Система Гарип относится, таким образом, по стилю своего развития к энсиматическим структурам типа Западного Ахаггара и Атакорид [4]. В течение панафриканской орогении (600—700 млн. лет) образования системы Гарип подверглись складчатости и метаморфизму и были надвинуты на кратон Калahari.

Зона Гарип продолжалась на юго-запад Капской провинции в виде зоны Малмсбери северо-западного простирания. Здесь также с запада на восток от побережья в глубь континента выделяются эвгеосинклинальная зона, соответствующая обстановке континентального склона, и миогеосинклинальная зона, соответствующая шельфу. Однако в зоне Малмсбери развиты лишь подушечные лавы и отсутствуют ультрабазиты. Это можно объяснить либо перекрытием последних водами океана, либо «выклиниванием»

ультрабазитов по простиранию пояса, что типично для таких зон с ограниченным раскрытием. Остаются неясными связи субмеридиональной зоны Гарип Малмсбери с широтной зоной Канго, на самом юге Африки, в значительной мере перекрытой фанерозойской Капской системой. На основании молассоидного формационного состава зоны Канго можно сделать предположение о существовании здесь структуры типа передового или межгорного прогиба (экзогеосинклинали) [16].

В Аравийско-Нубийской зоне, после завершения эпохи мощного известково-щелочного магматизма, в пределах Египта, юго-западной части Судана, Эфиопии и западных районов Саудовской Аравии формировались континентальные молассоидные толщи, кислые вулканы и щелочные гранитоиды, тогда как на северо-востоке Саудовской Аравии в островодужной обстановке шло формирование андезитов, граувакк и гранитов, т. е. продолжался возникший в начале рифея процесс, сопровождавшийся последовательным отступанием островных дуг к северо-востоку. Эта эпоха (эпизод Ранья) отмечена позднерифейскими датировками магматических пород.

В позднем рифее произошло накопление мощных карбонатно-терригенных образований, слагающих значительную часть разреза платформенного чехла синеклизы Конго. В формационном отношении эти породы аналогичны отложениям, выполняющим интракратонные складчатые зоны Западных Конголид и Катангид, но отличаются значительно меньшими мощностями.

У западной окраины Танганьикского щита в прогибе Букоба происходило формирование карбонатно-терригенных отложений, сопровождавшееся траппообразованием. Этот прогиб по своему положению соответствует передовому, поскольку он расположен между кратоном и окончанием Кибаро-Анколийского пояса. Вместе с тем, он возник значительно позднее главной складчатости указанного пояса, что указывает на активизацию Кибаро-Анколид в начале позднего рифея, приведшую к горообразованию.

Поздний рифей отмечен развитием процессов ТТП фундамента и обособлением Мозамбикского пояса Восточной Африки и Ливийско-Нигерийского пояса ТТП Западной Африки. ТТП в указанных областях выразилась в наложенных тектонических деформациях, магматизме, повторном метаморфизме и изотопном омоложении пород.

**Индостан.** Поздний рифей Индостана по сравнению с предыдущей эпохой характеризуется расширением областей платформенного осадконакопления. Верхнерифейские толщи с однотипным терригенно-карбонатным характером разреза установлены во впадинах, расположенных к югу от линейного Нармада-Сон—Бима—Чаттисгарх—Годовари—Куддапа. Общность строматолитовых комплексов, обнаруженная М. Е. Раабен, позволяет допустить наличие в позднем рифее единого бассейна осадконакопления, объединявшего ныне разобщенные впадины. В Куддапахской впадине в конце рифея отмечаются посткарнундские надвиги [11].

В Виндийской впадине, обособившейся со среднего рифея накапливались конгломераты, песчаники, сланцы группы Рева.

На северо-западе, в краевой части Индийского кратона, в Западном Раджастане к рассматриваемому интервалу относится становление вулканоплутонического комплекса Малани, для риолитов которого получено определение  $745 \pm 10$  млн. лет.

В Сингбуме в позднем рифее в южной платформенной зоне накапливаются карбонатно-терригенные отложения серии Колхан, а в северном трого — серии Гангпур. Осадконакопление прекратилось в связи с орогеническим Гангпур-Колханским циклом на уровне 750 млн. лет [24]. При этом породы серии Гангпур были смяты в линейные складки, а серия Колхан испытала лишь локальную деформацию в связи с внедрением основных пород.

Как и в среднем рифее, отмечается существование трех зон ТТП (рис. 7):

1) Восточно-Гатская — фиксируется щелочными гранитами и сиенитами, имеющими датировки 790, 725 млн. лет;

2) Сатпурская, отделяющая Виндийскую впадину от южного платформенного бассейна и протягивающаяся от Сатпурских гор на западе до Бихарского пегматитового поля на востоке, фиксируется возрастом минералов из пегматитов 850—950 млн. лет;

3) Раджастанская — с широким проявлением пегматитов, гранитов, щелочных пород.

**Австралия.** Позднерифейский этап примечателен отсутствием ТТП почти на всей площади Австралии и широким развитием областей платформенного осадконакопления. В Центральной Австралии обособились щиты Аранта и Масгрейв, разделенные новообразованным авлакогеном Амадеус. Данная структура являлась, по существу, ответвлением Аделаидской зоны. Об их непосредственной связи свидетельствуют результаты бурения в пермской впадине Педирка согласующиеся, кроме того, с гравиметрическими данными.

В авлакогене Амадеус и расположенном севернее авлакогена Нгалия шло накопление мощных терригенно-карбонатных отложений серий Биттер-Спрингс, Арейонга, Пертатака.

В северо-западной Австралии в районах Стерт, Кимберли накапливались терригенно-карбонатные отложения серии Дуэрдин, а в прогибе Лаббок — серии Кунианди. Осадконакопление развивалось в бассейне Арафурского моря, во впадинах Оффисер и во впадине Гибсона.

К рассматриваемому этапу относится заложение Тасманского пояса на востоке Австралии. Его западный край определяется довольно четко как граница между горизонтально залегающими отложениями верхнего докембрия на западе и более мощными смятыми в складки разновозрастными образованиями Аделаидской зоны. Граница эта тектоническая, совпадающая с разломом Торренс (рис. 8).

Начальная стадия развития прогиба Аделаида совпадает с накоплением мощных карбонатно-терригенных отложений «слоев»

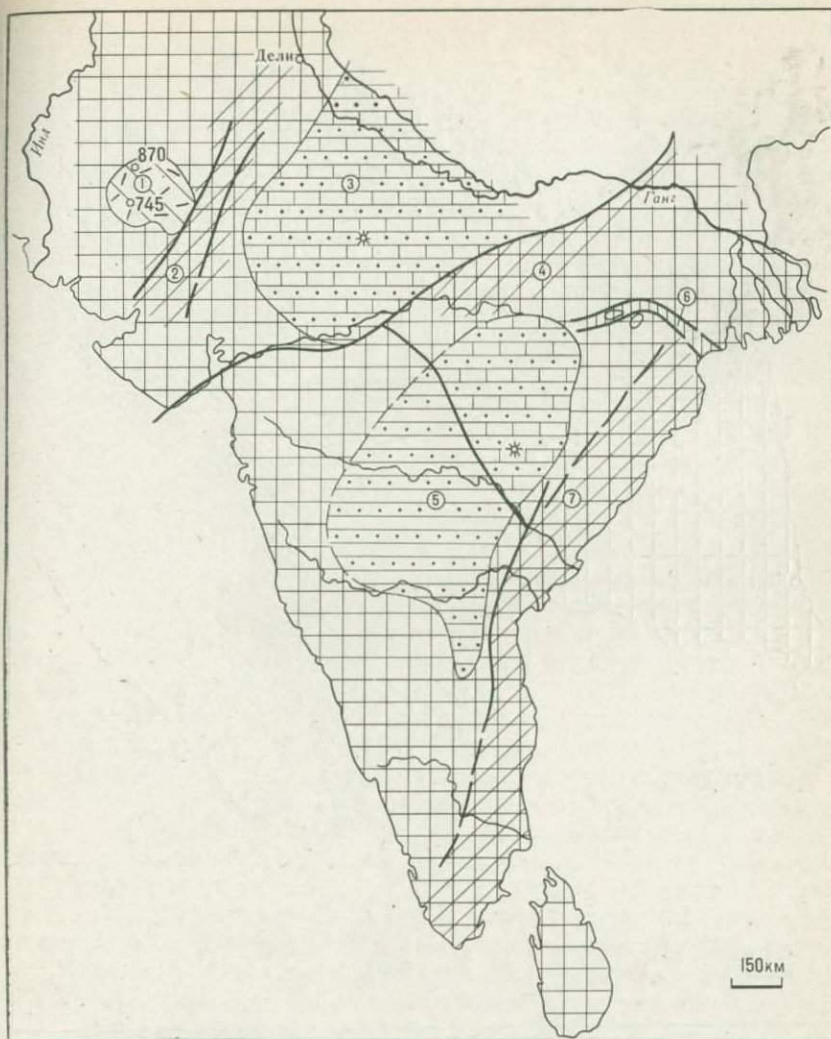


Рис. 7. Палеотектоническая схема позднего рифея Индостана (1000—700 млн. лет).

Усл. обозначения см. на рис. 5.

Палеоструктуры: 1 — впадина Малани; 2 — Раджастанская зона ТТП; 3 — Виндийская синеклиза; 4 — Сатпурская зона ТТП; 5 — Центрально-Индийская синеклиза; 6 — авлакоген Сингбум; 7 — Восточно-Гатский пояс ТТП

Коланна, резко несогласно лежащих на древнем метаморфическом комплексе и содержащих мощную (700 м) толщу вулканитов Вултана базальтового и андезитового состава, возраст которой, как уже указывалось, в настоящее время установлен как позднерифейский. Это совпадает с началом осадконакопления в трого Амадеус.



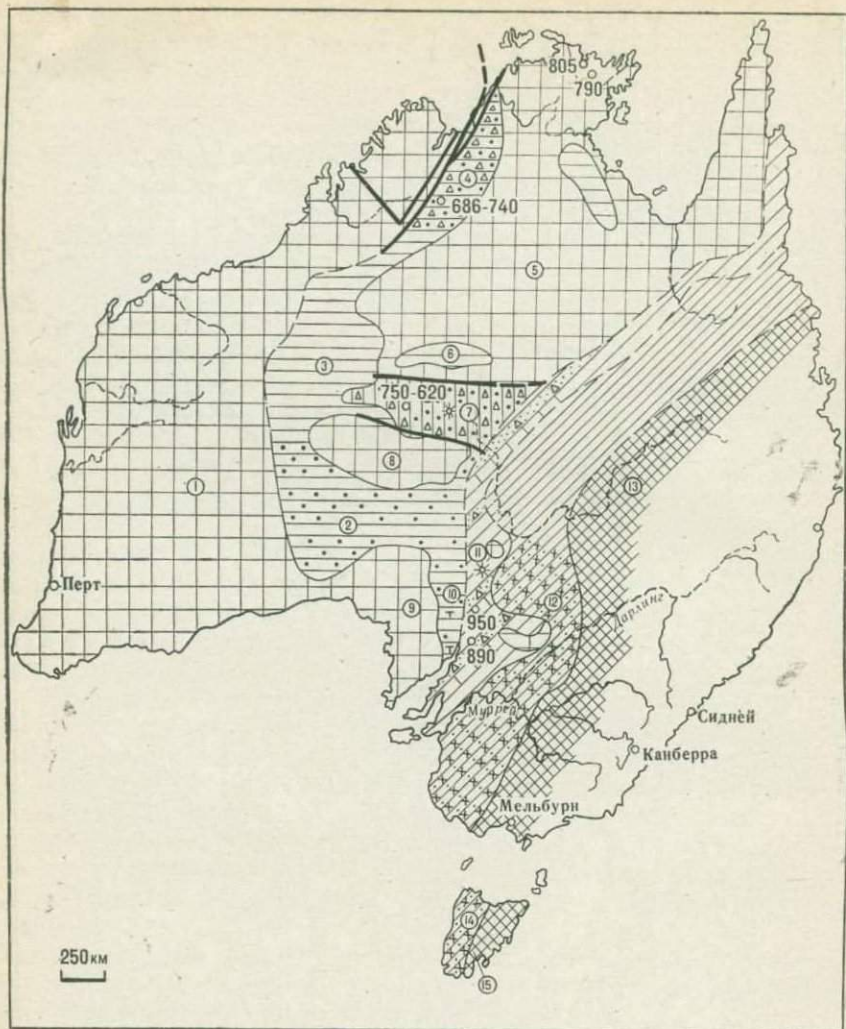


Рис. 8. Палеотектоническая схема позднего рифея Австралии (1000—700 млн. лет).

Усл. обозначения см. на рис. 5.

Палеоструктуры: 1 — Западно-Австралийский щит; 2 — впадина Оффисер; 3 — впадина Гибсона; 4 — впадина Виктория-Ривер; 5 — Северо-Австралийский щит; 6 — впадина Нгалия; 7 — авлакоген Амадеус; 8 — щит Масгрейв; 9 — щит Голер; 10 — плита Стюарт; 11 — Аделаидская зона и внешняя часть (шельф) Восточно-Австралийской пассивной окраины; 12 — зона Канманту и внутренняя часть (континентальный склон) пассивной окраины; 13 — Восточно-Австралийская часть Пралпацифика; 14 — массив Роки-Кейп, трог (малый океанический бассейн) Дандас; 15 — Восточно-Тасманская зона

Вся толща группы Аделаида накапливалась на древнем силическом фундаменте, выступы которого продолжают на восток до района Брокен-Хилл в Новом Южном Уэльсе. Однако область осадконакопления пород группы Аделаида было значительно ши-

ре и, видимо, совпадала с восточной границей области распространения раннего докембрия, которая, по Е. Шайбнеру, проходит непосредственно западнее Кобара.

Прогиб, на месте которого возникла складчатая система Аделаида, считают «геосинклиналью», эпикратонной геосинклиналью, авлакогеном. Вопрос о тектонической природе прогиба Аделаида в значительной степени зависит от того, какая структура располагалась в рифее к востоку от него. Согласно одной точке зрения, тонкая древняя континентальная кора продолжалась под большей частью Лакланского пояса, и, возможно, под всей современной Тасманской складчатой областью. Другие авторы предполагают, что крупные области древнего фундамента на востоке Австралии испытали рифтогенез и дрейф, и вся зона представляла собой окраинное море. Этим же объясняется присутствие континентальной коры на востоке — в Новой Зеландии и Новой Гвинее. При этом область Аделаидского пояса для рассматриваемого времени соответствовала обстановке пассивной континентальной окраины, разбитой на блоки. Меридиональное простиранье современных структур пояса не отражает простиранья древнего бассейна, который, по мнению Харрингтона, открывался на восток, подобно тому как сейчас Миссисипийский залив открывается в Мексиканский. В пользу существования океана в рифее к востоку от Аделаидского пояса, представляющего собой в то же время пассивную окраину, свидетельствует развитие к востоку более глубоководных фаций. Так, в окрестностях Брокен-Хилла аналогом группы Аделаида является группа Торреаунджи, в составе которой присутствуют флишоидные толщи, монотонные глинистые сланцы, прослойки вулканогенных пород. На о-ве Тасмания верхнедокембрийские отложения метаморфизованные до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и граувакковые песчаники образуют Пингвинский складчатый пояс. Р. Ратланд [3] считает, что этот «ортотектонический» пояс определенно представляет собой более внутреннюю зону по отношению к «паратектоническому» деламерийскому поясу Аделаиды и должен быть продлен к северу от о-ва Тасмания, хотя это продолжение и не обнажено, за исключением кварцитов и филлитов Джирикалибон в Новом Южном Уэльсе. К этой же внутренней зоне могут быть отнесены метаморфические породы, обнаженные севернее в ядрах антиклинорий Квинсленда, первоначально отлагавшиеся, по мнению Н. А. Богданова [3], в глубоководных условиях. Примечательно также, что отложения группы Аделаида испытали одноактную деламерийскую складчатость и метаморфизм одновременно с граувакковой ниже-среднекембрийской толщей серии Канманту, содержащей офиолиты. Серия Канманту (20 км) образовалась в одноименном трого (?) непосредственно восточнее зоны Аделаида, ее нижняя часть относится к позднему докембрию.

Все эти прямые и косвенные данные указывают на существование в позднем докембрию океанического бассейна к востоку от

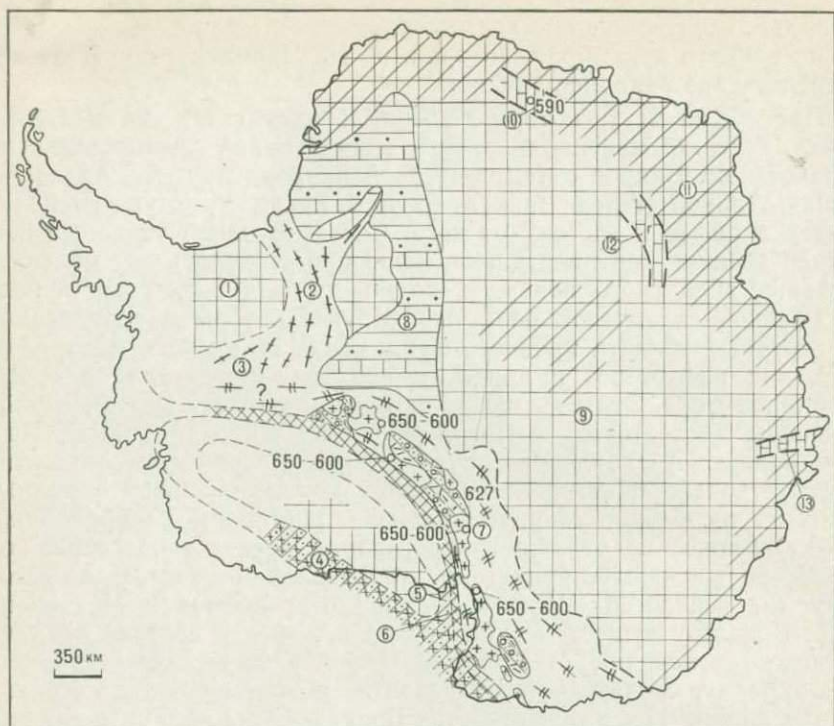


Рис. 9. Палеотектоническая схема позднего рифея Антарктиды (1000—700 млн. лет).

Усл. обозначения см. на рис. 5.

Палеоструктуры: 1 — массив Хак; 2 — система Пенсакола; 3 — зона Элсуэрт; 4 — миогеосинклиналь и кратон Земли Мэри Бэрд; 5 — миогеосинклинальная зона Робертсон-Бей; 6 — трог (малый океанический бассейн) Бауэрс. Трансантарктическая миогеосинклинальная зона; 7 — внутренняя часть; 8 — внешняя часть; 9 — плита Шеклтона; 10 — Восточно-Антарктический щит; 11 — авлакоген Земли Королевы Мод; 12 — авлакоген Мак Робертсон; 13 — Восточно-Антарктическая зона ТТП

пояса Аделаида, являвшегося пассивной континентальной окраиной (см. рис. 8).

**Антарктида.** Рассматриваемый этап примечателен заложением и развитием Западно-Антарктической континентальной окраины, имеющей довольно сложное строение, и четким обособлением Восточно-Антарктического кратона в его современных пределах. Основная территория кратона представляла собой щит. Супракрустальные комплексы слагали небольшие участки осадочного платформенного чехла и выполняли авлакогены. Достоверная платформенная формация мощностью в несколько километров установлена в хр. Шеклтона и к северу от него — кварцевые песчаники, кремнисто-карбонатные сланцы и известняки с остатками рифейских строматолитов. Она залегает на коре выветривания древних гранитов и по латерали, вероятно, переходит в миогеосинклинальный комплекс Трансантарктических гор (рис. 9).

В западной части Земли Королевы Мод рифейские вулканогенно-осадочные толщи накапливались в структуре типа авлакогена, соответствующего внутренней части депрессии Пенка. В аналогичных условиях, видимо, имело место образование серии Содружества на Земле Мак Робертсона, вскрытой в настоящее время в грабен-синклинии, вытянутом в широтном направлении и ограничено глубинными разломами того же направления.

В кристаллическом цоколе Восточно-Антарктического кратона продолжались процессы ТТП, с которой связаны многочисленные резко дискордантные тела гранитоидов и щелочных пород. Почти повсеместно развиты протерозойские метабазиты — метадолериты, метадиабазы, амфиболиты, принадлежащие, по-видимому, к траптовой формации.

Главными событиями рассматриваемого этапа явились заложение и развитие окраинноконтинентального Росского пояса, обособление малого океанического бассейна Бауэрс и микроконтинента Земли Мэри Бэрд. О них мы можем судить лишь в самых общих чертах ввиду ограниченности фактического материала. После нимродской ТТП вдоль области современных Трансантарктических гор от р-на Хорлик до северной части Земли Виктории происходило накопление мощной сланцево-граувакковой формации. Наиболее полные многокилометровые ее разрезы фиксируются в южной зоне Трансантарктических гор. В хребте Королевы Мод данная формация объединена в Бедморскую группу [29], включающую формации Голди, Ла-Горс, Дункан. Этой группе эквивалентны формации группы Робертсон-Бей в северо-восточной части Земли Виктории, формация Пристли центральной части и формации группы Скелтон на юге оазиса Мак-Мердо. В вещественном составе толщ, слагающих Трансантарктические горы, выделяются сланцево-граувакковый флиш и менее глубоководные песчано-карбонатные отложения. Последние считаются характерными для нижних частей разреза группы Бедмор и ее аналогов. Вместе с тем, участки, где повышается роль карбонатных отложений, в целом приурочены к восточной прикратонной части рассматриваемой зоны, что не исключает формирование их в условиях шельфа более или менее синхронно с породами флиша.

На вероятность существования внутри складчатого Росского пояса двух структурно-фациальных зон указывается и в объяснительной записке к «Тектонической карте Антарктиды»: «не исключено, что западная (прикратонная) часть этого пояса сложена не столько типовыми росскими комплексами, сколько их миогеосинклинальными эквивалентами, замещающими собственно россиды по латерали и сходными с супракрустальными образованиями интракратонных (внутриплатформенных) авлакогенов» [8].

Иным строением разреза характеризуется район от гор Пенскола до холмов Тачдаун. От разновозрастных сланцево-граувакковых образований центральной части Трансантарктических гор эту зону отличает развитие обильных вулканитов основного и кислого состава, повышение мощности отложений, гораздо меньшее про-

явление последующего гранитоидного магматизма. К этому следует добавить меридиональное простирание этой зоны, поперечное к простиранию Россид. Все это указывает на различную тектоническую природу Росской зоны и зоны Пенсакола. Последняя являлась интракратонной, располагаясь между западным краем Восточно-Антарктического щита и кратонической областью на западе (кратон Хак), для которой получены данные с ТПП на уровне 100 млн. лет. Росская же зона представляла собой в рифее пассивную окраину, о чем свидетельствует развитие турбидитной сланцево-граувакковой формации, которой на этом уровне не был присущ вулканизм, особенно такого смешанного (грабенового) типа, какой наблюдается в зоне Пенсакола.

Можно предположить, что структуры Трансантарктических гор продолжаются в район гор Элсуэрт, где присутствуют росские комплексы. Об этом же свидетельствует общий характер расположения крупных положительных форм рельефа, образующих подледное продолжение гор Элсуэрт к юго-западу. При подобном сочленении складчатой системы Элсуэрт с росской складчатой системой вырисовывается единая континентальная окраина, протягивающаяся от гор Элсуэрт до Земли Виктории, от которой ответвлялась интракратонная геосинклиналь Пенсакола рифтогенного типа.

Карбонатно-терригенные толщи, обнажающиеся в горах Элсуэрт, слагают при этом внешнюю шельфовую часть пассивной окраины, тогда как ее предполагаемая внутренняя зона, соответствующая флишоидным толщам Трансантрактических гор, скрыта подо льдом. Вместе с тем, однозначного подтверждения данной интерпретации в настоящее время дать нельзя, так как огромное пространство к северо-востоку от Трансантарктических гор до Земли Мэри Бэрд покрыто льдом. Здесь, как нам представляется, большое значение имеет анализ особенностей геологического строения Земли Виктории. На ее крайнем севере (берег Пеннела и берег Борхгревинка) обособляется северо-восточная зона, специфика которой заключается в полном отсутствии синтетектонических и поздетектонических росских гранитоидов при полной аналогии осадочного комплекса группы Робертсон-Бей (менее метаморфизованной!) группе Бедмор Трансантарктических гор. Весьма существенно, что эта зона отделяется от части земли Виктории нижнепалеозойским трогом Бауэрс. В современной структуре он представляет грабен-синклинорий, вытянутый в северо-западном направлении на 350 км при ширине около 50 км и переходящий по простиранию в зону крупного разлома.

В антиклинальных перегибах крыльев синклинория обнажены вендские толщи мощностью не менее 3500 м, представленные группой Следжерс. Последняя разделяется на нижнюю вулканогенную формацию Глазго и терригенную Молнар [29]. Первая сложена, по существу, несортированными базальтовыми брекчиями с потоками шаровых лав. В формации Молнар определены вендские акритархи. Палеонтологическое обоснование возраста нижней части разреза группы Следжерс, не вскрытого полностью слабое, и ве-

роятно, она относится уже к рифею, а не к венду. Прогиб Бауэрс находит свое продолжение в Тасмании, скорее всего в трог Дандас [29] или Адамсфилд [32].

Принимая во внимание строение синклиория Бауэрс, вышеупомянутые различия в стиле эволюции разделенных им блоков Земли Викторини, а также продолжение его при реконструкции Гондваны в офиолитовый трог Дандас Тасмании, можно допустить существование в рифее интракратонного морского бассейна с признаками океанической коры вдоль северо-восточного края Восточно-Антарктического щита, по отношению к которому область Трансантрактических гор развивалась как континентальная окраина.

Северо-восточнее трога располагался кратон (микроконтинент?) Земли Мэри Бэрд, на северо-западной окраине которого накапливались турбидитные толщи группы Робертсон-Бей. При такой интерпретации находит объяснение резкое различие дальнейшей эволюции этих двух регионов земли Викторини.

В западной части Земли Мэри Бэрд на метаморфических образованиях архея (серия Фосдик) залегают очень мощные (до 8—10 км) толщи серии Вест, хорошо сопоставляемые по составу, степени метаморфизма и характеру складчатой структуры с группой Робертсон-Бей.

**Общая характеристика палеотектоники позднего рифея Гондваны.** Главной чертой позднедокембрийского тектогенеза данной эпохи является, на мой взгляд, сочетание внутрикратонных и окраиннократонных процессов, происходивших одновременно в соответствующих подвижных зонах. Эта черта проявилась уже в среднем рифее. Важным событием позднего рифея было образование Протохеокеанского пояса в виде пассивной континентальной окраины вдоль южного края Гондваны. Активные островодужные процессы продолжали развиваться в Протокрасноморском океаническом бассейне (Аравийско-Нубийская область). Основываясь на последних радиологических датировках, следует предположить возникновение в позднем рифее океанического бассейна и пассивной окраины в зоне Антиатласа. Это позволяет сделать вывод об асинхронности тектонических событий на северной окраине Гондваны в различных ее частях.

Примечательной особенностью позднего рифея явилось дальнейшее заложение энсиматических интракратонных геосинклиналей с признаками офиолитовой ассоциации — в Фарузийско-Атакорийской и Протоюжноатлантической зонах.

Процессы ТТП в основном перемещаются в Западную Гондвану, локализуясь вблизи активных интракратонных и окраиннократонных подвижных поясов. Тем самым позднерифейская палеотектоника подтверждает пространственную связь зон ТТП с геосинклинальными зонами Гондваны.

В позднем рифее окончательно заложился современный структурный план докембрия. Обособились кратоны Западной Гондваны

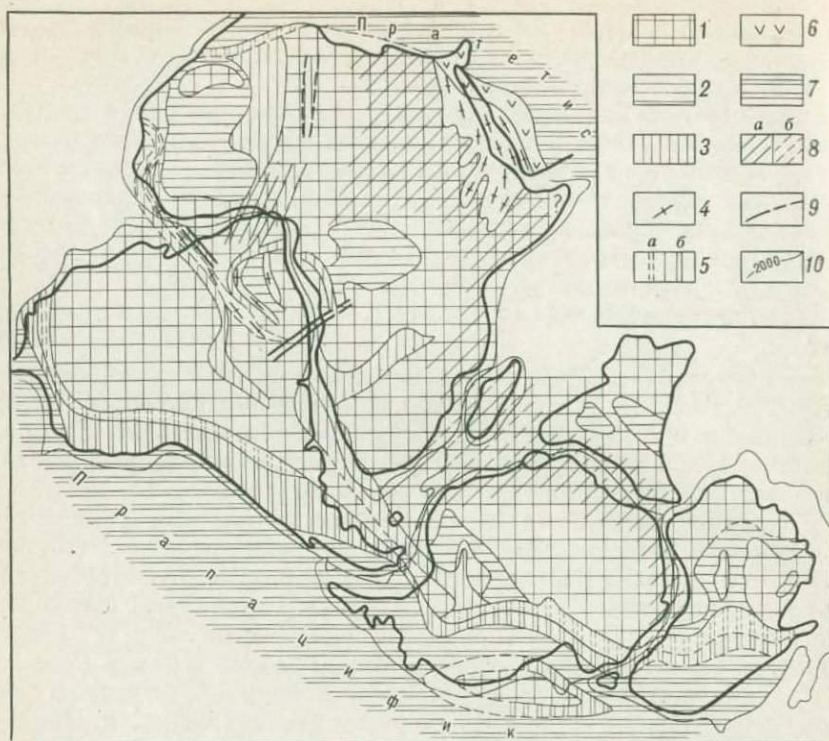


Рис. 10. Палеотектоническая реконструкция позднего рифея Гондваны.

1 — поднятия; 2 — эпиконтинентальные бассейны (платформенные впадины); 3 — рифтогенные моря (интракратонные геосинклинали); 4 — складчатые орогенные системы; 5 — пассивные континентальные окраины (миогеосинклинали); а — области шельфа (внешние зоны), б — области континентального склона (внутренняя зона); 6 — активные континентальные окраины островодужного типа (эвгеосинклинали); 7 — океанические бассейны; 8 — зоны ТТП древней консолидированной коры; а — установленные, б — предполагаемые; 9 — разломы; 10 — изобата 2000 м

ны, в пределах которой шло накопление терригенно-карбонатных платформенных чехлов.

Геодинамическая обстановка в целом характеризовалась на всех континентах Гондваны условиями растяжения, однако в конце позднего рифея в части интракратонных поясов (Катангиды, Западные Конголиды) проявилась складчатость (Луфилийская), которая, однако, нигде не была завершающей.

Материал по палеотектонике позднего рифея южных континентов дает серьезные основания для выводов о сходстве геологического строения и, следовательно, о существовании единого суперконтинента Гондвана. Особенно наглядно это проявляется на реконструкции ее афро-американской части, где имеется ряд сквозных структур (рис. 10).

Наметившееся в среднем рифее существование интракратонной эвгеосинклинальной зоны, переходящей из Африки (Маврита-

но-Сенегальская зона), в Южную Америку (зона Аракса—Эстрондо), еще более подтверждается однотипным характером развития ее африканского и южно-американского сегментов. Это привело к образованию в них срединных геоантиклинальных зон (Мавританская ось и Араксиды) с симметрично расположенными по обе стороны бипарами: Кулунту—Басари-Рокел в Африке и Парагвай-Арагуая—Бразилиа в Южной Америке. Эти подвижные зоны продолжают одна другую, что видно при нанесении их на палеореконструкцию. Это же можно сказать относительно сочленения Западно-Африканского кратона и кратона Сан-Луис, а также расположенных восточнее интракратонных трогов и разделяющих их выступов фундамента. Сходство строения окраин Африки и Южной Америки на этом участке их сочленения стало весьма убедительным после обнаружения в фундаменте Нигерии протяженных сланцевых зон, разделенных выступами переработанного древнего фундамента. Совместно с Атакорской зоной, находящейся на окраине Западно-Африканского кратона, они продолжают структуры идентично построенной Каририанской подвижной области Северо-Востока Бразилии. С другой стороны, продолжение нигерийских поясов и выступов фундамента на север наблюдается в районе Ахаггара. Таким образом, можно говорить о существовании в позднем рифее протяженного сложно построенного пояса, протягивающегося от севера Африки до Бразилии, который можно назвать Ливийско-Бразильским.

На реконструкции субширотной перемычкой сочленяются кратоны Конго и Сан-Франсиску. Южнее ее располагается подвижная зона, которую можно назвать Протоюжноатлантической. Осевая ее часть приходится на линию соединения Африки и Южной Америки, западная представлена южно-американским поясом Рибейра, а восточная — субмеридиональной частью африканской Дамарской системы. Пояс Рибейра и система Дамара развивались синхронно и имеют близкое строение и формационный состав слагающих их образований. При этом становится ясным, что миогеосинклиальная восточная часть Дамарид находится на продолжении западных Конголид, если принять во внимание, что амплитуда смещения вдоль правосторонней сдвиговой зоны Сан-Паулу в Южной Америке составляет 300 км и что эта зона как часть линеамента Убатуба продолжается в Африке в виде субширотной зоны на севере Анголы, «срезающей» южный край Западных Конголид (см. рис. 10).

На южном продолжении меридиональной части Дамарской системы находятся разновозрастные и однотипные системы Гарип и Малмсбери. На рассматриваемой реконструкции эти пояса находятся на одной линии с зоной Пенсакола Антарктиды, близкой по возрасту и строению. Таким образом, по-видимому, от Росского океанического бассейна в северном направлении отходила Протоюжноатлантическая интракратонная геосинклиальная система, слепо заканчивающаяся в области кратона Сан-Франсиску (Конго).



Значительное сходство палеотектонических структур обнаруживается вдоль линии сочленения Австралии и Антарктиды. Система Аделаиды при этом совмещается с внешней «шельфовой» зоной пассивной континентальной окраины Трансантарктического пояса, а его основной внутренней зоне (континентального склона) отвечает область системы Канманту в Австралии. Указанная геологическая корреляция при стыковке Австралии и Антарктиды впервые предложена автором [5]. Она устраняет несоответствия, которые получаются при распространенном соединении внутренней зоны Росского пояса с Аделаидской системой: отсутствие тиллитов в россидах, различные характеры разрезов (сланцево-граувакковый и карбонатный) и т. д. На эти несоответствия частично указывал Д. Эллиот [31]. Офиолитовые трог Дандас в Тасмании и Бауэрс в Антарктиде трассируют местоположение бассейна, вероятно с океанической корой, расположенного восточнее.

Наблюдающееся современное смещение структур Австралийского континента и о-ва Тасмании на стыке объясняется Х. Харрингтоном и др. правосторонним сдвиговым перемещением амплитудой более 300 км вдоль Южного побережья Австралии в ордовике. До этого смещения в докембрии Тасмания находилась южнее района Аделаиды [3, 18].

В области сочленения Индостана и Антарктиды не имеется рифейских сквозных палеоструктур, однако вдоль окраины Восточно-Антарктического щита широко проявилась позднерифейская ТТП, аналогичная синхронной восточно-гатской переработке Индии и Мадагаскара. Отсутствие на Мадагаскаре позднерифейских осадочных и метаморфических комплексов не позволяет сделать выбор между южным или северным вариантами помещения этого острова на палеорекострукции Гондваны.

Вместе с тем, приведенный материал в какой-то степени указывает на предпочтительность реконструкции Е. Баррона и др. по сравнению с реконструкцией Т. Смита и А. Хэллама. Сходные по своему развитию зоны Пенсакола — Малмсбери — Гарип находятся на одной линии на первой реконструкции, тогда как на второй — смещены относительно друг друга.

Итак, не давая однозначного ответа на вопрос о положении Индии и Мадагаскара, позднерифейская палеотектоника Гондваны достаточно убедительно доказывает существование суперконтинента сходством и переходом палеоструктур вдоль окраины Африки и Южной Америки, Антарктиды и Австралии.

Развитие окраинно-континентальных структур в виде зон Пратетиса (Антиатлас, Аравийско-Нубийская область) и пассивной окраины Прапацифика позволяет сделать вывод об обособлении Гондваны в позднем рифее. Остается открытым вопрос о некоторых ее границах. В частности, о распространении «Большой Гондваны» вплоть до Тянь-Шаня, о включении срединных массивов Ирана и Афганистана в Гондвану и др.

Вместе с тем, палеотектонический анализ позднерифейской обстановки обнаруживает явные черты различия в эволюции Запад-

ной и Восточной Гондваны, выражающиеся прежде всего в отсутствии в пределах последней интракратонных геосинклиналей и некотором ослаблении ТТП.

## ВЕНД

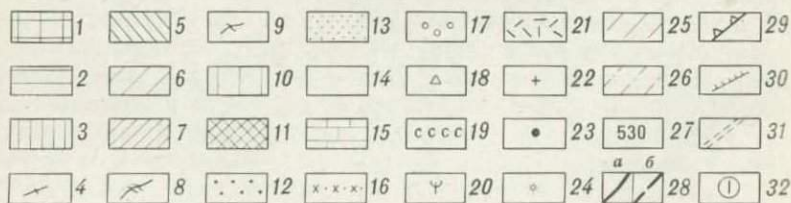
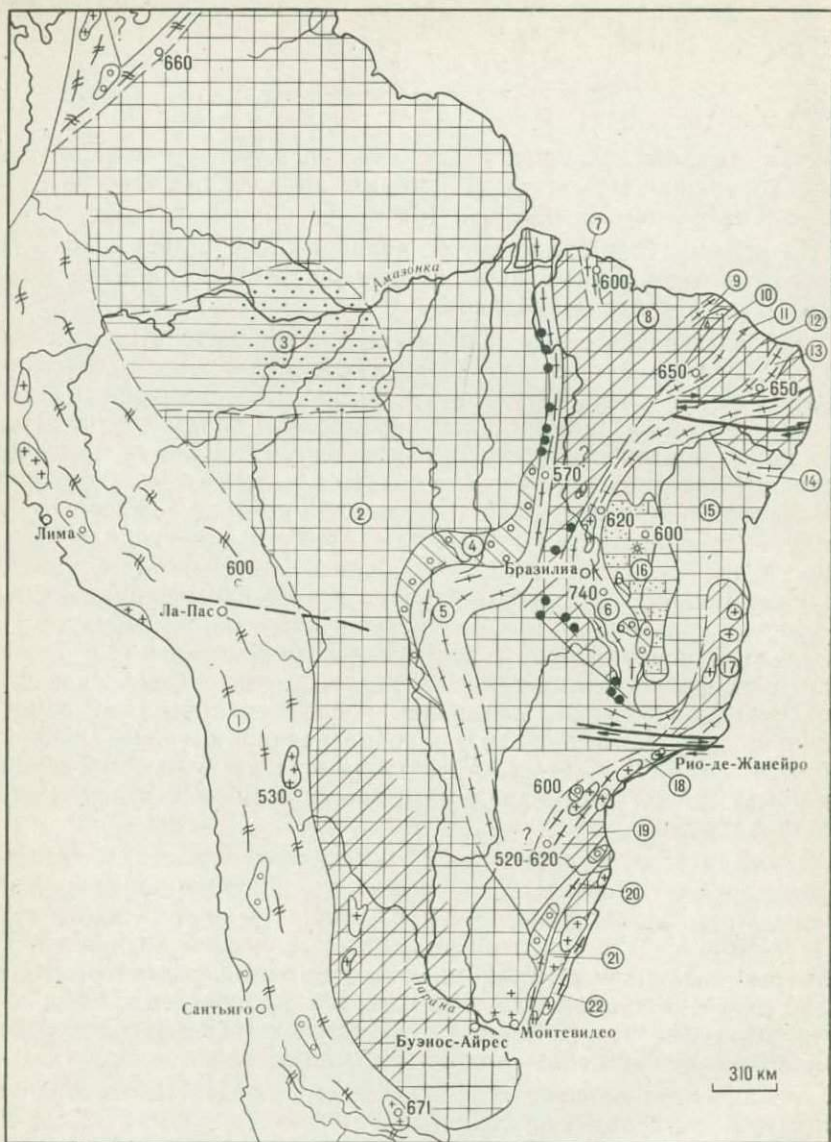
**Южная Америка.** Главные тектонические элементы Южной Америки, возникшие в позднем докембрии, продолжали свое развитие и в рассматриваемый интервал (рис. 11).

На кратоне Сан-Франсиску во впадине Бамбуи шло накопление карбонатно-терригенных толщ, сменившихся молассоидными (формации Трес-Мариас, Параопеба).

Приблизительно в середине венда в интракратонных «бразильских» трогах имеют место интенсивная складчатость, метаморфизм, внедрение гранитов. Породы были смяты в линейные складки с генеральным простиранием параллельно краям ограничивающих пояса кратонов. Вместе с общей вергентностью складчатости в сторону соседних платформ отмечается и латеральное движение масс в этом направлении. Так, вдоль края кратона Гуапоре со стороны складчатого пояса Парагвай — Арагуая происходило надвигание пород по серии надвигов, длиной каждого более 100 км. Крупные надвиги и покровы, но уже в восточном направлении — в сторону кратона Сан-Франсиску — отмечены в Бразильском складчатом поясе. Породы подверглись метаморфизму в зеленосланцевой фации, в них также внедрялись синтетектонические штоки. Геохронологические датировки последних позволяют отнести главную фазу метаморфизма и гранитизации к уровню 650 или 620 млн. лет [20]. Существенную роль играют сдвиговые перемещения по субширотным разломам, пересекающим нынешнее побережье Атлантики.

Заключительные движения бразильского цикла, за которым или во время которых шло образование типичных красноцветных моласс типа группы Жаибарас происходило в конце венда и в начале кембрия. Многочисленные радиометрические датировки, полученные различными методами в складчатых системах Бразилии, находятся в интервале 650—600 млн. лет и относятся к посттектоническим гранитам. При этом отмечается широко распространенный магматический эпизод около 540 млн. лет.

Аналогичные события с образованием складчатых систем произошли в Каририанской подвижной области, системах пояса Рибейра, но, помимо складчатости и метаморфизма рифейских отложений в геосинклинальных трогах, здесь имела место интенсивная ТТП фундамента в горстообразных выступах («срединных массивах»), разделяющих эти трюги. Движения по разломам, заложенным еще в начале рифея, возобновились и часто имели сдвиговый характер. Значительные сдвиговые перемещения правостороннего характера отмечались вдоль разломов Пернамбуку и Парамба в Каририанском поясе. В поясе Рибейра вдоль сдвиговой зоны Сан-



Паулу произошло горизонтальное правостороннее смещение на 300 км.

Довольно широкое распространение в венде получили молассы, накопление которых происходило в структурах типа передовых прогибов и межгорных впадин. Так, вдоль южного края Амазонского кратона у подножья складчатой системы Парагвай—Арагуая в прогибе Альто-Парагвай длиной около 900 км формировалась мощная красноцветная терригенная серия Альто-Парагвай мощностью до 5000 м. У восточного края Бразильской системы также происходит накопление терригенных красноцветных толщ (группа Пирапора). В пределах пояса Рибейра в межгорных впадинах формируются молассы формаций Бом-Жарден, Камаринха, Марика, Итажай, и в Сержипском и Каририанском поясах — аналогичных групп Истансия, Джука, Корререс. Отличительным свойством этих моласс является широкое развитие в них кислого субсеквентного вулканизма.

По-видимому, с орогеническими событиями связано оформление краевой геосутуры Токантинс — Арагуая на стыке Амазонского (Гуапоре) кратона и системы Парагвай—Арагуая, отмеченной телами (протрузии?) ультраосновного и основного состава и протягивающейся от Илья-де-Марайо на севере на расстояние 1200 км [20]. Они сосредоточены в породах группы Токантинс, но встречаются и восточнее, в группе Аракса и фундаменте (комплекс Ксинго).

Имеются данные, позволяющие предполагать, что режим пассивной окраины, существовавший в Протоандском поясе, сменился в венде обстановкой, близкой к современной активной окраине андского типа. Об этом свидетельствуют радиометрические определения, полученные по гранитам из докембрийских образований Анд. Так, по Rb/Sr изохроне гранитоиды Сьерра-Пампианес в Аргентине датированы 500—600 млн. лет, а Сьерра-Аустралес —  $575 \pm 10$  млн. лет. Метаморфические породы Западной Кордильеры

Рис. 11. Палеотектоническая схема венда Южной Америки (700—570 млн. лет).

1 — поднятия фундамента кратонов; 2 — комплексы платформенных чехлов; 3 — комплексы авлакогенов; 4 — комплексы интракратонных складчатых систем; 5 — комплексы передовых прогибов и межгорных впадин интракратонных складчатых систем; 6—10 — окраиннократонные комплексы; 6—7 — многоосциллированные пассивных окраин (6 — внешних зон, 7 — внутренних зон); 8 — краевых континентальных вулканоплутонических поясов (активных окраин Андского типа); 9 — складчатых аккреционных новообразований; 10 — вулканоплутонические и граувакковые островодужного типа, 11 — океанические комплексы. 12—21 — осадочные и вулканические формации: 12—14 — морские терригенные (12 — аркозавая, 13 — граувакковая, 14 — пелитовая); 15 — карбонатная; 16 — турбидитная (флишевая и флишеондная); 17 — молассондная; 18 — тиллодная; 19 — эвапоритовая; 20 — андезитовая и базальт-андезитовая; 21 — риолитовая; 22 — гранитоидная. Интрузивные формации: 23 — офиолиты и альпийнотипные гипербазиты (условно); 24 — строматолитовые комплексы. 25 — зоны ТТП; 26 — термальная переработка; 27 — абсолютный возраст, млн. лет; 28 — вертикальные разломы (a — достоверные, б — предполагаемые); 29 — надвиги и покровы; 30 — сдвиги; 31 — крупные зоны диафритов и катаклизмов; 32 — палеоструктуры (1 — Протоандский складчатый пояс; 2 — Амазонский кратон; 3 — Протоамазонская впадина; 4 — прогиб Альто-Парагвай; 5 — складчатая система Парагвай—Арагуая; 6 — система Бразилиа; 7 — система Гурупи; 8 — кратон Сан-Луис; 9 — складчатая система Меджо-Корау; 10 — массив Санта-Квинтера; 11 — система Жагуарибе и Куру Индепенденсия; 12 — массив Рио-Пираишес; 13 — система Пьянко — Альто-Бриджида и Серидо; 14 — система Сержипи; 15 — кратон Сан-Франсиску; 16 — впадина Бамбуи; 17 — Северный сегмент пояса Рибейра. Южный сегмент пояса Рибейра; 18 — складчатая система Апия; 19 — массив Жонивиль; 20 — система Тижукас; 21 — массив Пелотас; 22 — Восточно-Уругвайская система)

Перу имеют возраст 600 млн. лет [20], а Венесуэлы —  $660 \pm 30$  млн. лет. Имеются сведения о накоплении позднедокембрийских моласс в Протоандском поясе, в частности, в провинциях Катамарка и Кордоба (группа Амбато). Эти молассы завершают геосиклиналиную эволюцию рассматриваемого сегмента Анд в позднем докембрии — кембрии. Внедрение гранитоидов и накопление моласс сопровождалось также местами кислым вулканизмом. Так, в Сьерра-Аустралес (Аргентина) присутствуют риолиты с возрастом  $671 \pm 35$  млн. лет. Вместе с тем, в некоторых местах отмечается залегание известняков нижнего кембрия, не затронутых метаморфизмом, на образованиях докембрия. В других местах описано несогласное залегание пород верхнего кембрия на позднедокембрийских и раннедокембрийских гранитоидах.

В результате орогенических «Пан-Американских» процессов конца докембрия в пределах континентальной окраины западной части Южной Америки возник Протоандский складчатый пояс, сложенный метаморфизованными в зеленосланцевой, местами в амфиболитовой фации породами, прорванными гранитоидами.

**Африка.** Это время в Африке отмечено повсеместным развитием событий Пан-Африканской тектонической эпохи ( $600 \pm 100$  млн. лет). В подвижных поясах, окружавших Западно-Африканский кратон, в начале венда еще продолжался интенсивный известково-щелочной магматизм. Вслед за андезитовым вулканизмом и внедрением синорогенных гранитоидных интрузий в указанных подвижных зонах имело место проявление главным образом кислого риолитового вулканизма и посттектонических гранитов, в том числе щелочных, а также накопление молассоидных толщ в межгорных впадинах. Этой эпохе соответствует формирование серий Уарзат в Антиатласе, Нигритий и Анэ в Ахаггаре, Уа-Уа в Мавританидах. Завершилось создание Транссахарского складчатого пояса. Метаморфизм и магматизм рассматриваемого времени четко фиксируются в полициклических сланцевых зонах Нигерии. Максимум гранитизации в Нигерии и Камеруне приходится на 600 млн. лет [23].

Согласно ультрамобилистским концепциям Ж. Дьюн и др., Пан-Африканская эпоха в Западной Африке отмечена коллизией литосферных плит по гималайскому типу. Однако подобной интерпретации противоречат прежде всего данные об ограниченной ширине раскрытий первичных бассейнов осадконакопления, на чем мы останавливались выше. Вместе с тем, в это время условия растяжения господствовавшие в данном регионе, сменились обстановкой сжатия, что привело к интенсивной складчатости, надвигообразованию и общему тангенциальному скупиванию слоев вдоль окраин Западно-Африканского кратона.

В Центрально-Ахаггарском сланцевом поясе Тиририн тектонические события несколько запаздывали по сравнению с Западным Ахаггаром, где возраст синорогенных гранитов близок к 585 млн. лет.

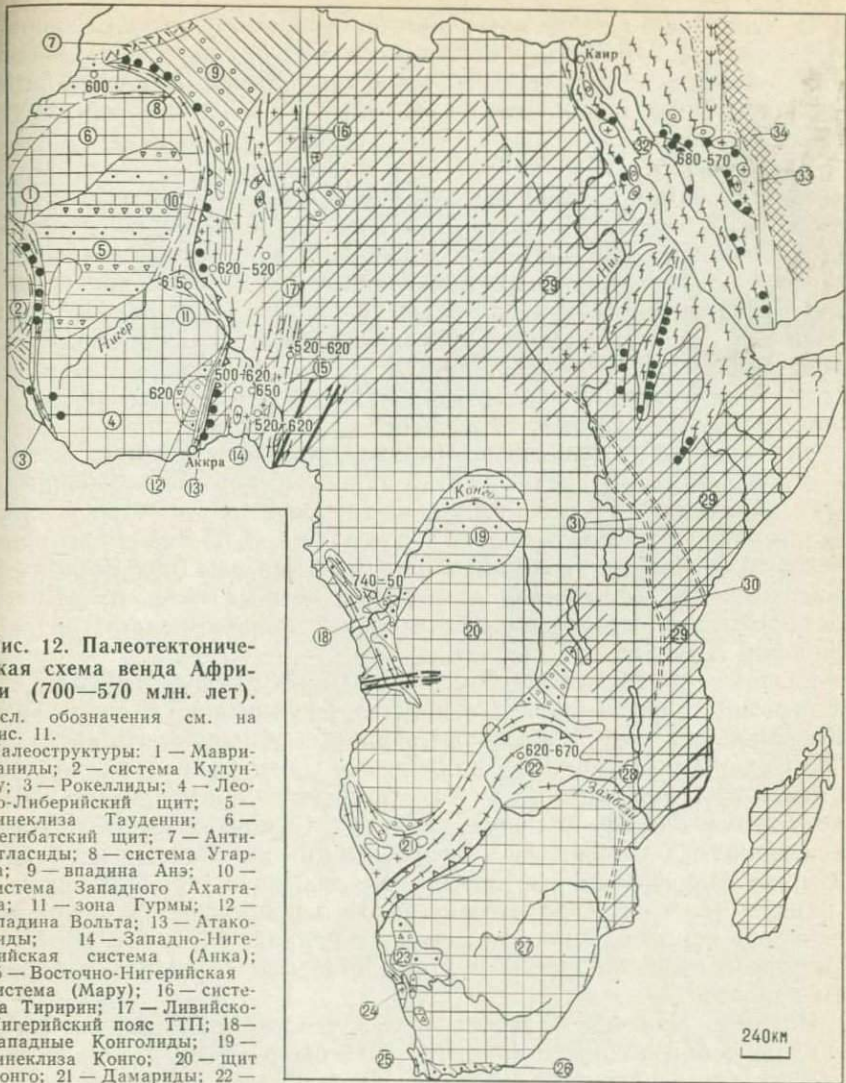


Рис. 12. Палеотектоническая схема венда Африки (700—570 млн. лет).

Усл. обозначения см. на рис. 11.

Палеоструктуры: 1 — Мавританиды; 2 — система Кудунту; 3 — Рокеллиды; 4 — Леоно-Либерийский щит; 5 — синеклиза Тауденни; 6 — Регибатский щит; 7 — Антиатласиды; 8 — система Угарта; 9 — впадина Анз; 10 — система Западного Ахаггара; 11 — зона Гурмы; 12 — впадина Вольта; 13 — Атакориды; 14 — Западно-Нигерийская система (Анка); 15 — Восточно-Нигерийская система (Мару); 16 — система Тиририя; 17 — Ливийско-Нигерийский пояс ТТП; 18 — Западные Конголиды; 19 — синеклиза Конго; 20 — щит Конго; 21 — Дамариды; 22 — Катангиды; 23 — впадина Нама; 24 — система Гарип; 25 — система Малмсбери; 26 — впадина Канго; 27 — кратон Калахари; 28 — зона ТТП Замбези; 29 — Мозамбикский пояс ТТП; 30 — катаклазиты Бубу; 31 — зона катаклазитов Асва; 32 — Аравийско-Нубийский неократон; 33 — Аравийский островодужный пояс; 34 — Аравийский океанический бассейн

В интракратонных зонах Западных Конголид, Катангид и Дамарид, испытавших основную орогению в позднем рифее, вендская эпоха отмечена формированием межгорных и передовых прогибов, в которых накапливались мощные (несколько тысяч метров) терригенные, часто грубообломочные красноцветные толщи молассового типа — серии Инкиси, Мулден, Плато (рис. 12).

В зоне Гариб происходили интенсивное надвигообразование, внедрение посттектонических гранитов Кубус, сложная тектоническая переработка фундамента по краю кратона Калахари. Возраст диастрофизма системы Гариб, по данным А. Кренера,  $598 \pm 25$  млн. лет.

В Аравийско-Нубийской области в венде и раннем кембрии завершилось развитие крайних восточных островных дуг, что фиксируется по возрасту известково-щелочных плутонов — между 600—650 и 570—550 млн. лет. Последний эпизод цикла (Бишах) характеризуется умеренным проявлением вулканизма (по сравнению с предыдущим) и внедрением кварцевых монзонитов. По-видимому, с этим циклом как-то связана зона Инда-Ад в Сомали, представляющая, по В. С. Ларцеву, область салаирской складчатости. К этому времени относится развитие сдвигово-сбросовой системы Наджд Саудовской Аравии.

Значительно распространены на Африканском континенте вендские платформенные чехлы, представленные карбонатно-терригенными толщами, содержащими в средней части тиллиты, в верхней — красноцветные грубообломочные породы. В Западной Африке эти толщи выполняют синеклизу Тауденни, впадину Вольта [2], в Центральной Африке входят в состав разреза синеклизы Конго; платформенные отложения системы Нама широко развиты в Юго-Западной Африке.

К эпохе венда относится проявление ТТП древнего фундамента на огромных пространствах Африки. Крупнейшие области ее — Мозамбикский пояс Восточной Африки и Ливийско-Нигерийский пояс Сахары и Нигерии. Помимо этого, Пан-Африканской переработкой были охвачены поля докембрийских образований в Либерии, Анголе, Габоне, Камеруне, Египте и Судане. Эта переработка, включающая тектонические деформации, магматизм, метасоматизм, метаморфизм и изотопное «омоложение», продолжалась и в раннем палеозое. С завершением этого процесса в основном закончилась консолидация фундамента Африканской платформы, однако термальные процессы в зонах ТТП продолжались и в раннем палеозое.

**Индостан.** В венде большая часть Индостанского кратона представляет собой поднятие (рис. 13). Это было время довольно спокойного тектонического развития. Осадконакопление продолжалось лишь к северу от разлома Нармада-Сон. В Виндийской синеклизе образовалась группа Бандер мощностью 1000 м, представленная известняками с прослоями гипса, глинистыми сланцами, красноцветными песчаниками. В отложениях группы Бандер М. Е. Раабен определены строматолиты венда (личное сообщение).

Толщи с эвапоритами, в том числе каменной соли с гипсом, накапливались также вдоль северо-западного края Индостанского кратона в составе Пенджабской соляной серии. Они ассоциировались с гипсами, мергелями, красноцветными косослонстыми песчаниками и битуминозными известняками.

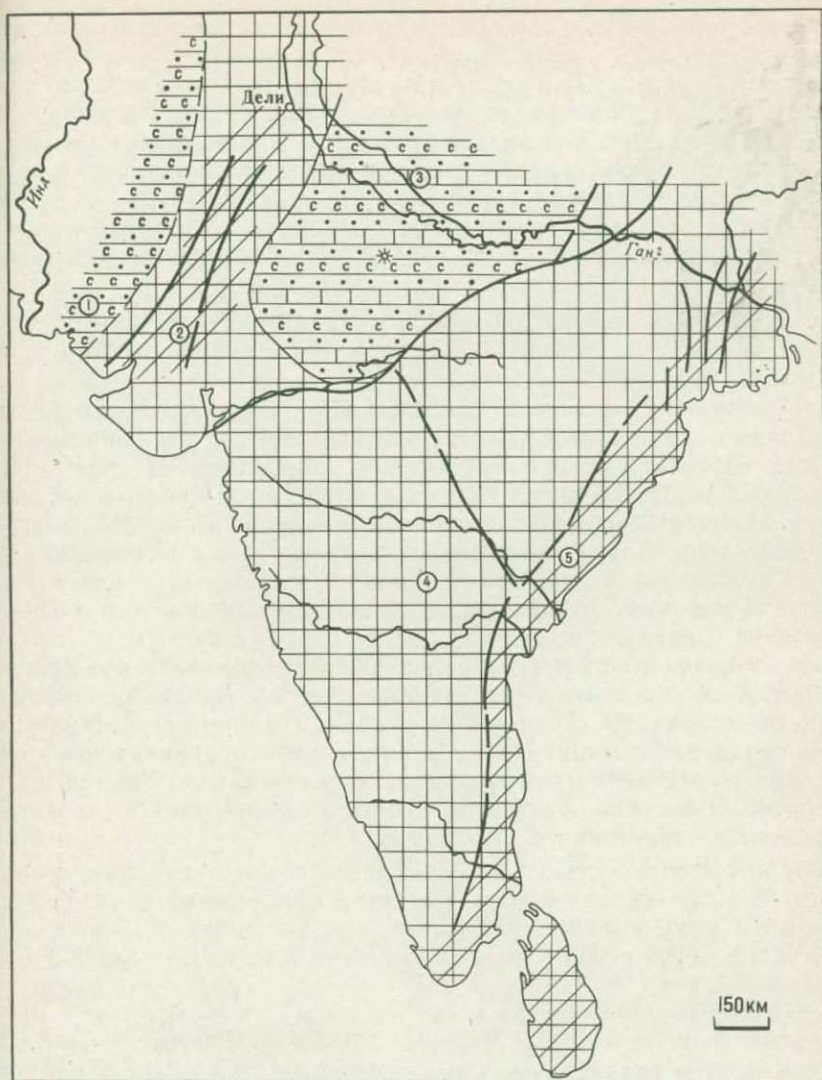


Рис. 13. Палеотектоническая схема венда Индостана (700—570 млн. лет).

Усл. обозначения см. на рис. 11.

Палеоструктуры: 1 — прогиб Соляного кряжа; 2 — Раджастанская зона ТТП; 3 — Виндийская синеклиза; 4 — Южно-Индийский щит; 5 — Восточно-Гатский пояс ТТП

В венде продолжали быть активными Раджастанская зона ТТП (судя по возрасту пегматитов 580—735 млн. лет), Восточно-Гатская (700—490 млн. лет) и в Шри-Ланка (700—460 млн. лет). В Сингбуме в течение венда происходили интенсивные движения по разломам [26].



**Австралия.** В это время отмечается дальнейшее развитие трансгрессии на запад и северо-запад. В прогибе Аделаида продолжается накопление серии Амбератана, тиллитов Еримина, мощной (7 км) карбонатно-терригенной толщи серии Килпина, венчающей докембрийский разрез этой зоны. Среди кварцитов Паунд на севере прогиба Аделаида известны находки эдиакарской фауны. Отпечатки, относящиеся к подобному комплексу фауны, содержатся также в базальных горизонтах в основном терригенной формации Арамбера верхней части докембрийского разреза авлакогена Амадеус.

Во впадинах Северо-Западной Австралии шло накопление тиллитов, доломитов, песчано-сланцевых толщ серий Альберт — Эдвард и Луизо-Даунс.

В конце протерозоя в Центральной Австралии проявились складчатость, метаморфизм, шарьяжирование, в юго-западной части авлакогена Амадеус — «орогения Питерман-Рейндж». Этот диастрофизм был локальным, так как уже в северной части авлакогена осадконакопление продолжалось непрерывно до палеозоя включительно. Аналогичные события произошли в платформенном чехле мобильной зоны Кинг Леопольд в южной части блока Кимберли. В основной же части позднедокембрийских платформенных прогибов осадконакопление продолжалось с некоторыми перерывами от позднего рифея до большей части палеозоя. Не был затронут докембрийской складчатостью прогиб Аделаида, испытавший тектонические деформации в раннем палеозое. Таким образом, позднерифейско-вендское время отмечено сравнительно спокойным, существенно платформенным режимом на основной части территории Австралии и формированием однообразного по составу карбонатно-терригенного чехла (рис. 14).

Общей особенностью платформенного чехла Австралии, независимо от возраста заложения, является присутствие в разрезе основных и реже кислых вулканитов, приуроченных обычно к нижней части разреза. При этом непосредственно после консолидации подвижной зоны фундамента на ее месте в авлакогене формируются породы чехла. Образование типичных синеклиз имеет место лишь на фундаменте, пережившем длительный период стабилизации. Широкое развитие на плитах пород чехла в венде обусловлено тем, что уже в среднем рифее исчезли зоны повторной переработки фундамента, а в начале позднего рифея заложился последний авлакоген — Амадеус. Характерно, что в кембрии образуется новый авлакоген — Фитцрой, к югу от блока Кимберли на южном крыле зоны Кинг Леопольд, испытавшей в венде тектоническую переработку, что еще раз подтверждает локализацию авлакогенов в областях, дольше всего сохранивших мобильность фундамента.

Поздний докембрий в тектонической эволюции Австралии — это время относительно стабильного тектонического режима, окончательной кратонизации фундамента платформы, накопления чехла в синеклизах и авлакогенах, существования пассивной континен-

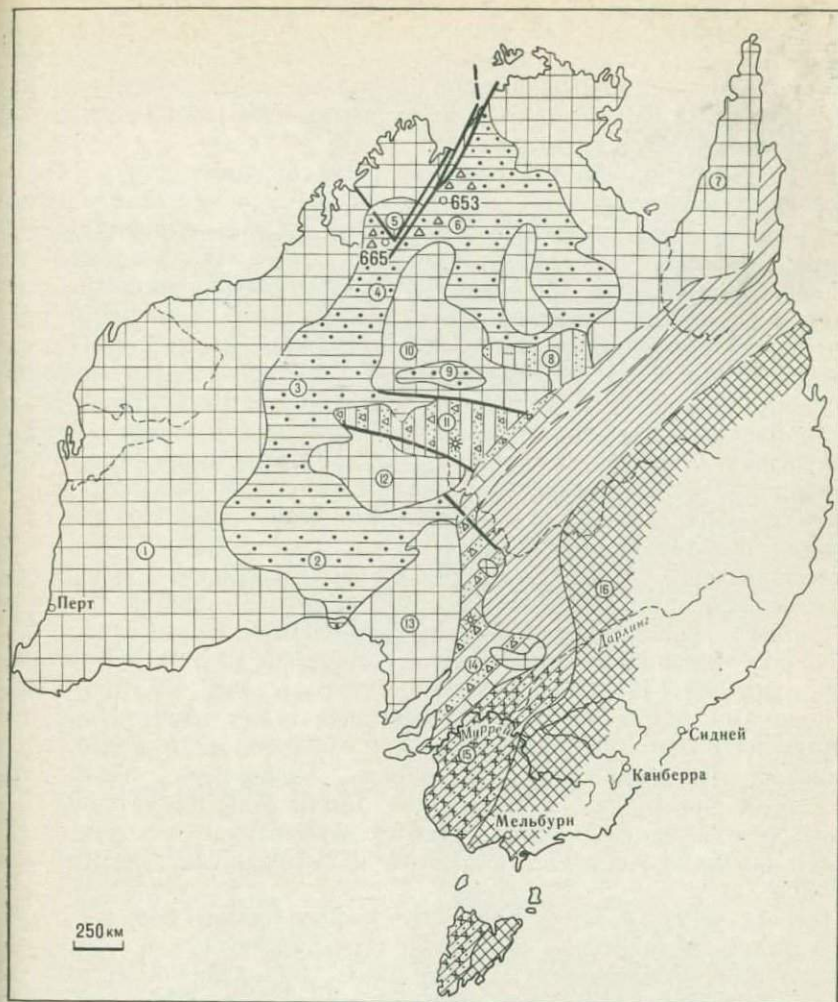


Рис. 14. Палеотектоническая схема венда Австралии (700—570 млн. лет).

Усл. обозначения см. на рис. 11.

Палеоструктуры: 1—Западно-Австралийский щит; 2—впадина Оффисер; 3—4—впадины Бангемолл и Гибсона; 5—впадина Кимберли; 6—впадина Виктория-Ривер; 7—щит Джорджтаун; 8—авлакоген Джорджина; 9—впадина Нгалия; 10—щит Аранта; 11—авлакоген Амадеус; 12—щит Масгрейв; 13—щит Голер; 14—Аделандская зона и внешняя часть многоэосинклинали (пассивной окраины) Австралии; 15—зона Канманту и внутренняя часть пассивной окраины; 16—область предполагаемой океанической коры Тихоокеанского

тальной окраины на востоке. Такие условия наблюдаются в основном на всех материках Гондваны.

Вместе с тем, палеотектонический анализ обнаруживает две отличительные особенности.

1. В Австралии почти не отразилась «панафриканская» переработка (венд — ранний палеозой). Вероятно, это находится в какой-то связи с отсутствием в данное время смежных активных кон-

тинентальных окраин. Так, наличие переработки древнего фундамента Восточной Австралии отмечается в девоне, когда в соседнем Тасманском поясе тектонический режим пассивной континентальной окраины сменился активными процессами взаимодействия плит в обстановке островных дуг.

2. В Австралии слабо проявилась складчатость конца докембрия. На всех материках Гондваны это время отмечено возникновением интракратонных складчатых сооружений — Бразилид, Катангид, Западных Конголид, Дамарид и т. п. В Австралии же подобных событий не отмечено, за исключением локального проявления «орогении Питерман-Рейндж», которая, впрочем, не явилась завершающей в формировании западной части о-ва Тасмания, испытавшей затем Пингвинскую орогению. Толщи прогиба Аделаида подверглись деламерийской складчатости совместно с кембрийскими отложениями соседнего трога Канманту, а толщи авлакогенов Амадеус, Нгалия, Оффисер были деформированы в позднем палеозое. «Квазистатическое» состояние Австралии в течение позднего докембрия — раннего кембрия отмечается и на основании палеомагнитных данных.

**Антарктида.** Восточно-Антарктический кратон. Структурный план заложенный в позднем докембрии, в основном продолжал существовать и в рассматриваемое время (рис. 15). Восточная окраина кратона от Земли Эндерби до Земли Виктории была охвачена ТТП, которая фиксируется массовыми K/Ar и Rb/Sr датировками магматических и метаморфических образований, отражающих вендско-раннепалеозойское омоложение, и зонами диафторитов. Продолжали существовать авлакогены, возникшие в позднем рифее. Так, в авлакогене Земли Мак Робертсона продолжалось накопление пород серии Содружества, о чем свидетельствуют находки вендских акритарх и бесскелетных двустенных раковин.

По-видимому, к венду относится формирование верхней половины толщи в депрессии Пенка западной части Земли Королевы Мод, о чем свидетельствуют результаты определения аргоновым методом времени ослюденения аргиллитов (515—590 млн. лет). В конце венда — начале палеозоя образования авлакогенов претерпели метаморфизм и тектонические деформации.

Западно-Антарктическая континентальная окраина. В конце позднего докембрия ( $650 \pm 50$  млн. лет) в области Трансантарктических гор проявились мощные тектонические движения, соответствующие главной фазе складчатости между геосинклинальной и орогенной стадиями развития и формированию структурного несогласия в подошве раннепалеозойского молассового комплекса [8, 9, 31]. Эту фазу движений, в английской литературе называемую «орогенией Бедмор», целесообразно именовать раннеросской тектонической эпохой, подчеркивая этим незавершенность русского геотектонического цикла к моменту ее проявления. Важнейшими эндогенными проявлениями раннеросских движений в Трансантарктических горах были интенсивная

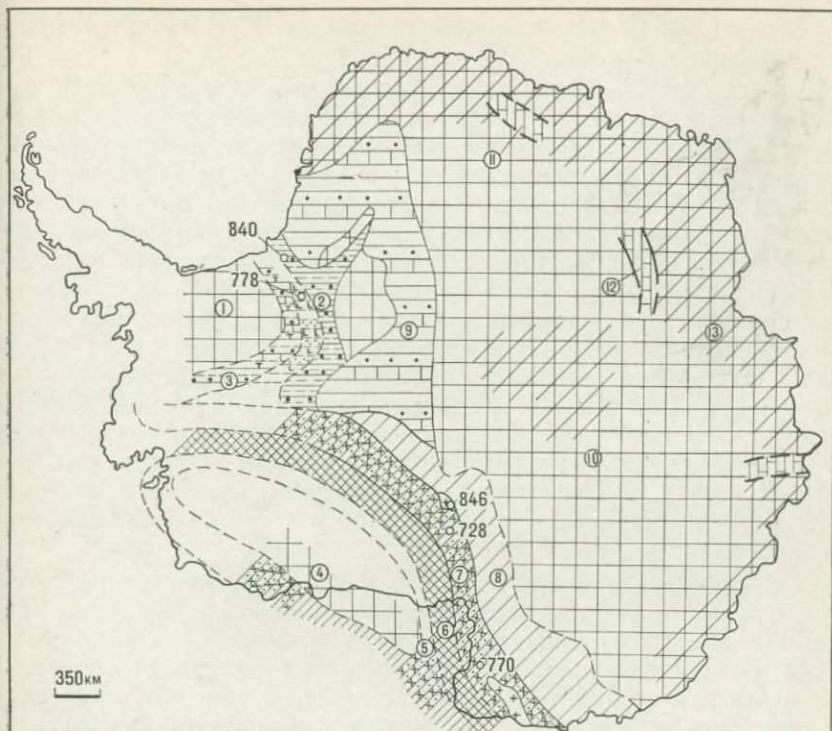


Рис. 15. Палеотектоническая схема венда Антарктиды (700—570 млн. лет).

Усл. обозначения см. на рис. 11.

Палеоструктуры: 1 — кратон Хак; 2 — складчатая система Пенсакола; 3 — зона Элсуэрт; 4 — кратон и миогеосинклиналь Мэри Бэрд; 5 — миогеосинклиналь Робертсон Бей; 6 — трог (малый океанический бассейн) Бауэрс; 7 — Росский ороген; 8 — плита Шэклтона; 9 — Восточно-Антарктический штг; 10 — авлакоген Земли Королевы Мод; 11 — Восточно-Антарктическая зона ТТП; 12 — авлакоген Земли Мак Робертсона; 13 — авлакоген Земли Адели

синкинематическая мобилизация доросского фундамента (в виде реоморфических диорито-гранодиоритовых батолитоподобных интрузий в супракрустальные формации), а также дальнейшее разрастание инфраструктуры за счет контактового метаморфизма этих формаций в условиях амфиболитовой фации; при этом метаморфизм в удалении от интрузий не превышал фации зеленых сланцев. Одновременно со становлением указанных батолитов имело место формирование кислых и средних вулканитов, залегающих на породах сланцево-граувакковой формации и перекрываемых обычно отложениями кембрия. В разрезах на горах Уайатт и Гардинер в верховьях ледника Роберта Скотта развита формация Уайатт, представленная кислыми метавулканитами. Абсолютный возраст этих пород (Rb/Sr метод)  $633 \pm 13$  млн. лет, а прорывающих их гранитов —  $627 \pm 22$  млн. лет [13]. Сходные по вещественному составу и положению метавулканиты (формация Фэйруотер) вскрываются в горах Дункан и в районе ледников Акселя Хейбер-

га и Лиз. С Бедморской орогенной связана ТТП древнего фундамента Трансантарктических гор.

В горах Элсуэрт к венду, видимо, относится нижняя часть группы Херитидж. Ее разрез (2300 м) содержит значительное количество грубообломочных терригенных пород, носит молассоидный характер и рядом авторов относится к орогенному вендскому комплексу [13]. Таким образом, палеотектоническая обстановка в области Трансантарктических гор в эпоху венда резко изменилась от условий пассивной континентальной окраины, существовавших в позднем рифее, до режима активной окраины, сопровождавшегося складчатостью, метаморфизмом, становлением гранитных батолитов, формированием вулканогенно-терригенных молассоидных толщ. Его полное закрытие произошло в позднепермскую эпоху ( $E_3-0$ ) [32]. Эта обстановка весьма напоминает условия активной окраины Андского типа. Ее возникновение, видимо, связано с частичным закрытием вышеупомянутого малого океанического бассейна к западу от Восточно-Антарктического кратона и формированием зоны Беньофа, направленной на восток под Восточно-Антарктический кратон [5].

В рифейских складчатых зонах северо-восточной оконечности Земли Виктории и западной оконечности Земли Мэри Бэрд предкембрийская фаза движений и соответствующий магматизм не фиксируются, что указывает на продолжение существования до конца венда морского бассейна, отделявшего этот микроконтинент от Восточно-Антарктического кратона. Альпинотипная складчатость и внедрение гранитоидов в рассматриваемых верхнекембрийских формациях связываются с девонским тектогенезом Борчгвинк [32].

В пределах микроконтинента Мэри Бэрд в венде, по-видимому, продолжилось осадконакопление. В районе Берега Сондерса верхнекембрийская серия Вест перекрывается серией Пассел, сложенной однородными хлорит-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми микросланцами (метааргиллиты) общей мощностью 1000 м. В породах серии Пассел обнаружены вендско-кембрийские акритархи и микрофитолиты.

**Общая характеристика палеотектоники венда Гондваны.** Венд характеризуется дальнейшим развитием и общим завершением тектонической активности подвижных зон Гондваны. Этот процесс выразился в складчатости, метаморфизме, внедрении синтетектонических и посттектонических гранитоидов. Существенное значение приобретают сдвиговые перемещения и шарьяжирование. Общая геодинамика явно характеризуется условиями сжатия. Активно проявляются процессы ТТП. В венде широкое развитие приобретают передовые прогибы, межгорные впадины, продолжается формирование платформенных чехлов. В окраиннократонных зонах также повсеместно, за исключением австралийского сегмента протихоокеанского пояса, существуют условия активных окраин андского и островодужного типа.

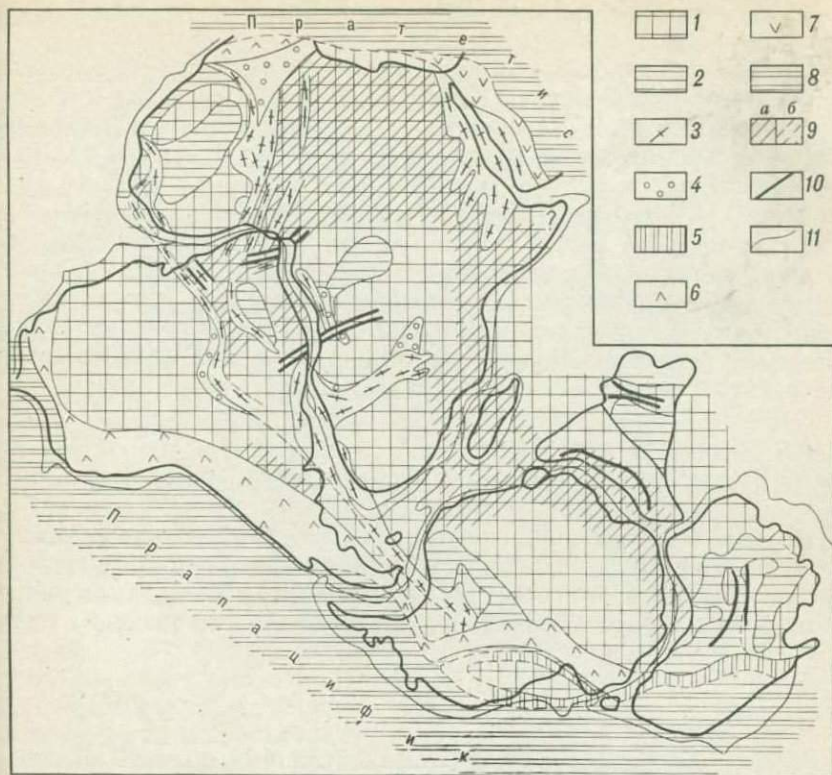


Рис. 16. Палеотектоническая реконструкция венда Гондваны.

1 — поднятия; 2 — эпиконтинентальные бассейны (платформенные впадины); 3 — складчатые орогенные системы; 4 — орогенные прогибы и впадины; 5 — пассивные континентальные окраины (миогесинклинали); 6 — активные континентальные окраины Андского типа (вулcano-плутонические пояса); 7 — активные окраины островодужного типа (эвгесинклинали); 8 — океанические бассейны; 9 — зоны ТТП (а — установленные, б — предполагаемые); 10 — разломы; 11 — изобата 2000 м

Отмечается некоторая асинхронность событий, выражавшаяся в «скольжении» складчатостей как в интракратонных геосинклиналиях, так и вдоль тихоокеанской окраины.

Венд — время завершения основной тектонической активности Гондваны, но не ее полного окончания. Интракратонные геосинклиналильные зоны превратились в складчатые пояса, но области ТТП продолжали существовать и в раннем палеозое. Примечательно отсутствие широкого проявления вендской ТТП на территории Австралии [3], что находится в соответствии с существованием здесь режима пассивной окраины.

Палеотектоника венда, как и позднерифейская, дает убедительный материал для реконструирования Гондваны. Подвижные зоны Африки и Южной Америки, заложенные в рифее и продолжающие друг друга на реконструкции, одновременно превращались в венде в орогенические пояса. Структурные простирания

в их пределах полностью соответствуют друг другу при сдвиге континентов (рис. 16).

Примечательно, что орогеническими процессами венда не были затронуты Земля Северная Виктория, Земля Мэри Бэрд и область Аделаиды, которые открывались непосредственно в акваторий Прапацифика. Активные процессы здесь начались уже в палеозое.

\* \* \*

Итак, поздний рифей и венд представляют собой этапы, для которых методом палеотектонических реконструкций выявляются связи между отдельными континентами. Этот факт наряду с единством тектонического стиля развития всех гондванских материков, позволяет говорить о существовании в это время единого суперконтинента Гондвана.

## ТИПИЗАЦИЯ И АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Палеотектонический анализ показывает существование в течение позднего докембрия Гондваны кратонов и подвижных зон в виде геосинклиналей и областей ТТП фундамента. Рассмотрим общие характерные черты строения и закономерности развития этих структурных элементов.

### КРАТОНЫ

Кратоны представляют собой континентальные области платформенного режима, отделенные друг от друга подвижными зонами. По существу, это «выколы» в теле огромного мегакратона, каким являлась Гондвана в начале рифея, блоки, избежавшие общего процесса деструкции континентальной коры, сформированной в карельскую тектоно-магматическую эпоху. Поскольку процесс деструкции имел нарастающий характер, общая площадь, занятая кратонами, в течение позднего докембрия в целом уменьшалась, как видно из палеотектонических схем, за счет вовлечения ее в геосинклинальный процесс или ТТП. Индивидуализация, обособление современного плана позднедокембрийских кратонов закончилось практически лишь в позднем рифее. Этот вывод о природе кратонов следует из проведенного выше анализа. Он принципиально отличается от их трактовки Т. Клиффордом и др. в качестве структур, возникших из древних ядер, размер которых последовательно увеличивался за счет приращения к ним отмиравших геосинклинальных поясов в процессе аккреции.

Развитие осадочных рифейских чехлов началось преимущественно в Восточной Гондване в виде накоплений терригенного материала огромной мощности в отдельных впадинах, имевших изометричную неправильную форму. Аналогичный процесс произошел позднее в Западной Гондване, но при этом здесь были образованы значительно менее мощные чехлы. Так, общая мощность рифей-

ского разреза синеклиз Тауденни, Конго или Сан-Франсиску значительно уступает мощности лишь нижнерифейской части синеклиз Куддапахской, Виндийской, Мак-Артур.

В составе отложений, выполняющих платформенные чехлы, резко преобладают терригенные, преимущественно песчано-глинистые и псефитовые образования при подчиненном значении карбонатных и вулканогенных пород. Можно выделить два типа разрезов платформенных верхнедокембрийских образований в пределах Гондваны (рис. 17).

Западно-Гондванский (африканский) свойствен плитным платформенным чехлам впадин Сан-Франсиску (I), Тауденни (II), Конго (III), Вольта. Он имеет в целом трехчленное строение. В нижней части — главным образом кварцевые пески и глины — глинисто-кварцево-песчаная ассоциация (фаллаховые и аспидоидные формации); в средней — тиллоиды, карбонатные и песчано-глинистые отложения (карбостромовые и карбонатно-терригенные формации); в верхней — пестроцветные глинисто-песчано-конгломератовые отложения (молассоидные формации).

Этот тип разреза в целом является очень характерным и выдержанным. Иногда он усложняется развитием в нижней, дотиллитовой части карбонатных морских отложений. Данный тип особенно характерен для чехлов, формировавшихся в позднем рифее и венде и во многих отношениях аналогичен разрезу смежных интракратонных геосинклиналей. Между ними часто наблюдаются непосредственные переходы. Например, выполнение синеклизы Конго постепенно переходит в более мощный разрез Западных Конголид; синеклизы Тауденни — в обрамляющие ее геосинклинальные пояса; впадины Вольта — в Атакорскую зону и т. д.

Таким образом, для рифея Западной Гондваны типично одновременное развитие интракратонных геосинклиналей и сопряженных с ними осадочных платформенных впадин с однотипным характером осадконакопления. Эти платформенные структуры представляли собой «затопленные» участки равнинной суши за счет трансгрессий со стороны смежных рифтогенных внутриконтинентальных морей, из которых развились интракратонные геосинклинали.

Восточно-Гондванский (индо-австралийский) тип соответствует выполнению Куддапахской (IV), Виндийской (V) и др. синеклиз Индии, впадинам Мак-Артур (IX), Бирриндуду, Бангемолл (VI), Кимберли (VIII), Стерт (VII) Австралии, некоторым платформенным чехлам Антарктиды. Он представлен в основном песчаниками, кварцитами, аргиллитами и алевролитами, содержащими пачки различной мощности известняков и доломитов. Для данного типа разреза характерно развитие трапповой формации и вулканитов кислого состава, которые практически отсутствуют в разрезе предыдущего типа. Рассматриваемый тип более свойствен ранне- и среднерифейским впадинам (Мак-Артур), однако он мог формироваться и в течение всего позднего докембрия (Виндийская синеклиза). Этому типу разреза менее свойствен



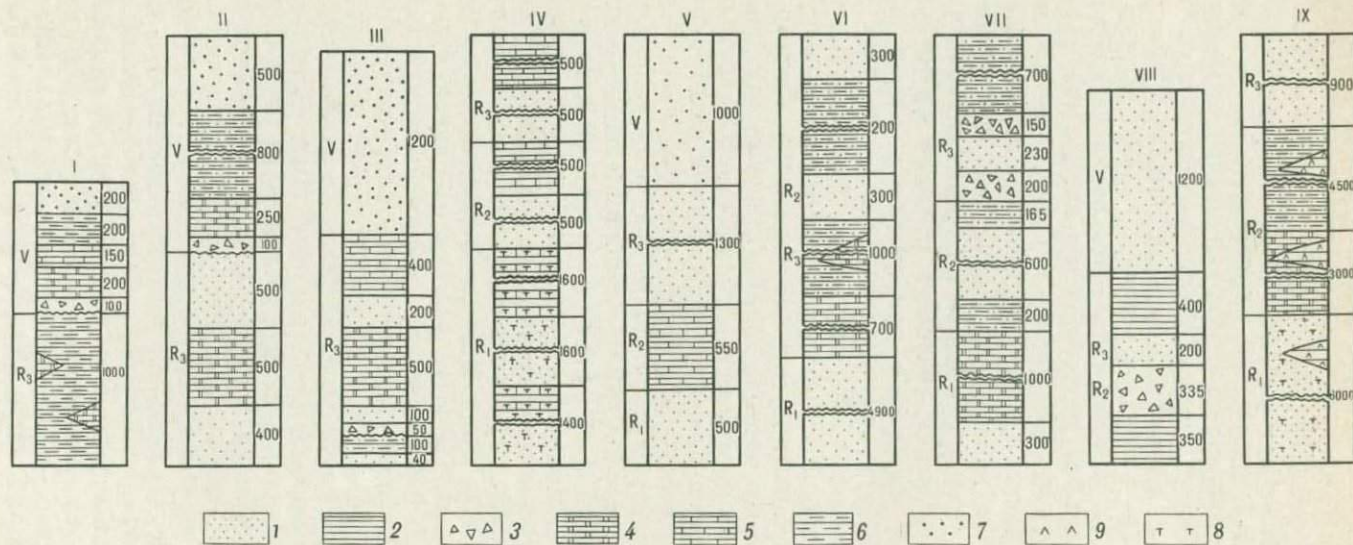


Рис. 17. Формационные ряды платформенных чехлов (I—IX) позднего докембрия Гондваны.

Формации: 1 — фаллаховая; 2 — аспидонная; 3 — тиллоидная; 4 — карбостромовая; 5 — карбонатно-терригенная; 6 — сланцево-песчаниковая; 7 — молассоидная; 8 — эвапоритовая; 9 — трапповая

венно сопряжение с интракратонными геосинклиналями, но отмечается явная близость его к зонам ТТП. Накопление рассматриваемых отложений происходило в сравнительно небольших обособленных впадинах, разобщенных бассейнах осадконакопления.

Особого рассмотрения, выходящего за рамки данного исследования, заслуживает природа тиллоидов, типичных в большинстве разрезов не только чехлов, но и интракратонных геосинклиналей Гондваны. Этот вопрос рассмотрен во многих работах Н. М. Чумакова, Л. Шермерхорна и др. На основании детального полевого изучения тиллоидов Ганы и сравнения с другими регионами мы считаем, что значительная часть этих образований неледниковая по своему генезису [2].

В строении и развитии платформенных чехлов Гондваны отмечаются некоторые особенности.

1. Отсутствие положительных структур типа антеклиз. На фоне щитов развивались изолированные впадины (синеклизы), такие как Тауденни, Сан-Франсиску, Конго, Нама, Мак-Артур, Виндийской, Куддапы, Бима, Чаттисгарх, Виктория-Ривер и др.

2. Отсутствие авлакогенной стадии развития, свойственной древним платформам северного ряда. Рифейские впадины гондванских материков характеризуются наличием сплошных плит осадочного чехла, распространенного на обширных площадях и полого залегающего повсеместно на кристаллическом фундаменте в виде крупных осадочных линз. Следует отметить, что авлакогены вообще мало свойственны позднему докембрию Гондваны. Их место занимают эпсиалические интракратонные геосинклинали (см. ниже). Единичные авлакогены присутствуют лишь в Индии (Сингбум) и Австралии (Амадеус, Джорджина, Парадайз), но здесь их положение отлично от таковых, например, Русской платформы. Австралийские авлакогены пространственно сопряжены с чехлами и переходят в них, т. е. развиваются одновременно. Как правило, эти авлакогены, испытав последующую складчатость и инверсию, не перекрывались более платформенными чехлами плитной стадии, т. е. развивались по типу интракратонной геосинклинали Донбасса.

3. Наличие особого типа отрицательных структур — впадин, развивавшихся вдоль окраин приподнятых участков кратонов в эпохи их высокого гипсометрического стояния. Эти впадины не соответствуют синеклизам в полном смысле этого слова, так как возникают и развиваются не в условиях платформенной стабилизации, а напротив, в эпохи, отражающие активность кратонизированных участков, выраженную в их значительном поднятии. По своей природе эти впадины и прогибы соответствуют периферическим впадинам эпиплатформенных орогенов или дейтероорогенов впадинам К. В. Боголепова. Типичными впадинами подобного рода являются впадины Букоба, Буанджи, Плато на периферии Танганьикского микрократона, впадины вдоль западной и южной окраин щита Йилгарн. Для рассматриваемых структур характерны существенно терригенный, молассоидный характер выполнения,

развитие трапповой формации и снос обломочного материала с приподнятого края щита. Данные впадины не могут быть отнесены к структурам типа передовых или межгорных прогибов соседних эпигеосинклинальных поясов, так как последние либо отсутствуют вообще (Австралия), либо испытали главную складчатость за несколько сот миллионов лет до заложения таких впадин, как это имело место, например, в Кибаро-Анколийской системе по отношению к окружающим ее впадинам. По-видимому, активизацией в конце среднего — начале позднего рифея была охвачена значительная площадь Центральной Африки, включающая Кибаро-Анколиды и значительную часть Танганьикского щита. В последнем это выразилось, помимо общего поднятия, в формировании Букобской провинции, в виде многочисленных тел долеритов и габбро, а также в излиянии лав основного состава. В Австралии вдоль западной и южной окраин щита Йилгарн в изолированных впадинах образовалось несколько тысяч метров песчаных образований, содержащих траппы.

Рассматриваемые структуры развивались эпизодически, охватывая сравнительно небольшой отрезок геологического времени, соответствующий этапу активизации, т. е. поднятию кратона.

В развитии щитов позднедокембрийской Гондваны особую роль имели вулканоплутонические ассоциации, представленные наземными лавами андезитового, риолитового, дацитового состава, игнимбритами, субвулканическими интрузиями гранитоидов, часто типа рапакиви, местами интрузиями основного состава. Формирование таких комплексов имело место в раннем и среднем рифее в районе нынешнего бассейна Амазонки в Южной Америке, на плато Эль-Эглаб в Северной Африке, на востоке Австралии (риолиты Кройдон, Голден-Рейндж). К областям развития вулканоплутонической ассоциации приурочены также чехлы характеризующиеся повышенным содержанием вулканитов. Рассматриваемые комплексы в рифее отражают завершение общего процесса становления подобных образований, расцвет которого приходится на конец карелия. Этот процесс, названный А. А. Богдановым кратонизацией, типичен для всех древних платформ. Его тектоническая природа во многом не ясна. Возможно, ее следует рассматривать как первое проявление своеобразной ТТП в квазиплатформенных условиях сравнительно пластичной слабо консолидированной континентальной коры. Анализ показывает, что развитие вулканоплутонических комплексов, отражающее финал становления сиалической коры неогей, охватило огромный промежуток времени, превышающий по своей длительности фанерозой. Оно началось и достигло максимума в интервале 1900—1650 млн. лет, но, как было показано выше, продолжалось локально на разных континентах Гондваны в раннем и среднем рифее.

### **ПОДВИЖНЫЕ ЗОНЫ**

На основании проведенного анализа подвижные зоны позднего докембрия гондванских континентов разделены на интракратонные

(внутриконтинентальные) геосинклинальные складчатые системы, окраинно-кратонные (окраинноконтинентальные) геосинклинальные складчатые пояса и зоны ТТП фундамента.

### **Интракратонные складчатые системы**

Этот тип подвижных зон очень характерен для позднего докембрия Гондваны. Его присутствие устанавливается на всех континентах уже с раннего рифея. Изучение строения и эволюции данных структур чрезвычайно важно для познания тектогенеза докембрия в целом, а также для оценки палеореконструкций суперконтинента Гондваны. Интраконтинентальные зоны рифея и венда являются, по существу, единственными линейными подвижными системами, обычно под значительным углом подходящими к окраинам Атлантического и Индийского океанов. Сходство или различие в их строении и развитии на разных материках, совпадение или резкое несоответствие их пространственного сочленения на палеореконструкциях разных временных уровней являются решающими аргументами в оценке существования гондванского суперконтинента. Приставка интра- в данном случае отражает как внутри- так и межкратонное положение этих зон по отношению к кратонам. Так, в момент их заложения они всегда внутрикратонные, так как закладываются и развиваются в теле когерентного стабилизированного блока литосферы — мегакратона или суперконтинента Гондвана. Вместе с тем, своим появлением интракратонные зоны часто обособливают более мелкие участки этого некогда единого блока, которые в современной структуре представляют собой самостоятельные кратоны.

Тектонический и палеотектонический анализ приводит к естественному подразделению рассматриваемых структур на два типа: энсиалические и энсиматические складчатые геосинклинальные системы.

**Энсиалические складчатые геосинклинальные системы** распространены на всех континентах Гондваны, начиная с раннего рифея. К ним относятся энсиалические зоны северо-восточной Бразилии и некоторые зоны пояса Рибейра, системы Эспиньясу, Мару, Анка, Алекод, Тиририн, Западные Конголиды, Кибариды, Ирумиды, Укинга — Итиасо, Пенсакола, Сингбум, Маунт-Айза, Фитцморис. Основные параметры их приведены в табл. 7.

Строение указанных систем характеризуется следующими общими чертами.

1. Расположение на древнем кристаллическом и сиалическом основании. Повсеместно отмечается резко несогласное залегание толщ, выполняющих рассматриваемые зоны, на древних архейских или нижнепротерозойских комплексах. Простираение систем обычно резко дискордантно к древним структурам. Местами древний фундамент выступает по всей ширине систем, как бы разрывая ее. Такая картина наблюдается, например, в месте пересечения древнего пояса Рузизи — Убенди и

Некоторые параметры интракратонных складчатых систем

Система	Длина, км	Ширина, км	Мощность, м	Ориентировка системы и преобладающее простирающиеся складок	Направление дивергентности складчатости
Эспиньясу	2200	150	От сотен до тысяч	Меридиональное	На запад и восток в стороны краонов
Аракса — Эстрондо	1500	100—300	Более 2000	От СЗ 60° до меридионального	То же
Парагвай — Арагуая	3200	100—250	5000 (передовой прогиб — 5000)	Изогнутые субмеридиональные	На запад
Бразилиа	1100	200	3000	ССЗ	На восток
Сержипи	350	До 220	Тысячи	Субширотная	На юго-запад и северо-восток
Тижукас	1200	25—100	Тысячи	СВ	На северо-запад и юго-восток
Кибарская	1700	50—350	11 650	ССВ	Отсутствует или на северо-запад
Дамаро-Катангская	2300	250—600	До 10 000	СВ	На север, запад, восток
Западно-Конголезская	1300	100—350	До 8 000	ССЗ	На северо-восток
Мавританская — Роккелл	1650	25—120	Тысячи	Меридиональная	На восток
Транссахарский пояс (Угарта — Ахагар — Атакориды)	2700	50—450	До 20 000	То же	На запад

Карагве — Анколид. Наложенный характер позднедокембрийских зон по отношению к структурам древнего фундамента наблюдается повсеместно. Исключением является лишь система Маунт-Айза Австралии, развивавшаяся унаследованно с раннего протерозоя.

2. Существенно терригенно-карбонатный характер выполнения при сравнительно незначительном развитии бимодального вулканизма. Несмотря на то, что вулканы отмечены практически во всех структурах данного типа, общее количество их в разрезах невелико. При этом преобладают основные разности в виде базальтов, близких по своему характеру к траппам, как, например, в Дамарском поясе. Иногда отмечается присутствие базальтов и риолитов (Кибариды). По развитию вулканизма рассматриваемые пояса разделяются на две группы (рис. 18). В разрезах первой из них вулканы почти отсутствуют (Кибариды, Западные Конголиды, Катангиды и др.). В другой их присутствие более заметно (Дамариды, системы пояса Рибейра).

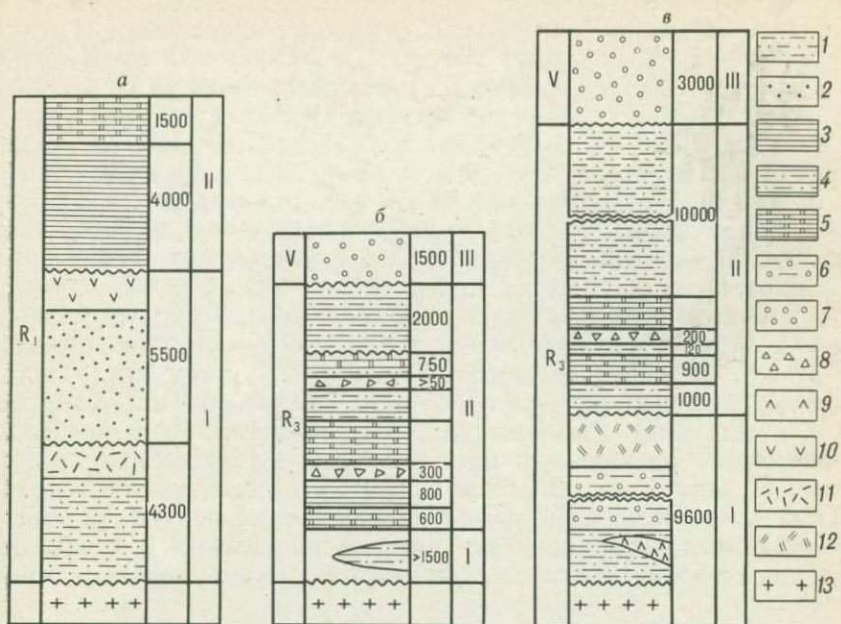


Рис. 18. Формационные ряды интракратонных энсиалических систем позднего докембрия Гондваны.

*a* — Кибариды; *б* — Катангиды; *в* — Дамариды (северная и центральная части).  
 Осадочные формации: 1 — глинисто-песчаниковая; 2 — фаллаховая; 3 — аспидондная; 4 — флишондная; 5 — карбостромовая; 6 — молассоидная; 7 — молассовая; 8 — тиллоидная; 9 — эвапоритовая. Вулканогенные формации: 10 — базальтовая; 11 — риолитовая; 12 — щелочно-риолитовая. 13 — сиалический фундамент. Тектонические группы (комплексы) формаций: I — ранней стадии развития — рифтовые; II — средней стадии развития — комплексы погружающейся диагеосинклинали; III — инверсионной (орогенной) стадии развития

3. Широкое развитие процессов гранитоидного магматизма. Граниты в виде синтетектонических и пост-тектонических интрузий присутствуют почти во всех рассматриваемых системах. Исключение составляет Западно-Конголезская система Центральной Африки, представляющая северное окончание меридионального отрезка Дамарской системы или Протоюжноатлантического пояса Гондваны. Здесь эндогенные процессы, столь широко развитые в основной части этой крупной палеоструктуры, видимо, испытывали «вырождение». Гранитизация является весьма существенной особенностью энсиалических интракратонных систем. Более подробно она рассматривается ниже при описании их тектонического развития.

4. Своеобразный рисунок в плане, характеризующий резкое затухание рассматриваемых зон на обоих концах, торцовое сочленение со структурами фундамента, прямолинейный характер ограничений, параллельность или субпараллельность боковых границ, имеющих в основном разломный характер. Эти черты хорошо вид-

ны на палеотектонических картах, где изображены системы Эспиньясу, Западно-Конголезская, Кибаро-Анколийская и другие, «слепо» заканчивающиеся обеими концами в теле фундамента и вытянутые в меридиональном и субмеридиональном направлениях при сравнительно небольшой ширине. При этом «обрыв» рассматриваемых зон часто происходит без какого-либо сужения дистальных ограничений. Эту особенность рисунка в плане можно увидеть лишь в современных и древних континентальных рифтовых зонах. Указанная аналогия становится еще более очевидной, когда интракратонные подвижные зоны подобного рода группируются либо в субпараллельные системы (северо-восток Бразилии, Нигерия), либо, что еще более наглядно, в разветвленные системы, как это имеет место в Центральной Африке, где Кибаро-Анколийский и Ирумидский пояса соединяются цепочкой узких зон Укинга — Итиасо. В данном случае происходит обособление отдельных блоков фундамента (Замбийский щит), и картина в целом весьма напоминает современную Восточно-Африканскую рифтовую систему с ее Западным и Восточным рифтовыми сегментами, обособлением Дододомского блока и т. д. Примечательно, что рассматриваемая позднедокембрийская система подвижных зон находится на продолжении Восточно-Африканской системы континентальных рифтов.

5. Своеобразный характер структурно-формационной зональности или ее отсутствие. В ранне-среднерифейских подвижных системах зональность, по существу, отсутствует. Вся система в поперечном сечении обычно однородна и сложена однотипно. Различия носят лишь структурный характер в связи с появлением асимметричности, областей различной интенсивности складчатости и т. д. Выраженная продольная структурно-формационная зональность начинает отмечаться лишь в подвижных зонах, заложенных с позднего рифея, в частности, она присутствует в Западных Конголидах, Дамаро-Катангском поясе.

В Западных Конголидах с ЮЗ на СВ, по Ж. Девиню [2], выделяются внутренняя зона, сложенная отложениями группы Сансиква; промежуточная, сложенная породами Нижнего Тиллита Верхней серии Шилоанго и сланцево-известняковой системы, залегающих на группе Сансиква; внешняя, сложенная отложениями серий Мпиока и Инкиси, залегающих в основном на древнем фундаменте. В указанной зональности при всей самостоятельности отдельных зон обращает на себя внимание то, что они практически развивались не синхронно, а возникли в результате миграции, накатывания зон с ЮЗ на СВ. Промежуточная зона возникла у подножия поднятия пород Сансиквы, а внешняя зона представляет собой, по существу, передовой прогиб, выполненный молассоидными обломочными породами, образовавшимися за счет размыва горных сооружений на западе. Таким образом, данная зональность не имеет ничего общего с зональностью ортогеосинклинали. Характерно, что отложения Западных Конголид, выполаживаясь в восточном

направлении, переходят в однотипные платформенные отложения синеклизы Конго.

В Дамаридах отмечается более сложное внутреннее строение. С севера на юг, от края кратона Конго, выделяются [41] три зоны: 1) миогеосинклинальная переходная, 2) эвгеосинклинальная, 3) южная. Следует отметить, что выделение мио- и эвгеосинклинали в данном случае преимущественно основано лишь на различии в метаморфизме и гранитизации. Все зоны выполнены по существу одними и теми же литологическими комплексами. Достаточно сказать, что тиллит Чуос прослеживается по всей ширине пояса от его северного до южного края.

Эвгеосинклинальный комплекс, в строгом смысле этого слова, за исключением узкой зоны амфиболитов Матчлесс и южной, приатлантической зоны, где отмечены небольшие единичные тела гипербазитов, полностью отсутствует в Дамаридах. Повсеместно присутствует сиалический фундамент.

— Миогеосинклинальная зона сложена отложениями слабометаморфизованными и переходящими постепенно на севере в платформенный чехол. К югу метаморфизм увеличивается и в центральной части «эвгеосинклинальной» зоны достигает амфиболитовой фации. Здесь же за счет развития процессов анатексиса распространены главные гранитные плутоны пояса. На южном окончании «эвгеосинклинали» вдоль разлома Окаханджа в верхней части разреза присутствует горизонт метаморфизованных базальтов — «амфиболиты Матчлесс». В пределах южной зоны шириной около 100 км метаморфизм вновь ослабевает, отмечается сокращение мощности разреза, но очень резко возрастает интенсивность складчатости, проявляется четкая вергентность к югу, а вдоль края пояса отмечаются довольно крупные шарьяжи. Последние проявились уже в палеозое, так как покровы надвинуты на группу Нама. В связи с этим повышенная деформация южной зоны является, видимо, более поздней по отношению к главному Дамарскому орогенезу. Без этой особенности южная зона по своему строению приблизится к северной «переходной» и таким образом наметится симметричная зональность для геосинклинального этапа формирования пояса за счет двух внешних и одной внутренней зон.

б. Стадийность проявления деформаций в виде нескольких последовательных фаз с изменением осей напряжений, развитие линейной складчатости, куполов облекания, тектонических разломов разных типов, в том числе и шарьяжей. В системах пояса Рибейра породы смяты в сжатые складки с осями, ориентированными СВ  $30^\circ$ , с вергентностью, направленной в стороны блоков фундамента разделяющих зоны. Здесь выделяется от двух до трех [21] фаз деформации, в процессе которых, кроме складчатости, активно проявились движения по продольным разломам субмеридионального простирания, в особенности вдоль граничных разломов, окаймляющих выступы фун-



дамента. Вместе с тем, в процессе бразильского орогенеза возникли поперечные нарушения сдвигового характера. Самым крупным из них явилась зона Сан-Паулу, вдоль которой, по данным У. Хасуи, имело место правостороннее смещение с амплитудой около 350 км.

Чрезвычайно большую роль играли разломы в становлении структурного плана Северо-Восточной Бразилии. Их возникновение обусловило, как и в поясе Рибейра, систему грабенообразных прогибов, разделенных блоками фундамента. Впоследствии, во время орогенеза вызванного СЗ — ЮВ сжатием, возникли широтные сдвиги с преимущественно левосторонним смещением. Главнейшие из них — Пернамбуку, Паранба, Гранджа, Санта-Роза и др. Движения по многочисленным разломам обусловили чрезвычайно запутанную структуру с искривленными складками, но в целом выдержано северо-восточное простирание. Здесь также выделяются две основные фазы складчатости [21].

В Кибарской системе выделяется кибарская главная складчатость (1300 млн. лет), включающая несколько этапов, а также позднекибарский диастрофизм приблизительно на уровне 1000 млн. лет. Такие же приблизительно эпохи устанавливаются и в других поясах, связанных с Кибаридами — Ирумидами, Укинга, Итиасо. Стиль складчатости в Кибаридах довольно простой. В лучшей изученной южной части пояса отмечается ряд субпараллельных антиклинорий и синклинориев северо-восточного простирания, опрокинутых на северо-запад. Синклинали, как правило, осложнены более мелкой складчатостью, сжаты и имеют изоклиналильный характер. Антиклинорные структуры обладают более простым строением.

В осевой части Ирумид породы смяты в изоклиналильные вертикальные складки, которые по периферии пояса переходят в опрокинутые осложненные многочисленные надвиги. Структура складчатой системы Итиасо представляет собой широкий асимметричный синклинорий с более крутым западным крылом, ось которого протягивается с северо-запада на юго-восток. Система Укинга характеризуется сложной изоклиналильной складчатостью, взбросами и надвигами юрского типа.

Преобладающими структурами Луфилийской дуги Катангского пояса являются линейные складки с ундулирующими шарнирами, а также купола и мульды. Вблизи форланда складки часто бывают опрокинуты на С и СВ, с образованием надвигов. Характерной особенностью Луфилийской дуги является наличие так называемой «дуги гранитных выступов» — цепи куполообразных поднятий, в ядрах которых обнажаются породы архея и древние граниты. Основной структурной единицей Медного пояса Замбии является антиклиналь Кафуэ, протягивающаяся в северо-западном направлении на 100 км. Она представляет собой наиболее крупное куполообразное поднятие. На востоке к ней примыкает синклиналиль Муфулира, переходящая в субгоризонтальные платформенные отложения. На западе и юго-западе антиклиналь Кафуэ граничит

с центральным синклиналием Катангид. Далее к северо-западу (пров. Шаба) тектоническое строение усложняется. Наблюдаются системы антиклиналей западно-северо-западного и субширотного простирания, опрокинутые на север и разбитые многочисленными разрывами. Здесь же описаны шарьяжи с амплитудой до 25 км. Сложная структура Катангид явилась результатом нескольких фаз деформаций: ломалийской (950 млн. лет); раннелуфилийской (863 млн. лет); позднелуфилийской. Последняя, вероятно, имела место около 630 млн. лет, согласно датировке уранинита Шинко-лобве. Поднятие куполов происходило около  $570 \pm 40$  млн. лет.

Общий структурный план Западных Конголид асимметричный и характеризуется увеличением степени тектонических деформаций с северо-востока на юго-запад. На участках, примыкающих к склону массива Шайю (внешняя зона), отложения залегают почти горизонтально, с едва заметным наклоном пластов к югу или юго-западу, местами отмечается пологая волнистость. Однако в юго-западном направлении (промежуточная зона) интенсивность складчатости быстро возрастает, складки приобретают все более ясно выраженную вергентность к северо-востоку. Наконец, вблизи осевой части хребта Маюмбе (внутренняя зона) развиты узкие, опрокинутые к северо-востоку складки с пережатыми крыльями, осложненные надвигами. Главная фаза западно-конголезской орогении датируется Л. Каэном и др. [4] в  $743 \pm 16$  млн. лет. Фаза, предшествующая серии Инкиси — в  $613 \pm 20$  млн. лет. Кроме того, имели место движения Постинкиси.

В Дамарском поясе также отмечается неоднократно проявление фаз складчатости. А. Кренер и др. [37] выделяют здесь катангскую (700—600 млн. лет) и дамарскую (500 млн. лет) фазы. Отложения супергруппы Дамара севернее разлома Окаханджа смяты в линейные складки с субвертикальными осевыми плоскостями. Южнее этого разлома интенсивность складчатости резко возрастает. Отмечаются опрокинутые складки и надвиги. Еще дальше к югу в горах Науклуфт развиты крупные покровы — пластины, сложенные дамарскими породами, которые перекрывают тектонически фундамент южного борта пояса и отложения группы Нама.

7. Региональный метаморфизм низких и средних давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (типа Барроу). В качестве примера рассмотрим описание прогрессивного регионального метаморфизма группы Бруски в системе Тижукас пояса Рибейра, по Ф. Сильве и др. [21]. Здесь с северо-востока на юго-запад выделяются: 1) хлоритовая зона (15 км), сложенная филлитами; 2) биотитовая (1 км) — биотит-мусковит-кварц-хлоритовые сланцы; 3) альмандиновая (8 км) — гранат-биотит-кварц-альбитовые сланцы и гнейсы; 4) ставролитовая (2,5 км); 5) андалузитовая (1,5 км); 6) силлиманитовая (3 км). Последние три зоны соответствуют амфиболитовой фации и приурочены к контакту с гранитным плутоном. Проявление метаморфизма было тесно связано с ходом деформаций бразильского цикла.

Выделено четыре фазы метаморфизма, соответствующие трем фазам деформации. В первую, главную фазу складчатости произошло внедрение гранитов и формирование минеральных ассоциаций амфиболитовой фации. Последующие фазы складчатости сопровождались ростом порфиробласт хлорита, новообразованием слюдястых минералов. Заключительная фаза метаморфизма обусловила незначительный диафторез пород.

В системе Апия также отмечается метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (гранатовые амфиболиты), тогда как нижние части разреза серии Асунгуи мигматизированы.

В системе Эспиньясу метаморфизм проявился слабо. В западной части он несколько увеличивается вместе с увеличением интенсивности складчатости, достигая зеленосланцевой фации.

Близкий по характеру метаморфизм отмечается в верхнедокембрийских породах Нигерии. Так, метаконгломераты и метапсаммиты трюга Анка испытали зеленосланцевый метаморфизм средней степени, синхронный с первой фазой деформации, так же как и мусковит-хлоритовые филлиты трюга Мару.

В некоторых поясах метаморфизм достигает лишь самых низких ступеней зеленосланцевой фации или отсутствует вообще. Отложения, слагающие Западно-Конголезскую систему, практически не метаморфизованы, за исключением самых нижних горизонтов, затронутых эпизональным метаморфизмом. Наибольшая степень изменения — в зеленосланцевой фации — отмечается в южной части (Северная Ангола), где имели место значительные тектонические деформации.

Аналогично в этом смысле развивались Катангиды. Верхняя часть разреза здесь практически не метаморфизована. Лишь к западу и югу от Медного пояса в нижних формациях отмечается зеленосланцевый метаморфизм высокой степени.

Региональный метаморфизм Кибарской системы также слабый. Лишь нижняя часть разреза достигает ступени двуслюдяных сланцев, которые могут переходить в мигматитовые гнейсы. Хорошо изучен в настоящее время метаморфизм Дамарской системы [37, 41 и др.]. Он изменяется в разных местах от зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой фации. На севере, в миогеосинклинальной зоне, развиты слабометаморфизованные породы. Региональный метаморфизм достигает высокой степени в центральной части системы. Он характеризуется здесь условиями относительно низкого давления (3 км) и высокой температуры (660 °С), что выражается изоградами кордиерита, силлиманита и проявлением анатексиса в так называемой «центральной гранитной зоне». К югу от разлома Окаханджа степень регионального метаморфизма вновь уменьшается от ставролитовой изограды до биотитовой, условия метаморфизма изменяются: давление становится выше, а температура не превышает 550 °С. Таким образом, изменение стили метаморфизма в Дамаридах соответствует зональности пояса.

Тектонический анализ показывает, что развитие подвижных зон данного типа проходит в большинстве случаев через три стадии: рифтовую, геосинклинальную и орогенную, хотя отдельные системы могут приостанавливать свое развитие на разных стадиях.

Комплексы рифтовой стадии. Заложение рассматриваемых систем повсеместно происходило на фоне растяжения литосферы. На это, помимо прямолинейного разломного характера их ограничений и своеобразного рисунка в плане, указывает набор осадочных и магматических образований, соответствующих отложениям, выполняющим современные эпиконтинентальные рифтовые впадины, и магматизму, который проявлен в них. Это обычно мощные (до 10—15 км), преимущественно терригенные отложения, образовавшиеся за счет местного размыва, содержащие многочисленные псефитовые пачки. При этом широкое развитие получают глинисто-песчаниковые, молассоидные, фаллаховые формации. Иногда они полностью выполняют пояс Эспиньясу. Комплекс аркозов, конгломератов, кварцитов и сланцев по существу отмечается в основании всех рассматриваемых поясов. Им соответствуют нижние части разрезов групп Сеара, Алксод, Анка, группы Киаора и Луфира Кибария, группы Сансиква, Нижний Роан, Носиб и др. Эти терригенные отложения характеризуются весьма изменчивой мощностью от нуля до тысяч метров. Такая изменчивость связана с грабеновым характером контролирующих их структур. На данной стадии в некоторых системах отмечается присутствие эвапоритов. Продукты магматизма характеризуются неоднородностью состава и неравномерностью распространения. Формирование осадочных комплексов может сопровождаться лавовыми и дайковыми сериями базальтов, а также другими магматическими комплексами от щелочных ультрабазитов до риолитов. На данной стадии развиваются породы преимущественно с щелочным уклоном, формируются щелочно-риолитовые серии (Дамариды).

В троге Тиририн в нижней части разреза развиты силлы оливковых габбро мощностью до 100 м и редко секущие дайки диабазов, силлы кислых лав от риолитов до риодацитов мощностью до 50 м; дайки и силлы среднезернистых лейкократовых гранодиоритов. В кровле нижней серии разреза кибария — Киаора в небольшом количестве присутствуют риолиты, а в кровле вышележащей серии Луфира — редкие основные лавы. В Южной Шабе в разрезе Нижней Мвашии и Роана развиты горизонты измененных основных туфов, а также силлы долеритов. В поясе Эспиньясу присутствуют кислые вулканиты и основные дайки. В зоне Пенсакола в основании разреза залегают риолитовые силлы мощностью до 100 м и некки диаметром до 60 м, а также силлы диабазов мощностью до 60 м.

Часто на данной стадии возникает одновременно несколько параллельных грабенов, разделенных горстообразными блоками фундамента. Такая обстановка отмечается в ранний этап развития Дамарской системы [41]. Здесь возникли три грабена (рис. 19) средней шириной около 50 км, что соответствует ширине нормаль-

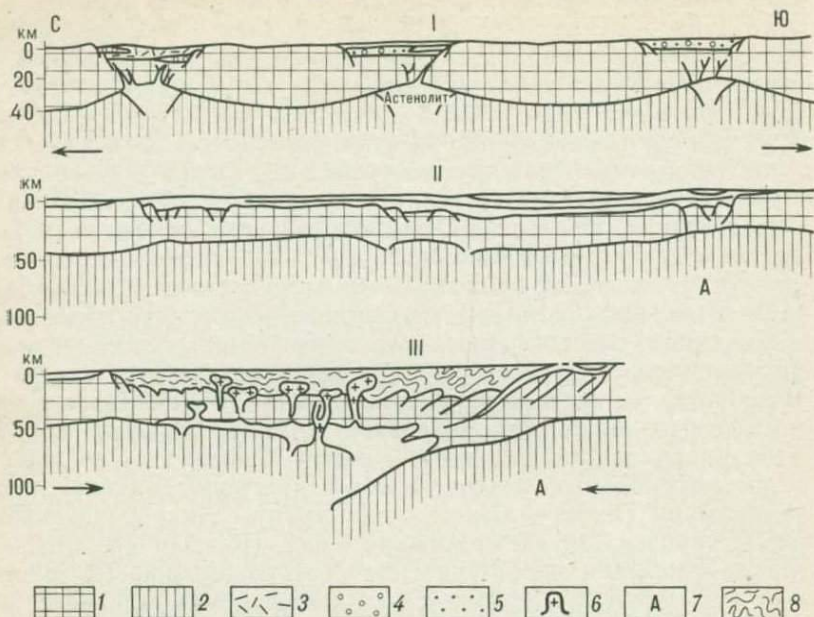


Рис. 19. Стадии развития (I—III) Дамарской системы, по [35, 39].

1 — кора; 2 — верхняя мантия; 3 — субщелочные вулканы; 4 — конгломераты; 5 — песчаники; 6 — гранитоиды; 7 — астеносфера; 8 — осадочный комплекс

ного континентального рифта. Ограничивающие их сбросы имели широтное простирание. Амплитуда опускания по ним достигла нескольких тысяч метров. Грабены заполнялись обломочными отложениями группы Носиб. В северной рифтовой зоне имели место экструзии риолитов, порфиров, эпидозитов, сопровождающиеся интрузиями нефелиновых сиенитов и габбро. Центральный грабен сложен в основном кварцитами, а в пределах блока фундамента, отделяющего его от северного грабена, развиты многочисленные дайки палеотипных риолитов, возникших при образовании этой рифтовой зоны. Южное крыло Центрального грабена, ограниченного разломом Окаханджа, содержит риолитовые лавы. Среди отложений группы Носиб, выполняющих грабен, отмечено присутствие ангидрита, что указывает на его сходство с Рейнским грабеном и Донецким авлакогеном, где соответственно присутствуют третичные и девонские эвапориты. Южный грабен шириной 30 км выполнен крупнозернистыми полевошпатовыми кварцитами, валунными конгломератами, снесенными с юга. Мощность отложений, как и в предыдущем случае, резко изменяется от 6000 м на юге до нуля на севере, что указывает на крупные перемещения вдоль разломов.

Таким образом, накопление группы Носиб происходило непосредственно на кристаллическом фундаменте в трех разобнесенных рифтогенных структурах и сопровождалось излиянием риолитов, внедрением щелочных и субщелочных интрузий.

Комплексы геосинклинальной стадии. Данная стадия обособляется в различных системах неоднозначно. В одних случаях эта стадия отражена в незначительном изменении формационного ряда и подчеркивается в основном складчатостью и гранитизацией. В других — она четко отделяется от предыдущей по смене формаций, по характеру магматизма; с ней часто связано изменение пространственного положения системы, возникновение структурно-фациальной зональности и т. д. В третьих, складчатость, по существу, отсутствует, и все развитие системы идет по схеме развития авлакогена: заложение, проседание, инверсия [11].

В таких системах как Кибариды, Алексоиды, Ирумиды и др. первоначальная структура единичного рифтогена или чередования грабенов и горстов в основном сохраняется в течение всей последующей эволюции. Пояс существенно не расширяется, и все эволюционные изменения происходят в раме первичного прогиба. Однако на данной стадии обломочные рифтогенные комплексы сменяются вверх карбонатно-глинистыми отложениями, что указывает на залегание этих терригенных толщ в основании трансгрессивной серии осадконакопления. Вулканизм в течение данной стадии может существенно не изменяться и носить, как и в рифтогенную стадию, смешанный характер; преобладают продукты основного состава в виде базальтов и диабазов, но следует отметить, что вулканы имеют подчиненное значение в выполнении рассматриваемых подвижных зон.

В разрезе Кибария три нижние серии, сложенные кварцитами и филлитами, образующими фаллаховую формацию, по Б. М. Келлеру, общей мощностью до 14 км, сменяются вышележащей серией Лубуди, представленной черными графитовыми сланцами, известняками, доломитами мощностью до 1850 м.

Группа Асунгуи системы Апия в поясе Рибейра в основании сложена кварцито-филлитовой серией Ситува (2500 м), сменяющейся вверх толщей из трех серий (7500 м), сложенных известковистыми кварцитами, известняками, доломитами, содержащими породы основных пород.

Уругвайская зона пояса Рибейра сложена серией Лаваллея, представленной внизу кварцитами, алевролитами, филлитами, трахитами, липаритами и лавами основного состава, а сверху содержит мраморы, доломиты, итабириты, графитовые сланцы.

Наиболее четко изменение формационного состава, соответствующее рассматриваемой стадии наблюдается в Западно-Конголезской и Дамаро-Катангской системах. Здесь завершение рифтогенной стадии привело в одном случае к смещению области осадконакопления (Западные Конголиды) за счет поднятия Сансиква, а в другом случае — к ее расширению за счет обширного прогибания. В Дамаридах на месте разобщенных грабенов возник единый прогиб (см. рис. 19); трансгрессия Кунделунгу привела также к расширению области осадконакопления в Катангском сегменте. Во всех этих зонах почти синхронно происходит формирование однотипных ассоциаций отложений; 1) песчаники, известняки, слан-

цы; 2) тиллоиды; 3) известняки, сланцы, доломиты; 4) тиллоиды; 5) флишоидное переслаивание (песчаники, сланцы). Вулканизм основного состава присутствует лишь в виде нескольких силлов и прослоев в Нижнем Тиллите групп Кунделунгу, Свакоп. В разрезе последней он несколько увеличивается в зоне Матчлесс. Здесь во флишоидной части разреза (формация Куисеб) выделяется толща «амфиболитов Матчлесс» мощностью около 100 м, включающая подушечные лавы, местами согласные интрузии габбро. Эти вулканиты переслаиваются с осадочными отложениями.

В разрезах подвижных систем Эспиньясу, Нигерии, Северо-Восточной Бразилии, Итиасо, Укинга и др. практически не отмечается изменений формационного ряда по сравнению с рифтогенной стадией развития.

Весьма существенной чертой эволюции всех рассматриваемых энциалических поясов явилось проявление в них складчатости, метаморфизма и синтектонического гранитоидного магматизма (за исключением Западных Конголид, где отсутствуют граниты).

Широко развиты граниты в северо-восточной (Карианской) складчатой области Бразилии, где они группируются Е. Санто-сом [21] в 4 плутонические провинции. Наблюдается тесная пространственная связь крупных гранитных батолитов с разломами, ограничивающими зоны, выполненные верхнедокембрийскими образованиями группы Сеара, и разделяющие их переработанные массивы древнего основания.

На северо-востоке Бразилии наиболее широко (90 % общего объема) развиты синтектонические гранитоиды в виде крупных батолитов с возрастом  $650 \pm 30$  млн. лет [20]. Среди них различаются нижний гетерогенный комплекс от диоритов до нормальных гранитов и более кислая интрузивная серия, представленная тоналитами и нормальными гранитами. Выделяется два комплекса позднектонических гранитоидов: монзонит-адамелитовый типа Модерна и щелочногранит-сиенитовый типа Катингуэйра. Видимо, к этому же типу относится хорошо изученное тело кварцевых сиенитов Качеринга в массиве Пернамбуку-Алагоас с возрастом (Rb/Sr)  $570 \pm 25$  млн. лет. Синорогенные гранитоидные плутоны Северо-Восточной Бразилии формировались в нижних частях позднедокембрийских трогов за счет анатексиса выполняющих их осадочно-вулканогенных образований, тогда как поздние и посттектонические гранитоидные комплексы являются продуктами частичного плавления нижней коры [21].

Аналогичное развитие позднедокембрийского гранитоидного магматизма устанавливается Е. Верником и др. [21] для пояса Рибейра Юго-Восточной Бразилии. Интрузии гранитов здесь также контролируются главными разломами, отделяющими древние массивы от складчатых систем. Отмечается полифазность внедрения, как и на северо-востоке, однако в поясе Рибейра наибольшим распространением пользуются позднектонические интрузии. Они приурочены в основном к троговым комплексам, тогда как синтектонические тела — к древним массивам.

Некоторые поздние и посттектонические гранитоиды пояса Рибейра формируют мигматиты. Отмечается непрерывный характер становления полифациальных интрузивных комплексов без существенных пауз от синтетектонических к посттектоническим гранитам.

Количество интрузий в различных зонах и массивах пояса Рибейра изменчиво. Всего описано 52 интрузии. Они занимают около 60 % площади пояса. Состав меняется от диоритов до гранитов известково-щелочного и щелочного ряда.

Е. Верник [21] подчеркивает полифазный характер внедрения гранитоидов северо-восточных и юго-западных областей Бразилии, образование их за счет повторяющегося анатексиса на различных коровых уровнях и роль тектонических разломов в структурном контроле распространения гранитоидов. Время внедрения синтетектонических диорит-порфиритов и тоналитов оценивается им в  $650 \pm 30$ , позднетектонических — в  $540 \pm 25$ , а посттектонических — в  $510 \pm 460$  млн. лет.

Гранитоидный магматизм Кибаро-Анколийского пояса также разделяется на разные фазы. Наиболее ранним из них отвечают порфиридные граниты Мванза, а также равномернозернистые граниты Биа-Маунтэнс и Букена — Манано. Они соответственно датированы Rb/Sr методом в  $1310 \pm 40$ , 1300 и  $1250 \pm 70$  млн. лет.

Весьма широко процессы гранитизации проявились в центральной части Дамарского пояса. Они выразились в мигматизации и анатексисе. Мигматизацией в основном были затронуты граувакковые толщи подгруппы Комас. Впоследствии за счет их частичного плавления возникли две группы паравтохтонных гранитоидных магм. Синтетектонические граниты (мигматитовая неосома) обычно согласны и деформированы. Эти граниты характеризуются светлой окраской и пегматоидной структурой и названы Гиверсом гранитами Салем Позднетектонические граниты Ганиас занимают субсогласное положение по отношению к вмещающим породам, а посттектонические — Ухима, Соррис-Сорис, Донкерхон — явно дискордантное. С гранитами Ганиас — Ухима обычно ассоциируют светлые и розовые пегматиты. Источником магмы для указанных гранитов явились расплавы, возникшие в результате анатексиса осадочных пород супергруппы Дамара, а именно кварцитов Носибба, граувакк Комаса и подстилающих гнейсов. Вследствие тектонических напряжений произошла миграция этих магм в эпизону Дамарского орогена. Становление гранитоидов контролировалось разломами.

В Катангском поясе также имели место синтетектонические и посттектонические гранитоидные интрузии. К числу первых относятся гранит Лусака, а также основная часть батолита Хук района Кафуэ. В Медном поясе гранитоиды отсутствуют. Развитые здесь пегматиты и метасоматиты в породах группы Роан относят за счет ремобилизации гранитов фундамента. Гранитные интрузии в Нижнем Роане описаны на юго-востоке Катанги.



Сравнительно небольшие тела гранитоидов развиты в зоне Пенсакола Антарктиды. Они датированы 550 млн. лет [31], однако не исключена возможность, что эта цифра является омоложенной, либо отражает посттектонические внедрения.

Комплексы орогенной стадии. В конце своего развития рассматриваемые системы испытали общее поднятие, последовавшее за главной складчатостью, что привело к формированию за счет размыва этих поднятий молассоидных толщ в структурах типа передовых прогибов или межгорных впадин. Этот процесс сопровождался посттектоническим гранитоидным магматизмом в пределах складчатого подвижного пояса.

Как указывалось выше, образование морфологического поднятия в некоторых поясах и формирование молассоидных толщ значительно отставали от главной складчатости. Этот интервал в Кибаридах и одновозрастных поясах достигал 300 млн. лет. Возникающие рядом с такими горными сооружениями впадины (Бушимае, Роан, Буанджи, Макаукас) характеризовались своеобразным формационным набором, повышенным содержанием толеитовых вулканитов и т. д. Эти впадины нельзя отнести к эпигеосинклинальным орогенным. Более обоснована их принадлежность к впадинам эпохи активизации, или дейтерогенным впадинам, по В. К. Боголепову.

В позднерифейских и вендских подвижных зонах орогенный этап следует «нормально» вслед за главной складчатостью, внедрением синтектонических гранитоидов, метаморфизмом. С данным этапом связано внедрение посттектонических гранитоидов.

В Каририанской складчатой области (Северо-Восточная Бразилия) посттектонические граниты развиты локально. К ним относятся секущие щелочные массивы в районах Собрал и Гроанрас. Становление их имело место в интервале 510—460 млн. лет [20]. Также локально и в виде небольших интрузивных тел присутствуют посттектонические граниты в поясе Рибейра. Молассоидные континентальные красноцветные толщи и кислые вулканиты накапливались в грабенообразных впадинах, наложенных на древний фундамент и складчатые зоны (Жаибарас, Жуа, Джара, Ситиа в Каририанском поясе). В поясе Рибейра выделяется несколько таких впадин, выполненных вулканогенно-осадочными образованиями серий Гуаратубинья, Марика, Итажай, Камаринья, Кастру и др.

В троге Анка (Нигерия) на раннеорогенном этапе произошло становление комплекса вулканитов Бункасау с высоким содержанием калия, а в троге Мару — посттектонического сиенитового плутона Каномы.

Наиболее характерными посттектоническими гранитоидами Кибарской системы являются равнозернистые лейкократовые, мусковитовые оловоносные граниты и ассоциирующие с ними пегматиты, датированные в интервале 1100—965 млн. лет. В последние годы аналогичные граниты с возрастом  $976 \pm 10$  млн. лет обнаружены Л. Казном и др. в породах группы Итомбве Восточного

Киву. Вероятно, еще более молодыми являются посттектонические сенинты и нефлиновые сенинты Восточного Заира, Руанды и Бурунди.

В Катангской системе посттектонические граниты, кварцевые порфириды, пегматиты присутствуют в составе батолита Хук района Кафуэ (Замбия). Складчатые породы Кунделунгу также интродуцируются посттектоническими сенинтами и габбро. Орогенному этапу Катангид соответствует накопление нижней и верхней молассы Плато в структуре типа передового прогиба. Посттектонические сенинты прорывают серию Мафинги Ирумид. Здесь, как и в вышеупомянутом поясе Мару, проявился только посттектонический гранитоидный магматизм.

В складчатой Западно-Конголезской системе орогенный магматизм полностью отсутствует, однако здесь хорошо выражен передовой прогиб, выполненный мощными молассоидными толщами Мпиока (нижняя моласса?) и Инкиси (верхняя красноцветная моласса).

В Дамарской системе наблюдается обратная картина. Здесь моласса, представленная терригенной группой Мулден, развита лишь на севере. Во внутренней части системы активно проявился посттектонический магматизм в виде гранитов Хоремис, Ачас, Гавиб, Соррис и др., возникших за счет кристаллизации остаточных магм, обогащенных щелочью в более жестких стабильных условиях, последовавших за главной складчатостью.

В геодинамическом аспекте это, по-видимому, связано с затуханием сжимающих напряжений и изостатическим выравниванием, обусловившим движения по вертикальным разломам и общий подъем системы.

Анализ строения и особенностей развития существенно энсиалических интракратонных подвижных поясов показывает их значительное сходство с авлакогенами. Вместе с тем обнаруживаются и существенные отличия, главное из которых заключается в широком развитии в пределах данных поясов синтетектонических и посттектонических гранитоидов. Проявление гранитоидного магматизма в подобном масштабе нигде не отмечено в авлакогенах и современных континентальных рифтах. К этому следует добавить развитие продольной зональности, метаморфизм, доходящий в некоторых поясах до амфиболитовой фации, сложную линейную складчатость и развитие тектонических покровов, образование орогенных структур, выполненных молассами. Это свидетельствует о том, что данные пояса «пошли дальше» в своем развитии и, оставаясь линейными структурами платформ, приблизились к геосинклиналям. Мы и можем отнести их к геосинклиналям, но геосинклиналям особого типа, возникшим из континентального рифта на фоне относительно умеренного растяжения и разрыва земной коры.

**Энсиматические складчатые геосинклинальные системы.** К ним относятся внутриконтинентальные складчатые сооружения, в составе которых в той или иной степени, чаще всего в разобщенном виде, присутствуют породы офиолитовой ассоциации. Все они на-

ходятся в Западной Гондване, т. е. в Африке и Южной Америке. Это Мавритано-Сенегальская система и ее продолжение — Центрально-Бразильская, образующие на реконструкции Гондваны Мавритано-Бразильский пояс; Ахагаро-Атакорский пояс с незначительным продолжением в Южной Америке; некоторые участки Протоюжноатлантического пояса (зоны Апия, Гарип, юг меридионального отрезка Дамарид), а также Сержипский пояс. Внутреннее строение рассматриваемых поясов, как правило, характеризуется четкой продольной зональностью. Здесь намечаются внешние, обычно амагматичные, зоны и внутренние, содержащие ультраосновные образования.

В пределах Мавританид, характеризующихся весьма сложным складчато-покровным строением, выделяются три структурно-формационные зоны меридионального простираания [16 и др.].

1. Западная зона, сложенная серицитовыми сланцами и кварцитами Бакел — Мбут — Моктар — Лехтар или серией Уа-Уа. Эти складчатые образования залегают несогласно на древнем гранитизированном фундаменте и породах Центральной зоны. В целом в структуре зоны преобладают меридиональные или северо-северо-восточные изоклинальные складки, запрокинутые к востоку.

2. Центральная зона («Мавританская ось», серпентинитовый пояс) располагается к востоку от массива Гидимака и Западной зоны. В ее строении принимают участие вулканогенно-осадочные группы Гадель и Ауиджа и их эквиваленты, а также многочисленные тела серпентинитов. Совместно они представляют геосинклинальный комплекс с отчетливым офиолитовым характером. Серпентиниты образуют четковидные выходы, вытянутые вдоль оси рассматриваемой зоны, и формируют «серпентинитовый пояс» Мавританид. Их структурное положение не может считаться выясненным до конца, хотя по этому поводу Ж. Широном [4] были проведены специальные исследования. Он считает, что ультраосновные породы внедрились в нижние горизонты слюдяно-сланцевого комплекса серии Гадель и, таким образом, локализуются в ее основании. При этом предполагается интрузивный характер становления ультрабазитов, на основании несогласных взаимоотношений с вмещающими породами и присутствия ксенолитов последних в ультрабазитах. Вдоль или рядом с основной полосой серпентинитов обнажаются небольшие массивы габбро. Ж. Широном отмечает ассоциацию серпентиниты — яшмоиды — карбонаты в составе серии Гадель и пространственную независимость ультрабазитов от основных вулканитов вышележащей серии Эль-Ауиджа, несогласно залегающей на породах серии Гадель и сложенной в основном слюдяными сланцами. Это обстоятельство не позволяет говорить о присутствии единого полного разреза офиолитовой ассоциации. Вместе с тем, базальты серии Ауиджа окаймляют с востока серпентинитовую ось, хотя пространственно взаимоотношения между ними неясны и обычно являются тектоническими.

Итак, в Центральной зоне Мавританид имеются все составные элементы офиолитовой ассоциации, хотя и в разобранном виде.

Возможно, отсутствие полного разреза древней океанической коры обусловлено последующей тектоникой, но более вероятно, что таковой вообще отсутствовал, и становление основных и ультраосновных магматических комплексов происходило исключительно путем интрузивного внедрения в толщу морских осадков. В любом случае мы имеем полный набор геосинклинальных формаций, отвечающих ранней стадии геосинклинального развития, сопровождавшихся инициальным магматизмом, сменившимся средним и в конце развития — кислым. Этот вывод подтверждается развитием более молодой андезитовой формации серии Рабра, также локализованной вдоль Мавританской оси, но уже к западу от нее. Таким образом, серпентинитовый пояс окружен с одной стороны андезитовыми, с другой — базальтовыми сериями. Как и в Западной зоне, в строении Мавританской оси существенную роль играет фундамент, выходящий в виде отдельных «окон». При сближении массивов фундамента ширина зоны значительно суживается. Степень развития базальтового магматизма находится в полном соответствии с шириной зоны. В местах резкого сужения, как например, на севере района Муджерия, серия Эль-Ауиджа сокращается до узкого пласта. Это же относится и к ультраосновным породам, выходы которых повторяют извилистое продольное очертание зоны, подчеркивающее план разломов, с которыми было связано заложение, а затем сгущивание всего пояса. Эти взаимоотношения свидетельствуют об условиях неравномерного растяжения, в которых происходило это заложение зоны. Породы, слагающие Центральную зону, смяты в изоклинальные складки со средним углом падения  $45^\circ$  к западу. Повсеместно встречаются тектонические чешуи, а также описаны два крупных сдвига, вдоль которых Мавританская ось испытала смещение к западу.

3. Восточная зона («миогеосинклинальный» прогиб Фалеме) располагается между Мавританской осью и краем Западно-Африканского кратона. Ширина ее 50—60 км. Она сложена умеренно складчатыми терригенно-карбонатными эквивалентными сериями Фалеме, Мали, Киффа, в восточном направлении переходящими постепенно в чехол синеклизы Тауденни. Граница с Центральной зоной обычно тектоническая, по системе надвигов, однако отложения Восточной зоны, как и синхронные им породы Западной зоны, откладывались в двух симметричных прогибах, возникших после складчатости и метаморфизма Центральной зоны. Современная структура Фалемского прогиба в значительной степени осложнена движениями герцинской эпохи.

Отчетливая зональность Мавританского пояса в его центральной части несколько видоизменяется к югу. В Восточном Сенегале складчатый пояс разделяется на две ветви — западную и восточную, разделенные синклиналью Юкункун, расширяющуюся к югу и переходящую в палеозойскую синеклизу Бове. Расщепление пояса на две ветви, по-видимому, связано с обтеканием крупного блока фундамента. Западная ветвь, сложенная сланцами Кулунту, является продолжением Западной зоны Мавританид, а восточная,

выполненная сланцами Басари, соответственно продолжает Фалемский прогиб. Южнее впадины Бове зона Басари прослеживается в виде складчатого пояса Рокелид.

О распространении к югу ультрабазитов и базитов Центральной зоны известно мало данных. Можно лишь определенно сказать об общем уменьшении в этом направлении ультраосновного и основного магматизма. Последний отмечается в основании серий Кулунту и Басари. В серии Рокел базальты и андезиты распространены в верхней части терригенного разреза. В исчезновении обильных офиолитов отражается общий стиль их неравномерного распространения в поясе, что связано с неравномерным растяжением в начале его заложения. Характерно, что исчезновение мощных офиолитов сопровождается отсутствием проявления андезитового вулканизма. Вместе с тем, выходы альпинотипных серпентинизированных ультрабазитов продолжают на юг линию Серпентинитового пояса Мавритании, но прослеживаются в фундаменте среди нижнепротерозойских пород вдоль западного края Рокелид. Их становление связано, по-видимому, с зоной разломов, возникших при общем растяжении во время заложения всей сложной системы Мавританского пояса и его южного продолжения.

Указанный пояс альпинотипных гипербазитов находит свое четкое продолжение в Южной Америке, в зонах Токантинс и Аракса. Здесь он также приурочен к осевой части геосинклинального пояса, характеризующегося зональным строением. Набор осадочных и метаморфических формаций, слагающих отдельные зоны — Парагвай — Арагуая, Аракса — Эстрондо и Бразилия, в целом эквивалентен Мавритано-Сенегальским. Здесь также отмечается неравномерное распространение гипербазитового материала. Наиболее полно он развит в зоне Аракса — Эстрондо, которая в этом отношении эквивалентна «Мавританской оси», сложенной серией Гадель. Здесь, как указывалось выше, присутствует разрез, напоминающий офиолитовую ассоциацию (группа Пилар-ду-Гойя), содержащий серпентинитовый меланж и многочисленные тела альпинотипных гипербазитов. Аналогично африканской ветви количество офиолитового материала уменьшается к Атлантике — в северном направлении.

Существенное отличие заключается в полном отсутствии андезитового вулканизма и очень незначительном развитии базальтового. Впрочем, эту тенденцию мы отмечали уже при характеристике южного края Мавритано-Сенегальского пояса. Отсутствует также ассоциация серпентиниты — яшмоиды — карбонаты, намечавшаяся в серии Гадель. По-видимому, становление ультрабазитов происходило на фоне более мелководной палеогеографической обстановки. Количество ультраосновных пород и габбро, как и в Африканской ветви, неравномерное, отмечается аналогичное внедрение их в выступы древней рамы, как это имеет место, например, в Гойянском массиве Бразилии на стыке с Араксинской зоной. В самих же Араксидах, как и в Мавританидах, присутствуют блоки фундамента. Вместе с тем, единая для двух континентов

линия гипербазитов, сходство формационного выполнения, общая зональность, синхронность тектонических событий и их однотипность однозначно указывают на существование единой геосинклинальной системы Западной Гондваны, протягивающейся от Мавритании до Центральной Бразилии. Отличительной чертой этой системы явилось проявление ультраосновного магматизма на всей ее протяженности. Оно имело неравномерный характер, сопровождаемая в одних местах (Мавританиды, Араксиды) формированием комплекса, близкого к офиолитовой ассоциации, а в других местах — лишь становлением альпинотипных гипербазитов. Имеющийся материал не дает ясного ответа о характере этого становления. Как указывалось выше, больше данных имеется об интрузивном внедрении ультрабазитов. Вместе с тем, это могут быть протрузивные тела или меланж, как показали последние исследования А. Дрейка в Араксидах. В строении рассматриваемой системы видны черты геосинклиналей фанерозоя — развитие внешних и внутренних зон по типу дивергентной бипары с центробежной симметрией Ж. Обуэна. В эволюции системы можно выделить все классические стадии геосинклинального развития от инициального магматизма до накопления моласс. На орогенной стадии широкое распространение получили шарьяжи, причем надвигание пластин происходило в разные стороны от осевой зоны, на соседние края кратонов. Отчетливо виден, вместе с тем, интракратонный характер рассматриваемой системы. Сиалический фундамент присутствует повсеместно по обоим его бортам и очень часто распространяется в виде выступов и перемычек в пределы самой системы, которая на многих участках является, таким образом, существенно энсиалической. Такое внутреннее строение, характеризующееся весьма неравномерным и неправильным распространением магматического материала, может отражать лишь неравномерный разрыв коры на фоне растягивающих напряжений различной интенсивности. В одних частях это привело к формированию глубоководного межкратонного морского бассейна с признаками океанической коры, в других — лишь к возникновению рифтогенных морей на континентальном основании и внедрению отдельных массивов ультраосновных пород в фундамент и геосинклинальный комплекс. Развитие Мавритано-Бразильской системы проходило через период, напоминающий инверсию, когда в результате тектонических процессов в осевой зоне возникли миеосинклинальные прогибы по обе стороны от нее.

Другая подвижная зона данного типа расположена к востоку от Западно-Африканского кратона. Она протягивается в меридиональном направлении, пересекая всю Западную Африку от Антиатласа до Гвинейского залива, однако в современной структуре обнажены лишь ее фрагменты, главным образом в Ахаггаре и хребте Атакора, на основании чего мы будем именовать ее в целом Транссахарской, или Ахаггаро-Атакорийской. А. Кренер именуется ее Фарузийско-Дагомейским поясом, основываясь на стратиграфических наименованиях, употребленных не вполне точно. В общей

структуре Африки данная структура расположена между Западно-Африканским кратоном на западе и сильно переработанным краем Восточно-Сахарского кратона, или Ливийско-Нигерийским поясом ТТП на востоке.

В последние годы работами Р. Каби, Ж. Бертрана, В. М. Чайки и др. хорошо изучена Ахагарская часть данной системы. В поперечном сечении с запада на восток отмечается четко выраженная асимметричная зональность.

1. Многоэосинклинальная зона окраины Западно-Африканского кратона выполнена терригенно-карбонатными отложениями строматолитовой серии, распространенной в основании восточной части синеклизы Таудени. Восточнее Тассенджанета мощность ее резко увеличивается и достигает 4000 м, в составе появляются более глубоководные фации. По своей тектонической природе эта зона представляет собой остаток крыла крупной рифтогенной структуры, из которой впоследствии развился Ахагарский пояс.

2. Западная зона Западного Ахаггара ограничена на востоке блоком Ин-Уззал. В ее строении принимают участие отложения, эквивалентные Строматолитовой серии, залегающие на древнем сиалическом основании и прорванные многочисленными ультраосновными и основными интрузиями; вулканогенно-осадочный комплекс, перекрывающий предыдущие породы с несогласием и представленный андезитами, туфами, аггломератами, риодацитами, граувакками серии Верт флишоидного типа, кислыми вулканитами, ассоциирующими с батолитами известково-щелочных гранитоидов; молассовые толщи мощностью до 6000 м.

3. Древний блок (срединный массив ?) Ин-Уззал. Основная часть блока сложена глубокометаморфическим гранулит-чарнокитовым комплексом архея, местами залитым андезитами позднего докембрия. Продолжением блока Ин-Уззал на юге является гранулитовый выступ фундамента Адрар-Ифорас, перекрытый аналогами строматолитовой серии и граувакками. Контакты указанных блоков с соседними зонами повсеместно тектонические.

4. Восточная зона Западного Ахаггара представляет собой крайнее восточное крыло позднедокембрийской Ахагарской геосинклинальной системы. Как и в Западной зоне, нижний комплекс сложен субплатформенными образованиями, прорванными интрузиями ультрабазитов, кварцевых диоритов и диоритов, однако здесь ультрабазиты находятся в резко подчиненном положении по сравнению с кислыми магматитами. Чрезвычайно широко в пределах данной зоны развиты известково-щелочная вулканическая серия (андезиты, дациты, риодациты) и ассоциирующие с ней граувакковые толщи. Вместе с вышеуказанными батолитами диоритов и гранодиоритов площадь их выходов составляет 50 000 км<sup>2</sup>. Как и в Западной зоне, разрез заканчивается молассами венда — раннего кембрия.

5. Ливийско-Нигерийский пояс ТТП соответствует Центральному и в значительной степени Восточному Ахаггару. Граница его с Восточной зоной пояса проходит по четко выраженному мери-

диональному разлому ( $4^{\circ}50'$  в. д.). Это сложно построенная область полициклического развития, сложенная в основном архейскими и нижнепротерозойскими образованиями, испытавшими интенсивные повторные деформации, магматизм и метаморфизм в панафриканскую эпоху. По-существу, это край Восточно-Сахарского, или Центрально-Африканского кратона, втянутый в переработку во время позднего рифея — венда.

Южнее, в районе Северо-Восточного Мали (излучина Нигера, или район Гурма-Гареса), приведенная выше зональность в целом выдерживается, однако вследствие выклинивания блока древнего фундамента в Адрар-Ифорасе между Западно-Африканским кратоном и Ливийско-Нигерийским поясом выделяется лишь две зоны — западная, сложенная миогеосинклинальным комплексом Гурмы (серия Идубан), и восточная, сложенная андезитобазальтами, дацитами, граувакками, риолитами, диоритами и гранодиоритами. К стыку этих зон приурочены массивы ультраосновных пород, тектонически надвинутые на западную зону, в пределах которой отмечаются шарьяжи того же миогеосинклинального комплекса. В целом отмечается общее сужение подвижной зоны по сравнению с Ахаггаром, точнее, ее «эвгеосинклинальной» части, тогда как миогеосинклинальная часть здесь выражена гораздо лучше, будучи представлена обширной областью Гурма, многокилометровыми формациями терригенных отложений с подчиненными покровными базальтами.

Южный отрезок рассматриваемой подвижной системы представлен Атакорской зоной, уходящей в Гвинейский залив. Геология этого региона освещена в работах автора [2, 4 и др.], Н. Гранта, П. Афатона. Это наиболее узкая часть пояса, однако намеченная в северных отрезках зональность в несколько видоизмененном виде устанавливается и в ней. С запада на восток выделяются следующие зоны.

1. Восточная часть Вольтской впадины, представляющая собой передовой прогиб, наложенный на платформенные образования, сменяющиеся в восточном направлении миогеосинклиналью. Чехол сложен в основании косослоистыми кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами (серия Мораго), в средней части тиллоидами, карбонатно-терригенными отложениями (серия Тамале), а в верхней — молассоидной толщей Обосум. Формирование последней соответствует стадии передового прогиба данной области.

2. Миогеосинклинальная Отинская зона представляет западный фланг Атакорского складчатого сооружения шириной 30—50 км. Она сложена песчано-аргиллитовыми флишоидными отложениями серии Басари, смятыми в систему антиклинальных и синклинальных складок, формирующих в современной структуре асимметричный антиклинорий с более пологим западным крылом. Граница этой зоны с впадиной Вольта постепенная. В западном направлении интенсивность складчатости постепенно уменьшается. Углы падения на крыльях не превышают  $20^{\circ}$ , а еще далее на запад эти



пологие складки переходят в моноклираль с наклоном пород 5—10° в сторону впадины Вольта.

3. Восточная, Аквапимская зона в современной структуре Атакорид отделена от Отинской зоны меридиональным разломом, имеющим часто характер сброса, однако в палеотектоническом аспекте между ними следует предполагать постепенный переход, так как нижние комплексы в обеих зонах идентичны — кварцито-сланцы Того — Атакора и песчано-аргиллитовая толща серии Басари. Отличительной чертой данной зоны является присутствие верхнего комплекса в виде осадочно-вулканогенной серии Буэм и небольших массивов серпентинизированных ультрабазитов. Серия Буэм, образующая крупную синклинальную структуру, в нижней части сложена тиллоидами, в основном железистыми, а также кварцито-сланцевой толщей с подчиненными прослоями подушечных базальтов, а в верхней — андезитобазальтами, вариолитами, граувакками. Мощность вулканитов в Гане 400 м, а в Бенине 100 м. Ультрабазиты в рассматриваемой зоне на территории Ганы отмечены в виде небольших тел хромитовых серпентинитов и измененных диабазов. Форма наблюдавшихся тел дайкообразная с крутопадающими контактами (55—75°). Мощность их не превышает 50—120 м, протяженность — первые сотни метров. Эти тела пространственно и структурно приурочены к разрывным нарушениям субмеридионального и северо-западного простирания. Они прорывают породы серий Того — Атакора и Буэм. В районе Бенина Аффатон отмечает тела аналогичных серпентинитов в толще атакорских песчаников.

4. Окраина Ливийско-Нигерийского пояса зона ТТП сложена древними образованиями, испытывшими в венде наложенные деформации и метаморфизм. Фундамент Ливийско-Нигерийского пояса имеет много общих черт с Западно-Африканским кратоном. Он также гетерогенен, сложен породами архея и нижнего протерозоя. Последние сопоставляются с Бирримием. Здесь также проявилась эбурнейская складчатость [23]. Очевидно, до возникновения Транссахарского пояса территория нынешних Восточного Ахаггара, Нигерии и Западно-Африканского кратона образовывала единый мегащит.

Контакт с Аквапимской зоной очень сложный и характеризуется пологими надвигами в западном направлении. Вместе с тем, отмечается несогласное залегание кварцитов серии Атакора на дагомейских гнейсах. Характерно, что вблизи контакта переработанного фундамента с Атакорской зоной в пределах первого отмечаются выходы ультрабазитов, аналогичных вышеописанным, например, в районе г. Темы (Ганы). Не исключена возможность, что образования Атакорид распространялись ранее несколько восточнее их современных выходов и впоследствии были сорваны надвигами или уничтожены эрозией.

На основании вышеизложенного отметим характерные общие черты Ахаггара-Атакорской системы:

1) расположение ее древнего фундамента между двумя до-рифейскими мегаблоками — Западно-Африканским кратоном и Ливийско-Нигерийским поясом ТПП;

2) резкое сужение меридиональной структуры с севера на юг;

3) общее уменьшение в этом же направлении количества альпинотипных гипербазитов и габбро;

4) уменьшение, до полного исчезновения в Атакорской зоне, проявлений известково-щелочного магматизма, совпадающее с уменьшением инициального магматизма и общим сужением пояса;

5) резко выраженная асимметричная зональность, обусловившая развитие внешней (западной) миогеосинклинальной и внутренней (восточной) эвгеосинклинальной зон;

6) широкое развитие покровных структур, а также движений по меридионально направленным сдвигам в процессе орогенеза.

Выяснение тектонической природы, эволюции и геодинамики данной системы имеет существенное значение для понимания тектогенеза позднего докембрия Гондваны. Приступая к данной проблеме, следует иметь в виду то важное обстоятельство, что повсеместное внедрение гипербазитов и габбро в сиалическую кору, послужившее началом образования продольной зональности, происходило в субплатформенных условиях континентального рифтогенного прогиба, где шло накопление мелководных отложений, переходящих по латерали в настоящие платформенные отложения серий Строматолитовой, Мораго, Тамале. По-видимому, это была обстановка палеорифта, о чем свидетельствуют значительные мощности осадочных образований, а также дайковые комплексы, распространенные в пределах Ахагарской зоны. Первый комплекс отмечается вдоль самого западного края системы, в Танезруфте, вдоль периферии Западно-Африканского кратона. Он выражен системой вытянутых параллельных дотектонических даек, обнажающихся в меридиональном направлении на расстоянии около 500 км. Дайки представлены риолитами, фельзитами, альбитовыми трахитами, гранитами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами, внедренными в более ранний основной дайковый комплекс. Геохимические исследования Р. Каби и др. однозначно показывают щелочной и субщелочной характер этих магматитов, а также происхождение фельзитовых пород из верхней мантии. Аналогичный по характеру дайковый комплекс, но уже синтектонический, отмечается на расстоянии 120 км вдоль западной тектонической границы блока Ин-Уззал. Он также внедрен в более ранний основной комплекс даек, представлен лейкократовыми гранитами и имеет выраженный щелочной состав. Эти данные указывают на то, что становление рассматриваемой подвижной системы происходило в обстановке растяжения, близкой к условиям континентального палеорифта, в котором шло накопление мелководных морских и континентальных формаций верхнего рифея, в основании повсеместно кварцево-песчаных, выше карбонатно-терригенных (серия Строматолитовая, Идубан, Мораго, Атакора, Басари). Это растяжение, видимо, охватывало значительную территорию к востоку от Западно-Африкан-

ского кратона, граница которого обособилась, представляя собой западную границу этой зоны растяжения. Восточная граница собственно рифта, по-видимому, располагалась несколько восточнее меридиана  $4^{\circ}50'$  в. д. приблизительно совпадая с современной границей системы. Однако в зоне растяжения, по-видимому, оказался и край бывшего Восточно-Сахарского кратона, соответствующий нынешнему Ливийско-Нигерийскому поясу. Вместе с тем, степень растяжения здесь ослабевала, либо кора была еще сравнительно пластичной, что привело лишь к ее утонению без существенного разрыва сплошности. Возможность подобного механизма будет рассмотрена ниже.

Можно представить, что во время значительного импульса нарастающего широтного растяжения около 900 млн. лет назад в Ахаггаро-Атакорийской системе, а точнее, в полосе, соответствующей ее восточной зоне, в образования фундамента и осадочного чехла произошло внедрение ультраосновного и основного материала (рис. 20). Сплошная до этого сиалическая кора разорвалась вдоль глубинных разломов. В Ахаггаре это привело к внедрению огромного объема даек, силлов, линзовидных тел, лополитов и согласных интрузий в образования Строматолитовой серии. Состав этих интрузий соответствовал гарцбургитам, пироксенитам, габбро,

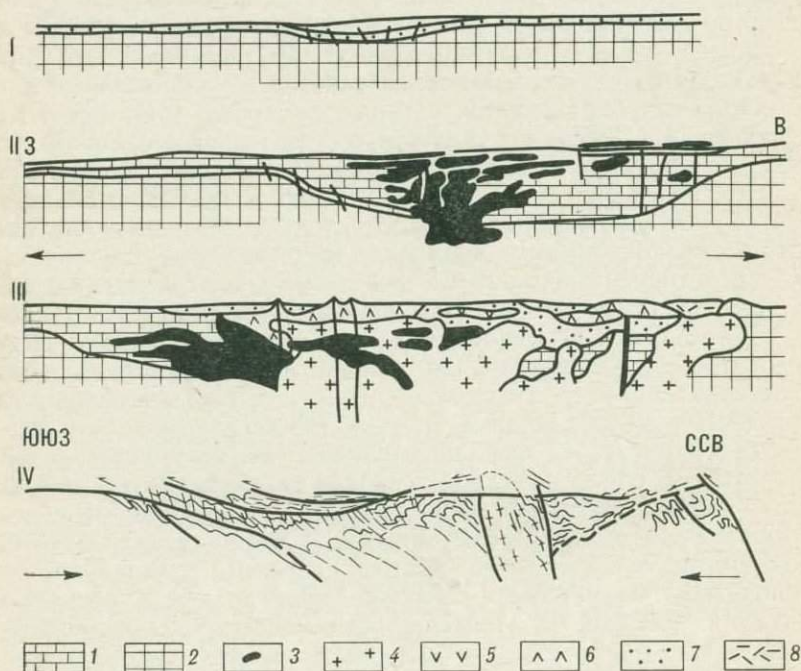


Рис. 20. Стадии развития (I—III) Ахаггарской зоны, по Р. Каби и Ж. Бертрану. 1 — платформенный чехол; 2 — кристаллический фундамент; 3 — ультрабазиты и габброиды; 4 — гранитоиды; 5 — базальты; 6 — андезиты; 7 — граувакки; 8 — риолиты. IV — схема формирования складчато-покровной структуры

диабазам, диоритам. Подсчитано, что эти интрузии составляют более 70 % протерозойской коры Западного Ахаггара. Не вызывает сомнения в данном случае, как указывает Р. Каби [2, 4], интрузивный характер становления этих тел, что выражается в контактовом метаморфизме вмещающих пород, многочисленных апофизах, согласных телах, «переслаивающихся» с вмещающими породами. Данный процесс вполне сравним с «базификацией» В. В. Белоусова, выражающейся в образовании в коре геосинклиналей многочисленных пластовых и секущих основных и ультраосновных интрузий. Следует, однако, еще раз вспомнить, что в данном случае речь идет не о геосинклинальных условиях. Такой процесс не мог привести к созданию типичной океанической коры. Об этом говорит полное отсутствие набора офиолитовой ассоциации базальтового вулканизма и глубоководных отложений на этом этапе. Вместе с тем, описываемые события в Ахаггарской системе происходили почти синхронно с формированием типичной офиолитовой ассоциации на севере в субширотной окраинно-континентальной зоне Антиатласа, с которой Ахаггарские структуры соединялись, вероятно, по типу тройного сочленения через систему Угарта, на что указывает присутствие цепочек гипербазитов и рифейских отложений в ней.

Вместе с тем, Ж. Бертран и Р. Каби [4] предполагает «раскрытие океанического бассейна на ширину 100—150 км» в течение указанной базификации, что соответствует раскрытию современного Красного моря. Трудно оценить достоверность этих цифр. Достаточно уверенно можно утверждать лишь то, что к югу этот процесс внедрения гипербазитов и базитов резко ослабевал, так как в пределах Адрар-Ифораса и непосредственно южнее, а также в Атакоридах присутствуют лишь отдельные рассеянные, тектонически выжатые тела габбро и гипербазитов незначительного размера. При этом не может быть и речи о наличии «криптосутуры», т. е. полного поглощения при субдукции океанической коры, как это считают Ж. Дьюи и др. [4]. Автором были показаны [2] синхронность и взаимный переход очень сходных формационных отложений Атакорской зоны и платформенных образований впадины Вольта. Нет сомнений, что Атакорская зона миогеосинклинального типа и полностью подстилается сиалическим фундаментом, а отдельные, почти единичные тела гипербазитов представляют собой интрузии или протрузии. Кроме того, механизму субдукции должно предшествовать океаническое раскрытие, что противоречит в данном случае имеющемуся фактическому материалу.

По-видимому, широтное растяжение, охватившее эту часть Западной Африки, было неравномерным и в целом ослабевало в южном направлении. В Ахаггарском отрезке оно привело к «базификации», тогда как южнее, и особенно в Атакорском отрезке, существовал режим, очень близкий к существенно энсиалической интракратонной геосинклинали.

Вместе с тем, этот процесс вызвал значительное увеличение плотности литосферы. Общее ее утяжеление привело в целом к

опусканию рассматриваемой зоны растяжения. В этот процесс опускания был вовлечен и край новообразованного Западно-Африканского кратона, что обусловило развитие миогеосинклинальных структур, прообраз пассивной окраины — Гурма, Вольта [4].

Следующая стадия развития Ахаггарской зоны отмечена периодом интенсивной известково-щелочной магматической активности в обстановке быстрого погружения (см. рис. 20). Было образовано 6000 м андезитов, риодацитов, дацитов, туфов и аггломератов, впоследствии значительно размывшихся, что привело к образованию флишеидных толщ вулканических граувакк. Одновременно и еще раньше, почти совпадая со становлением гипербазитов, шло внедрение дотектонических батолитов, варьирующих от диоритов до известково-щелочных гранитов, особенно в восточной зоне пояса, где их площадь составляет 50 000 км<sup>2</sup>. Это обстоятельство, помимо всего, еще раз свидетельствует об асимметрии структуры.

Последовавшая «панафриканская» орогения была связана с неравномерным поднятием Ахаггара в связи с развитием системы сдвигов и более поздней блоковой тектоники, что обусловило сложную структурную и метаморфическую обстановку (см. рис. 20). Более того, степень метаморфизма и деформации в поясе зависит от природы коры. Более слабая деформация и метаморфизм зеленосланцевой фации отмечаются в Центральном Ахаггаре, лежащем на гранулитовой коре, тогда как амфиболитовая фация, анатексис и синтетектонические граниты локализуются западнее. Удивительно отсутствие Пан-Африканского метаморфизма в блоке Ин-Уззал, хотя он и был залит андезитами и базальтами. Пан-Африканская полифазная деформация приурочена к наиболее глубоким структурным уровням Западного Ахаггара, тогда как в Центральном Ахаггаре и в Восточной зоне отмечаются лишь складки с меридиональными осями и вертикальными осевыми плоскостями. В Атакоридах возникла складчатость, ослабевающая в западном направлении, с вергентностью на запад к передовому прогибу.

Синтетектонические граниты с возрастом 650 млн. лет в Западном и в Центральном Ахаггаре указывают на значительные процессы плавления коры во время пика ранней фазы Пан-Африканской орогении, но в Западной ветви пик метаморфизма типа Барроу наблюдался раньше внедрения этих гранитов. Асимметрия подчеркивается также преобладанием основного и среднего синтетектонического плутонизма (габбро, диориты), что свидетельствует о поступлении материала из мантии в Западном Ахаггаре и преимущественно обогащенных калием адамеллитов и гранитов в Центральном Ахаггаре за счет плавления частично увеличенной в мощности сиалической коры.

Становление мощных известково-щелочных комплексов Р. Каби, Ж. Бертран и др. связывают с зонами субдукции. При этом западная серия андезитов, перекрывающая основные и ультраосновные породы, соответствует островным дугам, примыкавшим к вулканограувакковым трогам, тогда как известково-щелочные батолиты и ассоциирующие риодациты Центральной зоны соот-

ветствуют андской окраине, возможно, начинающейся немного восточнее блока Ин-Уззал, который был погребен под андезитами и базальтами. Эти дотектонические события связываются с зоной субдукции, наклоненной на восток, и с закрытием океана.

Независимо от того, имела место субдукция океанической коры или нет, А. Кренер полагает, что на стыке Фарузийско-Дагомейского пояса и Центрального Ахаггара имела место тектоника гималайского типа, т. е. поддвижение корового материка под Восточно-Сахарский кратон с последующим поднятием последнего. Это вызвало увеличение мощности коры, региональный метаморфизм, плавление, магматизм и сильную вертикальную и сдвиговую разломную тектонику, как это имело место в Центральном Ахагаре и Нигерии.

Мне представляется, что изложенные геодинамические модели не могут быть приняты по следующим соображениям.

1. Нигде в пределах Транссахарской системы не встречен разрез офиолитовой ассоциации. Более того, как было показано, габбро и гипербазиты внедрялись по существу в мелководные отложения чехла. Следовательно, настоящей океанической коры не было сформировано, поэтому и возможность субдукции ее полностью исключается.

2. Следует исключить значительное раскрытие хоггарского отрезка системы, учитывая данные палеомагнетизма, указывающие на сходство кривых блужданий полюсов в докембрии на кратонах Гондваны (рис. 21).

3. Процесс известково-щелочного магматизма в восточной зоне Ахаггара идет одновременно с «базификацией» — становлением тел габбро и гипербазитов, т. е. новообразованием предполагаемого океана. Таким образом, последовательность событий, соответствующая циклу Вильсона, отсутствует.

4. Не приемлем механизм, предложенный А. Кренером, предполагающий поддвижение значительной части корового материала под Восточно-Сахарский кратон и образование островных дуг с одновременным плавлением коры в зоне поддвижения, вызвавшего ТТП. Трудно предположить при этом, что такое поддвижение в широкой зоне Ахаггара и в узких Атакоридах привело к одному результату, т. е. к образованию Ливийско-Нигерийского пояса ТТП, к тому же превышающего по ширине Ахагаро-Атакорийский пояс в любом его районе. Не находит объяснения при этом полное отсутствие известково-щелочного магматизма в Атакорийской зоне и в непосредственной близости от нее.

По-видимому, Ахагаро-Атакорийскую систему следует рассматривать в качестве рифтогенной «апофизы», клинообразно отходящей от широтной океанической области Антиатласа в глубь континента, подобно тому как это имело место в меньшем масштабе в Аравийско-Нубийской области.

Развитие таких клинообразных зон характеризовалось переплетением внутриплитного и окраинноплитного тектонических стилей. Первый выразился в незначительной ширине раскрытия, интруз-

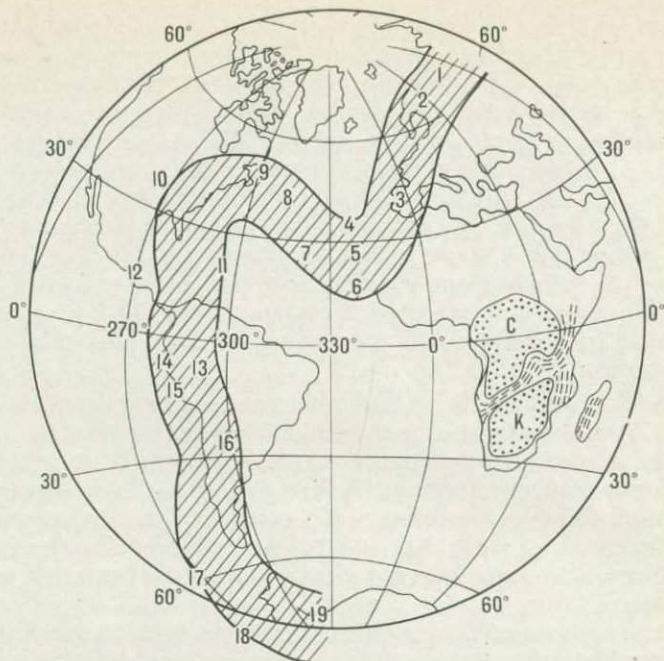


Рис. 21. Кривая перемещения полюса (заштриховано) относительно кратонов Конго (С) и Калахари (К) в интервале 1100—700 млн. лет, установленная измерением остаточной намагниченности пород Центральной и Южной Африки, по [42].

1 — Поваттербергские долериты; 2 — долериты и лавы Умкондо; 3 — формация Ауборус; 4 — кварциты Носиба; 5 — группа Чела; 6 — интрузивы Окип; 7 — кварциты Носиба; 8 — песчаники Букоба; 9 — песчаники Аберкори; 10 — группа Икоронго; 11 — дайки Клейи Карас; 12 — песчаники Кигонеро; 13 — комплекс Мбози; 14 — долериты Мбала; 15 — долериты Букоба; 16 — красноцветы Маньову; 17 — комплекс Мбози; 18 — серия Нижний Буанджи; 19 — донамские дайки

живном характере становления базитов и ультрабазитов, отсутствии субдукции или ее незначительном масштабе, общем «вырождении» магматизма и затуханию пояса по простиранию в теле кратона; второй — в обширном поступлении мантийного материала на фоне общего растяжения, последующем мощном известково-щелочном магматизме.

Изложенные взгляды автора на природу рассмотренной системы получили в последнее время поддержку у некоторых французских геологов, изучающих данный регион [23].

Многие аспекты геодинамики орогенеза рассматриваемой зоны не ясны в настоящее время. Можно с уверенностью сказать лишь то, что он проходил в обстановке сжатия, охватившего обширную область к востоку от Западно-Африканского кратона. При этом, на мой взгляд, в значительной степени силы сжатия были направлены извне и носили общий, глобальный характер, если учесть одновременное проявление Пан-Африканского орогенеза в различ-

ных поясах Африки и Гондваны. Это сокращение в пределах системы компенсировалось складчатостью, покровными структурами и сдвигами. Проявление известково-щелочного магматизма можно объяснить за счет смешения корового и мантийного материала при отделении глыб утяжеленной литосферы и нижней коры, погружению могло способствовать массовое внедрение гипербазитов. Характерно, что известково-щелочной магматизм и вулканизм проявились только в тех местах, где интенсивно прошел процесс «базификации».

Сказанное выше показывает много общего в строении и развитии Мавритано-Сенегало-Бразильской и Ахаггаро-Атакорийской систем: сходство осадочных и магматических формаций, и прежде всего развитие альпинотипных гипербазитов, заложение систем в условиях неравномерного растяжения, что обусловило и дальнейший различный характер эволюции в отдельных отрезках поясов. Характерно общее уменьшение магматизма и вулканизма с севера на юг, сопровождающееся уменьшением ширины систем до почти полного их выклинивания. Обращает внимание тождественность строения подобных участков сужения в прогибе Рокел и Атакоридах — наличие синклиналей, выполненных андезитобазальтами, приуроченных к кровле терригенного разреза (свита Коленте серии Рокел и серия Буэм Мавританид), а также отдельных четковидных тел серпентинизированных хромсодержащих ультрабазитов, которые присутствуют и в пределах соседних выходов фундамента.

Вместе с тем, явно видны некоторые черты различия между рассматриваемыми системами: Мавритано-Бразильская система значительно протяженнее, если рассматривать ее в масштабе суперконтинента Гондваны. В своем развитии отдельные участки Мавритано-Бразилид, видимо, испытали растяжение, приведшее к набору магматических формаций, весьма приближающихся к офиолитовой ассоциации, хотя пока и не установленной. Во всяком случае, их становление происходило в геосинклинальной обстановке, вероятно, в структуре Красноморского типа. Как уже говорилось, в Хоггаре исключена возможность присутствия офиолитовой ассоциации. Различие наблюдается и в характере поперечной зональности этих двух систем — симметричной в Мавритано-Бразильской и асимметричной в Ахаггаро-Атакорийской. Развитие первого пояса шло по типу инверсии и привело к формированию краевых прогибов, развившихся в длительно живущие миогеосинклинальные зоны, тогда как краевые системы в начале эволюции системы не были характерны (Аракса — Канастра?). Ахаггаро-Атакорийская система на протяжении почти всей своей истории сохраняла во многом черты континентального рифта. Структуры типа пассивных окраин по ее западному борту возникли как отделившиеся крылья этого рифта, а орогеническая фаза привела к формированию межгорных и краевых локальных впадин, заполненных субгоризонтальными красноцветными молассаами.



На позднерифейской палеорекострукции Гондваны выделяется еще одна система, внутри которой наряду с другими развиты и зоны рассматриваемого типа, например Протоюжноатлантическая. Ее составные части — Западные Конголиды, субмеридиональная часть Дамарид, складчатая зона Гарип — Малмсбери в Африке; пояса Рибейра (Атлантический) в Южной Америке и зона Пенсакола в Антарктиде. Данная система более сложно построена по сравнению с описанными выше, но принципиальные черты строения, такие как изменчивость по простиранию вследствие неравномерного расширения, поперечная зональность, присутствие блоков древнего переработанного фундамента, сохраняются. Протоюжноатлантическая палеосистема гетерогенна по своей природе. Отдельные ее отрезки, в особенности на северном замыкании, являются типично энсиалическими и приближаются к авлакогенам (Западные Конголиды), тогда как другие содержат локальные офиолиты. Последние присутствуют в ее средней, наиболее широкой части, куда входят южная часть «пояса» Рибейра и меридиональная зона Дамара — Гарип. Указанный сегмент характеризуется сложным поперечным строением — чередованием вытянутых меридионально блоков фундамента и параллельных им прогибов; некоторые из них содержат офиолиты.

Рассмотрим основные черты строения таких зон. В сложном «поясе» Рибейра, а точнее в складчатой зоне Тижукас в районе Пальма, Е. Жубертом [21] недавно описан офиолитовый комплекс, обнажающийся с северо-востока на юго-запад на протяжении 26 км при ширине от 7,5 до 1 км. На юго-западном краю выхода откартированы все члены полной офиолитовой ассоциации в составе типичного серпентинитового меланжа, в котором присутствуют фрагменты пород офиолитов, а также гнейсы и мигматиты фундамента. Вместе с тем, учитывая явно интракратонное положение зоны Тижукас, трудно представить ее развитие через субдукцию, как это следовало бы предположить согласно тектонике плит, тем более что в соседних зонах (Апия и др.) офиолиты вообще отсутствуют. По-видимому, происхождение меланжа Пальма следует связывать с выжиманием локально вскрытой океанической коры в структуре красноморского типа во время диастрофизма.

Существование фрагмента древней океанической коры Южной Протоатлантики предполагается А. Кренером в системе Гарип. Эта небольшая складчатая система дугообразной формы расположена на побережье Атлантического океана, по обе стороны от устья р. Оранжевой. Она имеет зональное строение. Восточная (миогеосинклиальная) зона сложена терригенными и карбонатно-терригенными отложениями (серии Хильда, Стинкфонтейн и др.), а западная (эвгеосинклиальная) зона — в основном турбидитными образованиями, в основании которых залегает толща базальтовых и андезитовых лав Грутдерм. Последние рассматриваются А. Кренером в качестве океанической коры. Этот ответственный вывод делается на основании того, что «они содержат подушечные текстуры, прорываются основными дайками и ассоциируют с пе-

ридититами, пироксенитами и другими серпентинизированными ультраосновными породами. Истинное взаимоотношение между этими членами не выяснено, так как они были расчленены, когда весь комплекс был надвинут на Африканский форланд в течение Пан-Африканского орогенеза около 600—700 млн. лет назад». В качестве дополнительного аргумента автор приводит данные единичных химических анализов лав, часть которых характеризует эти породы как островодужные щелочные базальты, а другая приближает к океаническим базальтам. Низкое (0,603) отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  указывает на их мантийное происхождение. На основании этого вывода автор предполагает, что развитие системы Гарип шло по классической модели тектоники плит. Геодинамическую модель развития через континентальную коллизию для орогена Дамара — Рибейра, более северного по отношению к Гарипу отрезку Протоюжноатлантической системы, предлагает Х. Порада. Вместе с тем, вышеприведенная критика подобных моделей относится и к данному случаю, тем более что присутствие ультрабазитов в меридиональном отрезке Дамарид все еще проблематично, хотя и допускается (А. Кренер, личное сообщение). Следует также иметь в виду быстрое «вырождение» Дамарской системы на север в систему Западных Конголид.

Однако такая интерпретация, на мой взгляд, встречает и ряд возражений. Прежде всего они относятся к утверждению о существовании в поясе офиолитовой ассоциации древней океанической коры. На геологической карте масштаба 1 : 100 000 данного района выходы ультрабазитов отсутствуют. Есть лишь единственное упоминание в тексте о том, что в прибрежном районе Даймонд I развит комплекс основных и ультраосновных пород, который «интерпретируется как офиолитовый комплекс, возможно перемещенный во время фазы океанического сжатия». Не говоря уже о неясности строения и природы этого комплекса, взаимоотношений ультрабазитов с лавами, можно заключить, что ультрабазиты развиты лишь локально, и говорить об офиолитовой ассоциации в данном случае приходится, по существу, лишь на основании присутствия базальтов и андезитов. Очевидно, применение механизма тектоники плит к эволюции системы Гарип не обосновано. Прогиб Гарип развивался как интракратонная рифтогенная структура, расположенная между краем кратона Калахари и выступом фундамента в массиве Пелотас «пояса» Рибейра, в состав которого он входил как крайний восточный член в период существования суперконтинента Гондваны. Заложение его, как и всего пояса, было связано с образованием континентального рифта в условиях растяжения. На это указывает комплекс параллельных дотектонических даек, развитых вдоль восточного края зоны Гарип, на границе с кратоном. Рифтовой стадии соответствует накопление мощных пластических образований серии Стинкфонтейн с прослоями лав и туфов кислого и среднего состава, залегающих на древнем эродированном фундаменте.

В процессе дальнейшего расширения рифта в его центральной части происходило излияние щелочных базальтов, а вдоль восточной окраины — накопление терригенно-карбонатных отложений. Возникла интракратонная геосинклинальная система с внутренней и внешней зонами. К этому же времени, видимо, относится становление немногочисленных тел ультрабазитов. Последующее развитие системы связано с накоплением флишoidных толщ и тиллоидов. Складчатость и внедрение посттектонического плутона Кубус и зеленосланцевый метаморфизм явно не были связаны с субдукцией.

Необоснованность применения модели тектоники плит видна и на примере интерпретации складчатой зоны Сержипи [21]. Эта зона, именуемая также «геосинклиналью Проприя», расположена в Северо-Восточной Бразилии, протягиваясь в виде сужающегося к западу клина на 350 км вдоль р. Сан-Франсиску от побережья Атлантического океана в северо-западном направлении. С юга на север в ее пределах устанавливается следующая структурно-формационная зональность: передовой прогиб, сложенный в нижней части субплатформенной формацией Эстансия, а в верхней — молассой формации Пальмарес; миогеосинклинальная (внешняя) зона, сложенная в основном карбонатно-терригенными толщами групп Мияба и Ваза-Баррис; эвгеосинклинальная (внутренняя), сложенная метаграувакковыми турбидитами группы Трайпу-Джарамата с кварцитами Санта-Крус в основании. К этой зоне приурочено очень незначительное количество основных и ультраосновных тел, а также кислых синтектонических гранитоидов. Между осадочными формациями указанных трех зон существуют постепенные переходы. Выходы кристаллического фундамента внутри пояса и существенно осадочный характер слагающих его формаций при полном отсутствии вулканитов заставляют лишь с большой долей условности говорить об «эвгеосинклинали», указывая на эвсиалическую природу этой подвижной зоны. По своей природе и строению она весьма близка к Атакоридам и Дамаридам. В эволюции Сержипской геосинклинали отчетливо выделяется рифтовая стадия. Ей соответствуют многочисленные вытянутые дотектонические дайки диабазов, а также формирование в отдельных грабенах континентальных формаций Итабиана, Жуете, Санта-Крус. Дальнейшее расширение и прогибание обусловило вышеуказанную зональность с мелководной шельфовой обстановкой на юге и более глубоководным трогом на севере, ограниченным краем массива Пернамбуку-Алагоас [20]. Отсутствие вулканизма, как основного, так и известково-щелочного, и признаков офиолитовой ассоциации, а также характер формационного выполнения и другие данные свидетельствуют о существенно интракратонном характере рассматриваемой подвижной зоны.

Суммируя сказанное выше, можно сделать следующие выводы относительно особенностей строения и развития интракратонных систем с признаками офиолитов.

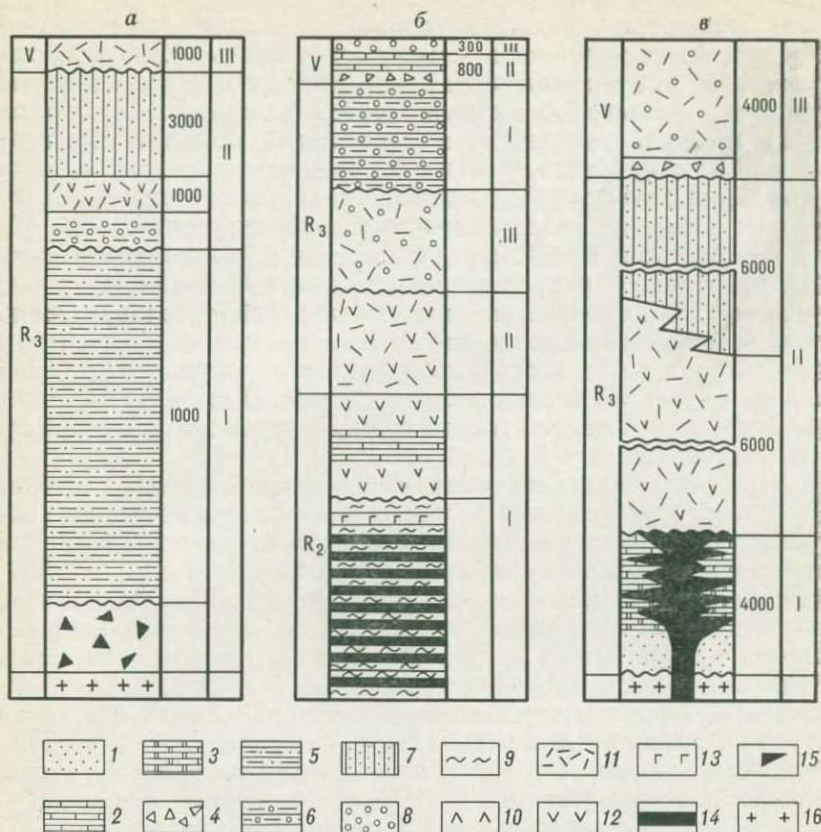


Рис. 22. Формационные ряды интракратонных энсиматических систем позднего докембрия Гондваны.

*a* — зона Тижукас пояса Рибейра; *b* — Мавританиды; *v* — западная часть Ахаггара. Осадочные формации: 1 — фаллаховая; 2 — терригенно-карбонатная; 3 — карбостромовая; 4 — тиллоидная; 5 — флишеидная; 6 — грубообломочная молассоидная; 7 — граувакковый флиш; 8 — молассовая; 9 — яшмоидная. Магматогенные формации: 10 — андезитовая, андезито-дацитовая; 11 — риолитовая; 12 — базальтовая; 13 — габбро; 14 — серпентиниты; 15 — серпентинитовый меланж; 16 — кристаллический фундамент. Тектонические группы (комплексы) формаций (I—III) — см. на рис. 18

1. Меридиональное простирание и значительная протяженность. Длина описываемых зон обычно превышает длину энсиматических зон.

2. Существенная роль вулканитов в выполнении систем поясов. При этом отмечается преимущественное развитие однородных базальтовых, андезитовых и риолитовых серий, последовательно сменяющихся вверх по разрезу. Непрерывные серии нетипичны и характеризуются резко подчиненным количеством базальтов (рис. 22).

3. Зональность, характеризующаяся наличием внешних (миогеосинклинальных) и внутренних (эвгеосинклинальных) зон, выступов древнего фундамента (срединных массивов). При этом ука-

занная зональность не всегда отвечает классической фанерозойской паре эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь. Внешние зоны развиваются часто асинхронно по отношению к внутренним: либо формируясь раньше, представляя собой начальную стадию развития пассивной окраины при разобщении крыльев первичного континентального рифта, и более не испытывая осадконакопления (Гурма, запад Ахаггара) в процессе дальнейшей эволюции системы; либо возникающая после складчатости во внутренней зоне (Парагвай — Арагуая, Бразилия). Отмечается и синхронное развитие зон (Атакориды, Гарип). Внутренние зоны в большинстве случаев отличаются от классических эвгеосинклиналей по набору осадочных и вулканогенных формаций. Часто внедрение ультрабазитов и габбро происходит в субплатформенные образования, в особенности на начальной стадии развития пояса (Ахаггар). Указанные зоны предпочтительнее называть субмиогеосинклинальными и субэвгеосинклинальными.

4. Присутствие расчлененных офиолитов. В отдельных системах наблюдается почти полный разрез офиолитовой ассоциации (Мавританиды), однако с явными отклонениями от классической схемы (отсутствие дайкового комплекса, оторванность базальтов от ультрамафитов во времени и пространстве и т. д.); в других офиолиты присутствуют лишь в виде тектонического меланжа (Тижукас), интрузий ультрабазитов и габбро (Ахаггар, Атакориды), сопровождаясь при этом внедрением диоритов и гранитов. Такое становление базитов и ультрабазитов может происходить при полном отсутствии базальтового магматизма в системе. В целом можно констатировать, что ни в одном случае не был установлен полный типичный разрез офиолитовой ассоциации. Объем основного и ультраосновного материала может очень варьировать — от 70 % общего объема коры (Ахаггар) до единичных небольших тел серпентинитов (Атакориды, Сержипи).

5. Многим рассматриваемым системам присущи известково-щелочной вулканизм и плутонизм, проявляющиеся обычно (но не всегда) после становления офиолитов. Устанавливается следующая закономерность — его проявление находится в прямой пространственной зависимости от объема офиолитового материала. Известково-щелочной магматизм резко ослабевает и вообще не проявляется там, где развиты лишь отдельные тела габбро и ультрабазитов (сравни Ахаггар и Атакориды).

6. Все системы данного типа одним концом выклиниваются в теле древнего фундамента, обычно постепенно «затухая» и переходя в энсиалический пояс, а другим концом соединяются, видимо, по типу тройного сочленения с окраинноплитными поясами: Мавритано-Центрально-Бразильская и Ахаггаро-Атакоридская — с Палеотетисом; Протоюжноатлантическая — с Палеопацификом.

В свою очередь, рассматриваемые пояса могут образовывать подобные сочленения с энсиалическими зонами, как это имеет место на стыке северо-восточной ветви Дамарид и Протоюжноат-

лантической системы. Таким образом намечается сложная разветвленная система подвижных зон Гондваны.

7. Изменчивость, иногда резкая, внутреннего строения и характера развития системы по ее простиранию и вкрест простирания от участков с почти полным разрезом офиолитовой ассоциации до практически энсиалических, без офиолитов, что отражает, видимо, неравномерность растяжения в эпоху заложения.

8. Пространственная ассоциация с зонами ТТП древнего фундамента, которые присутствуют либо внутри рассматриваемых систем (Мавританиды, Араксиды, Рибейра), либо граничат с ними (Транссахарская геосинклинальная система и Ливийско-Нигерийская система ТТП).

9. Заложение на фоне растяжения литосферы и наличие рифтогенной стадии на раннем этапе развития.

10. Эволюция рассматриваемых систем не может интерпретироваться согласно классическим моделям тектоники литосферных плит через спрединг и субдукцию (цикл Вильсона). Литосфера в пределах данных зон испытала лишь ограниченное раскрытие (красноморского типа и менее).

11. Характер строения и режим развития данных подвижных систем достаточно своеобразны, отличаясь в этом отношении от интракратонных энсиалических систем. От последних их отличают большая протяженность, развитие офиолитов, мощного вулканизма, в том числе и известково-щелочного, который отсутствовал в предыдущем типе. К этому следует добавить появление таких характерных формаций как граувакковый флиш, распространенный в разрезах Западного Ахаггара и Протоюжноатлантических трогов, и вулканогенно-осадочные молассы.

Используя терминологию Уэллса, данные интраконтинентальные геосинклинали мы относим к энсиматическим.

Отмечая общие характерные черты, свойственные энсиматическим интракратонным геосинклиналям, следует отметить существующую среди них градацию и наличие переходных типов к классу энсиалических интракратонных геосинклиналей. Это обстоятельство иногда затрудняет проведение резкой границы между внутриинтраконтинентальными геосинклиналями и определение их классификационной принадлежности, что, впрочем, соответствует отмеченным выше пространственной связи и взаимному переходу энсиалических геосинклиналей в энсиматические.

### **Окраиннократонные складчатые пояса**

О развитии окраин Гондваны в позднем докембрии мы можем судить на основании изучения складчатых сооружений Антиатласа, Аравийско-Нубийской зоны, а также складчатых областей Тихоокеанского пояса — Протоандской, Росской, Аделаидской (Восточно-Австралийской). От рассмотренных выше интраконтинентальных подвижных зон указанные области отличаются прежде всего тем, что они развиваются на континентальных окраинах, занимая

всегда с момента своего возникновения окраиннократонное положение, и входят в состав сложных геосинклинальных поясов, развивавшихся непрерывно от позднего докембрия до настоящего времени. Им свойственны также существенные различия в строении и развитии.

**Антиатлас** представляет собой сложную систему докембрийских образований, слагающих фундамент герцинской зоны, приподнятой в альпийскую эпоху складчатости. Как точно отметил Ю. А. Шуберт [16], это форпост собственно материка Африки — фронтальная часть кратона. От Атласской области с ее герцинским фундаментом Антиатлас отделен крупнейшим разломом — Южно-Атласским швом. Расположенный южнее Главный Антиатласский разлом отделяет древний цоколь, окраину Западно-Африканского кратона, от расположенной на северо-востоке позднедокембрийской подвижной области. Геологическое строение Антиатласа и его развитие в последующее время являются предметом дискуссий между крупными исследователями этого региона — Ю. Шубертом и А. Фор Мюре, с одной стороны, и М. Лебланом, Н. Клауэром, Ж. Бертраном, Р. Каби и др. — с другой. Сущность расхождений во взглядах лежит в интерпретации данных радиометрических датировок и, следовательно, в оценке возраста толщ, слагающих Антиатлас. Вместе с тем, последовательность тектонических событий и геодинамическая обстановка формирования складчатого сооружения всеми исследователями этого региона рассматривается с близких позиций, практически идентичных взглядам новой глобальной тектоники.

Как уже указывалось, в данной работе принята точка зрения Ж. Бертрана, Р. Каби и др. о формировании структуры Антиатласа в Пан-Африканскую эпоху, одновременно с системой Ахаггара. Существенное значение для понимания строения и развития Антиатласа имели результаты французских исследований, проведенных в последние годы в «бутоньерке» (эрозионном окне) Бу-Аззер — Эль-Граара и др. в Южном Марокко.

Синтезируя данные многочисленных публикаций последних лет, тектоническое строение Антиатласа представляется в следующем виде. Юго-западный сегмент, как указывалось, соответствует северной окраине Западно-Африканского кратона, консолидированного в эбурнейскую эпоху (2000 млн. лет). Фундамент его перекрыт толщей платформенного чехла кварцито-известняковой серии, содержащей траппы и эквивалентной соответствующим сериям южных частей кратона, относящихся к верхнему рифею.

Северо-восточный сегмент имеет довольно сложное строение. Вдоль главного Антиатласского разлома от района Сируа до бутоньерки Бу-Аззер — Эль-Граара распространен вулканогенно-осадочный комплекс (серия Тачдамт-Блейда), залегающий на известняках и кварцитах вышеуказанного платформенного чехла, подходящего к разлому. В основании его залегают толща основных вулканитов (500 м), представленная толеитами с щелочным уклоном. Выше следует вулканогенно-осадочная толща (500—1000 м),

сложенная ритмичными черными сланцами и алевролитами с прослоями кварцитов и основных лав и туфов кератофиров. Указанный комплекс и край кратона аллохтонно тектонически перекрыты породами офиолитовой ассоциации, особенно полно представленной в бутоньерке Бу-Аззер — Эль-Граара и детально описанной М. Лебланом [4], который приводит следующий разрез ассоциации снизу вверх:

1) серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты и дуниты с некоторым количеством диалагитов) мощностью около 2000 м. В них отмечены дайки основного состава, родингиты и будинированные дайки микродиоритов. Это остаточные мантийные перидотиты, обогащенные хромитом;

2) кумулятивные ультрамафиты (дунит, верлит, клинопироксениты), перекрытые кумулятивными габбро, а в кровле — массив микрогаббро; мощность 500 м. Габбро местами содержит дайковый комплекс лейкократовых плагиогранитов;

3) основные эффузивы (диабазы и спилиты) с подушечной текстурой, перекрытые вулканогенно-осадочной толщей (1500 м) граувакк и основных туфов, кремнистых пород и алевролитов с горизонтами спилитов и кератофиров.

Указанная трехчленная ассоциация перидотитов, основных пород, спилитов, по мнению М. Леблана, является типичной офиолитовой ассоциацией, сопоставимой с классическими примерами палеозойских (Ньюфаундленд) и мезозойских (Оман, Трудос, Вуринос) офиолитов, и представляет собой фрагмент древней океанической коры.

Следует отметить, что это первый полный разрез офиолитовой ассоциации, описанный в докембрии Гондваны. Офиолитовый комплекс был надвинут (обдукция) на край кратона во время главной фазы складчатости, которая сопровождалась внедрением кварцевых диоритов Куздрат и посттектонических гранодиоритов Блейда.

Тектонически деформированный офиолитовый комплекс Бу-Аззер перекрыт несогласно турбидитно-граувакковой формацией (2000 м) Тиддилин, с которой ассоциирует субвулканический комплекс микродиоритов, спилитов и кератофиров. Эти образования, в свою очередь подвергшиеся складчатости и внедрению гранитоидов, несогласно перекрываются субгоризонтальными толщами верхнего докембрия и палеозоя общей мощностью около 10 000 м. Верхнедокембрийская часть этого комплекса, впоследствии испытывавшего герцинский тектогенез, представлена вулканитами формации (серии) Уарзазат и осадочной формацией Адуду, которая, однако, вероятно, относится уже к кембрию. Состав формации Уарзазат детально изучен в последнее время С. Боуэром и др. Она представлена дифференцированной известково-щелочной серией базальтов, основных андезитов, андезитов и дацитов, с которыми ассоциируют граниты. Химический состав пород сильно изменчив. Содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует от 45 % до 60 %, преимущественно 53 %. Содержание других элементов также изменяется в значи-



тельных интервалах, особенно  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $MnO$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Sr$ , в меньшей степени  $K_2O$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ . Диаграммы  $Al_2O_3-SiO_2$ ,  $MgO-SiO_2$  и др. четко показывают известково-щелочной характер этих пород. Об этом же свидетельствуют вариации содержания  $K_2O$  от 0,1 до 4,5 % в базальтах и от 2,5 до 12 % в андезитах. Отсутствие обогащения  $Fe$ ,  $Ti$  и  $V$  в первые стадии дифференциации указывает на толентовый характер вулканитов. Обогащение  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $Rb$  и  $Ba$  в породах произошло во время изменений, связанных с воздействием нагрузки пород и герцинского тектогенеза.

Приведенные геологические данные в сочетании с новейшими радиометрическими датировками позволяют восстановить тектоническую эволюцию рассматриваемой подвижной зоны и принять наиболее соответствующую ее геодинамическую модель. Последняя в значительной степени актуалистическая, на основании установления достоверной офиолитовой ассоциации и присутствия известково-щелочного вулканического комплекса [39].

1. Рифтовая стадия и образование пассивной окраины. Постепенный переход платформенной кварцито-известняковой серии в образования северо-восточного сегмента и, в частности, перекрытие ее вулканогенно-осадочной толщей Тачдамт — Блейда указывает на то, что континентальная кора кратона распространялась первоначально значительно северо-восточнее и впоследствии была вовлечена в интенсивный рифтогенный процесс. О растяжении свидетельствуют, в частности, многочисленные интрузии габбро и диабазов в Западно-Африканском кратоне, прослеживающиеся параллельно стыку кратона с подвижной областью. Возраст их оценивается Н. Клауэром в  $788 \pm 8$  млн. лет. В какой-то мере эта цифра отражает начальное рифтообразование и последующее раскрытие океанического бассейна. Циклическая толща сланцев, алевролитов и основных вулканитов на краю Западно-Африканского кратона, прослеживающаяся в настоящее время вдоль линии Главного Антиатласского разлома, указывает на присутствие пассивной окраины, севернее которой располагался океанический бассейн; существование последнего мы вправе предположить на основании аллохтонного залегания на краю кратона пластины древней океанической коры. Мы не можем датировать время раскрытия этого бассейна точнее, чем конец позднего рифея. Неясно также, что представляла собой гипотетическая северная плита и каков был масштаб раскрытия. В работе Ж. Шубера и др. Марокканиды сравниваются с Авалонидами Ньюфаундленда и объединяются в единый древний орогенический пояс, впоследствии разъединенный во время раскрытия Атлантического океана. Однако достоверно можно лишь утверждать о развитии в позднем докембрии северо-восточнее Антиатласского разлома области с океанической корой.

2. Обдукция океанической коры. Эта стадия отражает надвигание офиолитового комплекса на край кратона. Движение осуществлялось с севера на юг субпараллельно осям скла-

док. Деформация вызвала эпизональный метаморфизм и сопровождалась синтетектоническим внедрением кварцевых диоритов и посттектоническим — гранодиоритов. Возраст серицитовых сланцев (эпизональный метаморфизм) серии Тачдайт —  $685 \pm 15$  млн. лет — соответствует приблизительно главному проявлению этой стадии, тогда как датировка гранодиоритов Блейда —  $615 \pm 12$  млн. лет — ее завершению.

3. Субдукция в условиях активной окраины. Оставшаяся после обдукции часть океанической коры погружалась под край кратона, что вызвало формирование циклического флишовой комплекса Тиддилини, кислых и основных вулканитов поверх надвинутого офиолитового комплекса.

4. Коллизия Западно-Африканского кратона и «северной» плиты. Это обусловило заключительную фазу складчатости и внедрение гранодиоритов. Формирование известково-щелочного комплекса Уарзаат имело место в интервале  $580 \pm 15 \div 565 \pm 20$  млн. лет.

В предложенной модели вызывает сомнение существование коллизии в данном районе в докембрии. По-видимому, окраина континента продолжала существовать здесь длительное время, до середины палеозоя. На это указывает характер раннепалеозойских образований севернее, в пределах Марокканской Месеты, развитие прогиба в тылу Антиатласа (Тиндуф), возникшего в результате растяжения, как это часто имеет место при субдукции, а также то обстоятельство, что известково-щелочной комплекс Уарзаат распространялся весьма широкой полосой вдоль линии Атласского разлома в пределах как кратона (Западный Антиатлас), так и неократона (Северо-Восточный Атлас). Видимо, это связано с развитием в то время вулкано-плутонического краевого пояса, продолжение которого можно предположить в восточном направлении под молодыми отложениями Алжира и Ливии до соединения с вулканическим поясом Египта и Аравии. Наличие этого пояса указывает на существование океанического бассейна Пратетиса, расположенного севернее.

Для постройки истинной геодинамической модели Антиатласа требуется дополнительный фактический материал, однако имеющиеся данные: надвигание пластин океанической коры, возникновение краевого вулканического пояса и др. — указывают на происходившие здесь окраинно-континентальные процессы.

**Аравийско-Нубийская подвижная область.** Эта область, охватывающая территории Эфиопии, Судана, Египта и Аравии в современной структуре Африкано-Аравийской платформы, выделяется обычно под названием Аравийско-Нубийского щита, однако в палеотектоническом аспекте, как будет видно далее, термин «щит» никак не соответствует тектонической природе этого региона. В. Г. Казьмин выделяет его в качестве Красноморского складчатого пояса. На юге Аравийско-Нубийская область граничит с Мозамбикским поясом ТТП. Характер сочленения этих двух зон сложный и в общем виде характеризуется «клинообразным» вхож-

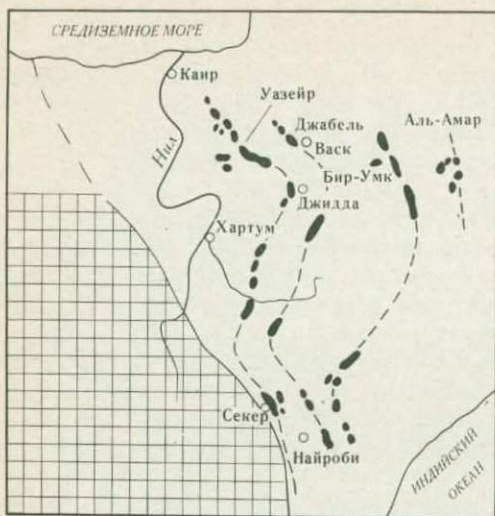


Рис. 23. Распространение офиолитов Аравийско-Нубийской области в позднем докембрии, по [41].

1 — кратон; 2 — выходы офиолитов внутри вулканогенных и плутонических комплексов верхнего докембрия

площади рассматриваемой области сложено позднедокембрийскими плутонами известково-щелочных гранитоидов, внедренных в вулканические и вулканогенно-осадочные образования аналогичного возраста и состава; 2) дорифейский фундамент на значительной части территории (Аравийский п-ов) отсутствует; 3) в пределах области широко распространены офиолитовые пояса (рис. 23).

Основанием для указанной мобилистской концепции явились детальные съемочные работы, проведенные в последние годы в пределах Саудовской Аравии. Они показали отсутствие в Юго-Восточной Аравии древней континентальной коры. Мощный разрез вулканогенно-осадочных образований, возникший в интервале 960—850 млн. лет, отражает несколько циклов вулканоплутонической деятельности, разделенных фазами деформаций, отраженных в несогласиях. При этом на основании геохимических исследований было установлено закономерное изменение состава вулканитов от более толеитового в древних комплексах до значительно более известково-щелочного в молодых, что сопровождается увеличением содержания калия в более молодых породах. Аналогичное изменение состава отмечается в интрузивных образованиях.

Так, базальты и андезитов-базальты нижней группы Байш по своему химическому составу отвечают толеитам. Породы характеризуются низким отношением Na/Ca. Диаграмма AFM показы-

дением структур Аравийско-Нубийской области в Мозамбикский пояс.

В настоящее время, подходя к проблеме тектонической природы рассматриваемой зоны, исходят из предположения о формировании складчатой зоны в результате окраинноплитных процессов, имевших место в области сочленения океана и Африканского континента в позднем докембрии. Подобная интерпретация в настоящее время в различных вариантах развивается многими исследователями — В. Гринвудом, Д. Шмидтом, В. Фришем, А. Шанти, И. Гассом, А. Нассифом, А. Кренером, автором и др. Этот взгляд основан на следующих особенностях геологического строения Аравийско-Нубийской области:

1) более 60% обнаженной

вает сильный тренд железистой дифференциации. Прослой морских отложений не содержат обломочный терригенный материал, что указывает на формирование граувакковых серий в удалении от области континентального размыва. Химические данные по эффузивам более молодой группы Джидда размещаются в поле щелочных оливиновых базальтов. Диаграмма AFM показывает тренд, промежуточный между трендами сильно железистых дифференцированных серий и безжелезистых дифференцированных базальт-андезит-дацитовых серий. Химические данные в целом соответствуют островодужной обстановке накопления. Породы групп Байш и Джидда были деформированы в эпизод Акик и прорваны диоритами с отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  равным 0,7029. Эти породы несогласно перекрыты андезитами и риодацитами группы Абла, также содержащими прослой граувакк, в обломках которых содержится материал исключительно подстилающих магматических образований. Накопление группы Абла было прорвано орогеническим эпизодом Ранья, сопровождавшимся внедрением второй диоритовой серии. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в диоритах составляет 0,7028, т. е. аналогично диоритам раннего эпизода, что указывает на их мантийное или нижнекоровое происхождение. Последующий интрузивный комплекс от кварцевых диоритов до кварцевых монцититов характеризуется отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,7028 в юго-западной части Аравийского щита и 0,7035 в его северо-восточной части.

Эффузивы вышележащей с несогласием группы Халабан, по мнению В. Гринвуда и др. [4], напоминают по своему химическому составу базальт-андезит-дацитовую серию Каскадных гор США. В них отсутствует фракционирование железа, а «железо-фемический индекс» 69 указывает на тренд дифференциации, аналогичный известково-щелочным породам Каскадных гор. Обломочный материал в осадочных породах представлен зернами габбро, диоритов, кварцевых диоритов и вулканитов. Плутоны гранитов и гранодиоритов, внедренные во время орогении Яфик, характеризуются более высоким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равным 0,7035. Венчающая разрез группа Мурдама сложена в основном конгломератами и граувакками, риолитами и прорвана гранитами. На основании приведенных данных предполагается островодужная обстановка формирования этого вулканогенно-осадочного комплекса. Указанные породы возникли в результате латеральной аккреции путем последовательного приращения островодужных комплексов к краю Гондваны в течение тектонического цикла Хиджас. Принимая увеличение содержания калия в гранитах и вулканитах в северо-восточном направлении, совпадающее с общим уменьшением возраста пород, было высказано предположение о существовании под островной дугой зоны Беньофа, наклоненной в северо-восточном направлении. Океаническая кора, существовавшая между зоной Беньофа и краем Гондваны, поглощалась субдукцией в течение цикла Хиджас. Этот процесс шел импульсами, «эпизодами», отраженными в соответствующих несогласиях и перерывах.

Идея о латеральной аккреции за счет существования последовательных систем островных дуг получила для территории Саудовской Аравии большое признание, однако большинство авторов считают, что этот процесс, происходивший в интервале 1100—600 млн. лет, был связан с субдукцией вдоль зоны Беньофа, наклоненной в западном направлении, так как отступление островных дуг на северо-восток лучше всего соответствует указанному выше изменению возраста, химического состава и других параметров пород. В моделях указанных авторов предполагается, что во время поглощения океанической коры окраинных морей происходила ее обдукция, и фрагменты этой коры сейчас соответствуют расчлененным офиолитовым комплексам.

Данные представления подтверждаются обнаружением А. Бейкором, И. Гассом и др. полного разреза офиолитовой ассоциации в районе Джабаль-Аль-Васка в северо-восточной части Аравийского щита. Нижняя часть разреза представлена серпентинизированными расчлененными ультрамафитами, которые согласно перекрываются габбро, спилит-кератофировой толщей и затем серией морских отложений. Основная часть магматической последовательности пронизана дайками основного состава. Характер разреза, мощность отдельных его членов и их взаимоотношение между собой однозначно указывают на существование здесь фрагмента океанической литосферы.

Вместе с тем, возникает много неясных вопросов при построении мобилистской модели развития Аравийско-Нубийской области в целом. В частности, можно ли распространять внутриокеаническую островодужную обстановку на территорию Египта, Судана, Эфиопии, Сомали? Имеются данные о присутствии в пределах этого региона выходов древнего сиалического основания — в Синае, Северо-Восточной Эфиопии, Судане, Восточной Египетской пустыне. Эти данные позволяют предполагать существование континентальной окраины к западу от современного Красного моря. По-видимому, граница с океаном, расположенным восточнее, была довольно сложной и изрезанной, изобиловавшей рифтогенными заливами — клиньями.

По В. Г. Казмину [4], закрытие протокрасноморского океанического бассейна было связано с разнонаправленными зонами Беньофа. Формирование известково-щелочных серий Судана, Египта, Эфиопии происходило в островных дугах, направленных к юго-западу, а Саудовской Аравии — к северо-востоку. Одновременно, а возможно раньше, шло замыкание океанических «клиньев», вдающихся в континент, однако здесь этот процесс не сопровождался субдукцией. А. Кренер (личное сообщение, 1980 г.) предполагает условия активной окраины андского типа в позднем докембрии рассматриваемого района. По И. Гассу, становление известково-щелочных пород имело место в системе одновременно существующих, постепенно развивавшихся и сливавшихся параллельных островных дуг, разделенных внутренними океаническими бассейнами. В. Гринвуд и др. считают, что этот процесс проходил

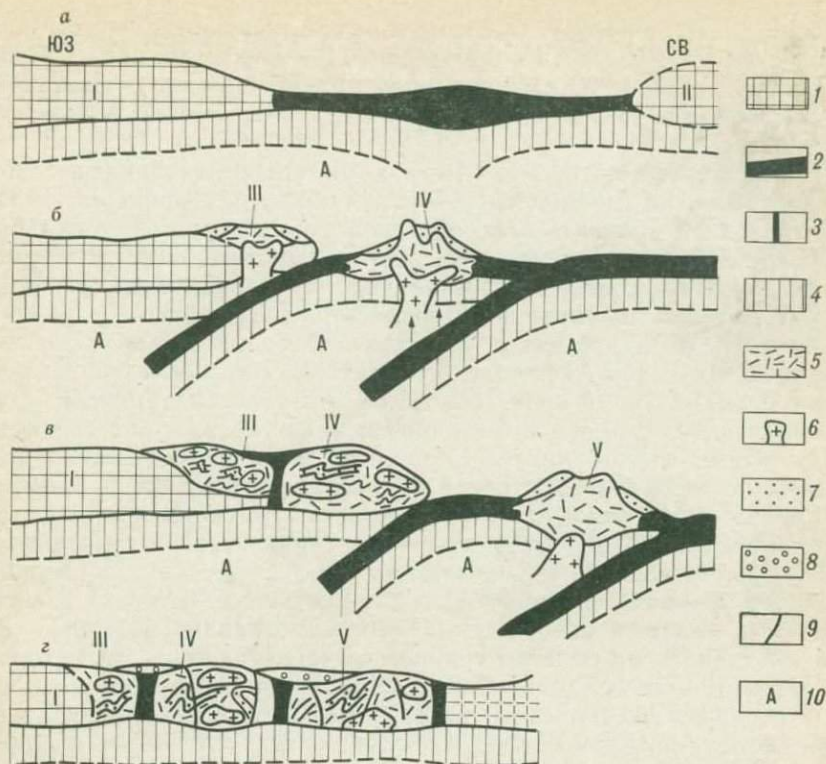


Рис. 24. Стадии развития (а—г) Аравийско-Нубийской складчатой области, по Гассу, Гринвуду, Хэдли и др. с дополнительной интерпретацией автора.

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — офиолитовые швы; 4 — верхняя мантия; 5 — известково-щелочные вулканы; 6 — гранитоиды; 7 — граувакки; 8 — молассы; 9 — разрывные нарушения; 10 — астеносфера. I — Центрально-Африканская плита; II — предполагаемый северо-восточный континент; III — комплекс активной окраины (серии Нафирдейб и др.); IV — островодужный комплекс Байш-Джидда; V — островодужный комплекс Абла-Мурдама

вдоль зоны Беньюфа, наклоненной на северо-восток в островных дугах, последовательно перемещавшихся в этом же направлении в течение цикла Хиджас, на что указывают увеличение состава калия в вулканитах, общее увеличение возраста пород и увеличение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  на северо-восток. В других моделях В. Фриша и др., также основанных на миграции островных дуг, зоны Беньюфа направлены на юго-запад. Наличие данных о дорифейском фундаменте юго-западнее Красного моря и отсутствие его в Саудовской Аравии позволяют, на мой взгляд, предложить совмещенную модель, предусматривающую существование изрезанной континентальной окраины андского типа и системы островных дуг, нарастивших край континента новообразованной корой, главным образом в пределах Саудовской Аравии (рис. 24).

Остается неясной ширина первоначального раскрытия океанического бассейна. Она оценивается от 1000 км (С. Неари и др.)

до 6000 км (А. Кренер). Последняя цифра получена с учетом скорости субдукции 1 см в год за период 1100—500 млн. лет. В. Черч допускает развитие рассматриваемой области за счет существования рифтогенного океанического бассейна сравнительно небольшой ширины.

Несмотря на многие сложности в построении геодинамической модели развития Аравийско-Нубийской области, современные данные позволяют сравнить палеообстановку в этом регионе с окраинно-континентальной современной обстановкой тихоокеанского типа и предположить континентализацию или латеральную аккрецию в несколько сотен километров в течение цикла Хиджаса.

Вместе с тем, в южных «клиньях» рассматриваемой области, вдающейся в глубь Африканского кратона, шли несколько различные геодинамические процессы. Здесь отсутствуют типичные глубоководные осадки, а ультраосновные породы залегают согласно с филлитами и биотитовыми сланцами, как это имеет место, например, в зоне Адола Восточной Эфиопии. Эти данные, по мнению В. Казьмина [4], исключают возможность субдукции и значительного спрединга в подобных структурах и заставляют предположить ограниченный спрединг и развитие без субдукции. Последняя начинает проявляться севернее, когда указанные «клинья» расширяются и уходят в океанический бассейн. Данная обстановка во многом аналогична области тройного сочленения зоны Антиатласа и Угарты — Ахаггара, где также наблюдается при переходе от зоны с типичной океанической корой Антиатласа к зоне ограниченного растяжения, изменение геодинамических условий от окраинно-плитных к внутриплитным. Обращает на себя внимание, что в обоих случаях существует резкое несоответствие направления внутриконтинентальных и окраинно-континентальных подвижных зон. Первые характеризуются субширотными и северо-восточными (Антиатлас, Аравия), а вторые — меридиональными (Ахаггар) и субмеридиональными («клинья» Эфиопии — Судана) простираниями.

**Тихоокеанская окраина Гондваны.** Развитие Тихоокеанской окраины Гондваны тесно связано с проблемой возникновения Тихоокеанского пояса. На существование Тихоокеанского пояса в позднем докембрии указывалось Ю. М. Пушаровским, М. В. Муратовым, В. Е. Хаиным, Ю. А. Косыгиным, Л. М. Парфеновым, Н. А. Богдановым и др. Этот вывод следует из присутствия выходов геосинклинального верхнего докембрия в обрамлении Тихого океана. На основании современных данных, по стратиграфии этих выходов можно предположить, что возникновение позднего докембрийского Тихоокеанского пояса относится к началу позднего рифея, на что указывает прежде всего возраст бедморской группы Антарктиды и группы Аделаида Австралии. Из стратиграфического раздела следует, что в это время по окраинам Южной Америки, Антарктиды, Австралии были широко развиты терригенные и карбонатно-терригенные отложения миогеосинклинального типа, почти лишенные вулканогенных образований. При этом во внешней

зоне этой полосы осадочных отложений, обращенной в сторону континентов, формировались мелководные карбонатно-терригенные осадочные породы типа группы Аделаида, а во внутренней зоне — турбидитные флишоидные сланцево-граувакковые толщи типа группы Бедмор Антарктиды. Указанное строение Тихоокеанского пояса в этап его начального развития указывает на условия шельфа и континентального склона, присущие мезозойско-кайнозойскому обрамлению Атлантического океана, т. е. обстановке пассивной окраины. Таким образом, не вдаваясь в более глубокий анализ проблемы возникновения Тихого океана, можно констатировать его существование по крайней мере с начала позднего рифея. Между отложениями пассивной окраины и отложениями платформенных чехлов устанавливаются постепенные переходы (Аделаида — плато Стюарт). Указанная пассивная окраина развивалась на опущенном краю континентального мегаблока Гондваны.

Несколько более сложное строение, характеризующееся существованием микроконтинента, Тихоокеанская окраина Гондваны имела в районе Антарктиды и Тасмании. Данная интерпретация, впервые предложенная автором [5], основана на данных геологического строения Западной Антарктиды, и главным образом Земли Виктории и Земли Мэри Бэрд.

Орогенические процессы затронули позднедокембрийский Тихоокеанский пояс в венде (Южная Америка — Антарктида), а в пределах Австралии — в палеозое. Они были связаны с превращением пассивной окраины Гондваны в активную окраину андского типа. На это указывают проявление гранитоидного известково-щелочного магматизма в комплексах сланцево-граувакковых пород, их складчатость и метаморфизм.

На подобную природу орогении пояса в Антарктиде указывает то обстоятельство, что гранитоидным магматизмом был охвачен район Трансантарктических гор, тогда как аналогичные образования группы Робертсон-Бей Земли Виктории и весь микроконтинент Мэри Бэрд, отделенный в то время от главного блока Антарктиды прогибом (малым океаническим бассейном), абсолютно не был затронут магматизмом. Это находит свое объяснение, если мы допустим существование зоны Беньофа, наклоненной в восточном направлении под окраину континента и в обратную сторону от Земли Мэри Бэрд, которая оказалась, таким образом, вне действия орогенеза и магматизма, затронувших ее лишь в девоне (рис. 25). Возникновение микроконтинента Земли Мэри Бэрд и указанного малого океанического бассейна можно сравнить с обстановкой у края Восточной Австралии в кайнозое, когда блок Новой Зеландии отделился от Австралии с образованием малого океана. По химическому составу трансантарктические батолиты близки к кайнозойским батолитам Анд (Г. И. Каменева — личное сообщение).

Таким образом, в процессе развития позднедокембрийской Тихоокеанской окраины Гондваны островодужные обстановки отсутствовали, и главный тектонический процесс после этапа заложения пояса выразился в превращении пассивной окраины в активную.



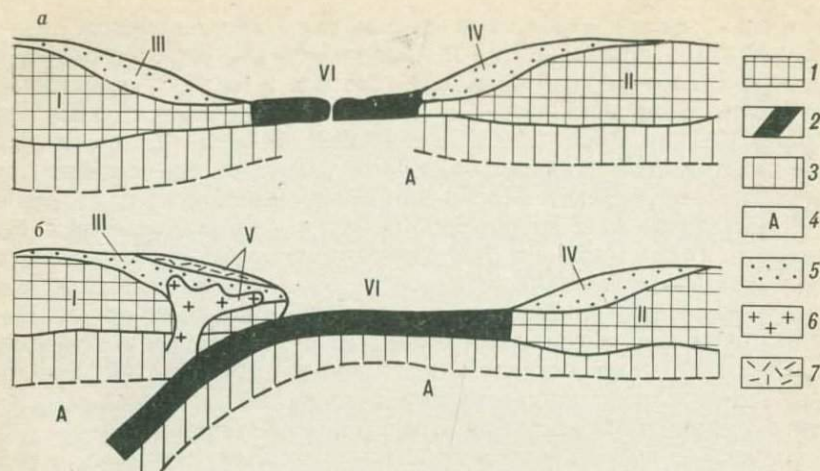


Рис. 25. Стадии развития (а, б) Росского пояса в районе Земли Виктории (Антарктида), по Вильямсу, Лэрду, Брэдшоу в интерпретации автора.

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — верхняя мантия; 4 — астеносфера; 5 — комплекс пассивной окраины; 6 — гранитные батолиты активной окраины; 7 — вулканиты активной окраины. I — Восточно-Антарктический кратон; II — микроконтинент Земли Мэри Бэрд; III — серия Бедмор; IV — серия Робертсон-Бей; V — вулcano-плутонические образования, синхронные Бедморской орогении; VI — малый океанический бассейн Бауэрс — Дандас

Вместе с тем, развитие пассивной окраины было полным и выразилось в формировании многокилометровых толщ преимущественно турбидитов. В этом отношении Тихоокеанская окраина Гондваны отличается от Средиземноморской, где комплексы пассивной окраины выражены слабо или не в типичном виде, как в Антиатласе (повышенное содержание вулканитов), либо вообще практически отсутствуют (Аравийско-Нубийский щит). Взаимоотношение в плане Тихоокеанской окраины и соседних интраконтинентальных зон, как и в предыдущем случае, резко дискордантное. Структуры, вливающиеся в позднедокембрийский Тихоокеанский пояс со стороны внутренних частей Гондваны, являются авлакогенами (Амазонский прогиб, Амадеус, Джорджина, Оффисер и др.). Исключение составляет интраконтинентальная геосинклинальная зона Пенсакола в Антарктиде, представляющая южное окончание Протоатлантической зоны и соединяющаяся с пассивной окраиной Росид по типу тройного сочленения. В зоне Пенсакола отсутствует орогенный батолитовый гранитоидный магматизм, столь характерный для окраинно-континентальной структуры Трансантарктических гор. Вместе с тем, формационное выполнение зоны сильно отличается развитием вулканизма от существенно терригенных комплексов, слагающих Трансантарктические горы.

Сказанное выше указывает на близкое сходство обстановки Тихоокеанской окраины Гондваны с современным Тихоокеанским кольцом. Вместе с тем, выявляется особенность орогенических, и главным образом магматических процессов, происходивших в это

время, а именно: слабое проявление вулканизма, отсутствие офиолитов. Магматизм выразился лишь во внедрении плутонов гранитоидов. Возможно, это связано со слабым поддвижением океанической плиты в течение самых первых орогенических поясов, охвативших новосозданную Тихоокеанскую окраину. Следует отметить, что аналогичная обстановка отмечается в разных местах Тихоокеанского пояса и в фанерозое. Так, Чилийский сегмент Андского пояса в мезозое характеризуется широким развитием гранитоидных плутонов при отсутствии вулканитов. Такая же картина наблюдается в районе Аляски.

Таким образом, палеотектонический анализ обнаруживает развитие протяженных участков подвижных зон на северной и южной окраинах Гондваны, которые по характеру своего строения и эволюции могут быть вполне сравнимы с окраинно-континентальными поясами современного типа и фанерозоя. Вместе с тем, можно сделать вывод о полном отсутствии подобных палеоструктур на месте современных окраин Индийского и Атлантического океана.

Возникновение северного и южного окраинных поясов Гондваны произошло приблизительно в одно и то же время — в позднем рифее. Можно говорить на основании этого о существовании в середине позднего докембрия древних океанов — Пратетиса и Прапацифика, окружавших Гондвану соответственно с севера и юга и, следовательно, об обособлении Гондваны в позднем рифее. Тектоническое развитие древней Средиземноморской и Тихоокеанской континентальных окраин отличалось существенным образом от развития интраконтинентальных подвижных зон. Вместе с тем, и в эволюции самих этих окраин отмечаются различия. Так, в развитии Антиатласа и Нубийско-Аравийской области комплексы пассивной окраины выражены слабо или вообще отсутствуют. На протяжении рифея и венда здесь развиваются в основном активные тектонические процессы, сопровождающиеся известково-щелочным магматизмом, надвиганием офиолитов и т. д. Впервые в обстановке активной окраины и островных дуг формируются аккреционные комплексы Саудовской Аравии.

Несколько по-иному шло развитие окраины Прапацифика. Здесь длительное время господствует обстановка, вполне сравнимая с современной обстановкой на окраине Атлантического океана, т. е. формируются мощные осадочные комплексы пассивной окраины. В условиях растяжения происходит отделение микроконтинента от края Западной Антарктиды. Лишь в конце венда начинается вовлечение этой огромной по протяженности и однообразно построенной окраины в тектонические процессы. Это вовлечение имело «скользящий» характер и шло с северо-запада на восток, охватывая последовательно орогеней Анды, Россиды и лишь в кембрии — окраину Восточной Австралии. Уже говорилось выше об отсутствии вдоль Тихоокеанской позднедокембрийской окраины островных дуг. Это была выраженная окраина андского типа со слабым развитием вулканизма за счет формирования крупных гранитных батолитов.



Для объяснения их эволюции впервые в докембрии Гондваны становится возможным применение положений тектоники литосферных плит.

### **Зоны тектоно-термальной переработки древнего фундамента**

Как было показано, весьма обширные области развития метаморфических докембрийских образований Африки, Южной Америки, Австралии, Индостана, Антарктиды четко обособляются по особенностям геологического строения. Относительно древние породы, слагающие эти области, испытали повторное, иногда неоднократное воздействие магматизма, тектоники и метаморфизма в эпохи значительно более поздние относительно времени их первичной консолидации — преимущественно в конце докембрия — раннем палеозое, что вызвало их соответствующее радиометрическое «омоложение». В тектонической терминологии для этих областей или зон не установлено единого названия. Они именуются областями омоложения, повторного прогрева, повторного орогенеза, активизации, ремобилизованного фундамента, вестигальными зонами, зонами диасхизиса, эпиплатформенного орогенеза, тектоно-магматической активизации, автономной активизации и т. д. Само разнообразие этих названий отражает неясность, существующую в определении тектонической природы рассматриваемых структур. Сущность регенерации древнего субстрата, которая имела место в докембрии, полнее всего, на мой взгляд, отражает термин «тектоно-термальная переработка» (ТТП). Термин «активизация» для данного случая представляется менее удачным, поскольку может выражать и такие понятия, не свойственные докембрию, как аркогенез и эпиплатформенное горообразование.

Следует сказать, что в зоны ТТП здесь не включены области развития вулканоплутонической ассоциации на кратонах. Хотя, как указывалось выше, процесс «кратонизации», на мой взгляд, представляет собой не что иное как своеобразную переработку. Вместе с тем, имеются и существенные различия: «кратонизация» носит в основном чисто термальный характер с четко выраженными щелочным уклоном магматизма, развивается сравнительно небольшими «пятнами», образуя не линейные зоны, а изометричные в плане участки, которым не свойственно пространственное сочленение с интракратонными геосинклиналями и другие черты зон ТТП.

Начиная с работ А. Холмса, вопросы строения зон ТТП южных материков специально рассматривались в трудах В. К. Кеннеди, Л. Каэна, Н. Д. Снеллинга, Т. Н. Клиффорда, Д. Р. Вэйла, О. Леонардоса, Ф. Ф. Альмейды и многих других. В советской геологической литературе эта проблема нашла отражение в исследованиях С. Е. Колотухиной, В. Е. Хаина, Н. А. Божко, В. М. Моралева, Ч. Б. Борукаева.

**Географическое распространение и общая структурно-формационная характеристика.** На рис. 27 видно, что на континентах

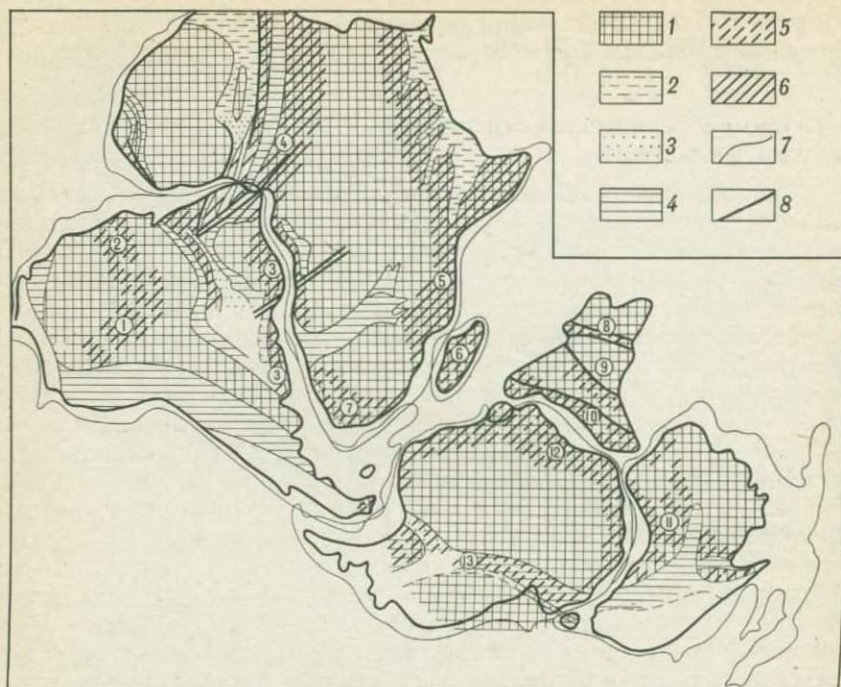


Рис. 27. Распространение зон ТТП фундамента Гондваны на реконструкции Е. Д. Баррона, Г. А. Харрисона, В. В. Хейя.

1 — кратоны; 2 — геосинклинальные зоны на океанической коре с мощными известково-щелочными вулканогенными комплексами; 3 — интракратонные геосинклинали с признаками океанической коры; 4 — геосинклинальные зоны на сиалическом основании без признаков океанической коры; 5 — области ТТП раннего и среднего рифея; 6 — то же, позднего рифея — венда; 7 — изобата 2000 м; 8 — разломы. Главные области ТТП (цифры в кружках): 1 — Рондонийская; 2 — Никерийская; 3 — Атлантический пояс (Рибейра); 4 — Ливийско-Нигерийский пояс; 5 — Мозамбикский пояс; 6 — Мадагаскарская; 7 — Намаквейская; 8 — Раджастанская; 9 — Сатпурская; 10 — Восточно-Гатский пояс; 11 — Центрально- и Южно-Австралийская (Олбани-Фрезер, Масгрейв и др.); 12 — Восточно-Антарктическая; 13 — Нимродская

Гондваны преобладают зоны позднедокембрийской — раннепалеозойской ТТП\*.

Каждая зона ТТП характеризуется однообразным ей присущим интервалом «омоложенных» радиометрических датировок, что чрезвычайно затрудняет определение истинного возраста субстрата. Последний удастся выяснить по единичным «древним» реликтовым цифрам, получаемым свинцовым или рубидиево-стронциевым методом, либо при установлении непрерывного перехода определенных толщ в составе зон ТТП в образования соседних кратонов и складчатых зон. Так, для гнейсо-гранулитового комплекса Ин-Уззал в Западном Ахагаре Rb/Sr методом получены значения около и более 3000 млн. лет, для пород пояса Рибейра — 2800—

\* Имеется в виду время наиболее сильной, обычно последней, завершающей переработки для определенного района, отраженной в массовых радиометрических датировках.

3100 млн. лет, Восточно-Гатской зоны — 2100—2600 и 3000 млн. лет. В Австралии переработкой охвачены хорошо датированные образования архея и раннего протерозоя.

В Мозамбикском поясе ТТП аналогичные древние датировки отсутствуют, однако детальными работами Р. Джонсона и Д. Вэйла, Д. Хепворса и Д. Кеннерли, Л. Сандерса, С. Тальбота, В. Г. Казьмина и др. [5], проведенными на разных участках стыка данной структуры с расположенными к западу кратонами, установлено распространение слагающих их образований в пределы Мозамбикского пояса и тем самым показан разновозрастный и в общем древний характер его субстрата.

Типичной чертой зон ТТП является двухъярусность их строения и, следовательно, присутствие двух разновозрастных комплексов, разделенных несогласием, обычно выделяемых как фундамент и чехол, хотя последний термин не совсем точен.

Нижний комплекс зон ТТП представлен высокометаморфизованными образованиями, в составе которых преобладают гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты. Характерно широкое распространение в составе комплекса чарнокитов, гранулитов, кондалитов, кодуритов и других пород самой высокой степени метаморфизма. В целом вещественный состав пород отличается явно мафическим профилем, с обильными метабазами. Четкая приуроченность чарнокитов и гнейсо-гранулитового комплекса к зонам ТТП имеет большое значение для выяснения генезиса этих пород и, конечно, не является случайной.

Образования верхнего структурного яруса метаморфизованы в меньшей степени, но достигают местами амфиболитовой фации. Их присутствие в настоящее время установлено в большинстве зон ТТП, хотя обычно они развиты локально вследствие эрозии. В формационном отношении верхний комплекс близок к миогеосинклинальному или платформенному, реже орогенному. Состав обычно терригенный, но местами содержатся вулканиты. В пределах зон ТТП в общем преобладают площади, где развит исключительно «омоложенный» фундамент, а верхний комплекс отсутствует. Однако в большинстве случаев это объясняется эрозией. Ход последовавшей эрозии, иногда наиболее резко проявившейся значительно позднее ТТП, очевидно, контролировался разломами, вдоль которых имели место перемещения блоков. Это обусловило современную поперечную и продольную неоднородность зон ТТП по степени «сохранности» верхнего структурного комплекса. Продольная неоднородность хорошо выражена в Ливийско-Нигерийской зоне ТТП, где в Ахаггаре верхний комплекс развит достаточно полно по сравнению с Нигерией. На продолжении этой зоны, в поясе Рибейра Южной Америки, как это показали У. Хасуи и др. [5], четко выделяются северный и южный сегмент. В первом присутствуют только переработанный фундамент, а во втором — блоки древних гнейсов чередуются (поперечная неоднородность) с опущенными зонами развития байкальского слабометаморфизованного комплекса. Сегменты разделяются поперечной зоной Сан-

Пауло, вдоль которой в заключительные этапы эволюции пояса Рибейра происходили вертикальные перемещения.

Зоны ТТП имеют в плане обычно вытянутую форму, с линейными очертаниями границ и характеризуются преимущественно меридиональным направлением структур. Субпараллелизм меридионального характера существует и между отдельными зонами ТТП Гондваны в целом.

Составными частями процесса переработки являются тектонические деформации, магматизм, метаморфизм и метасоматоз.

**Тектонические деформации.** Основная часть зоны ТТП испытывает при переработке повторные деформации. Они часто связаны с образованием гранитогнейсовых куполов облекания, как показывает, например, эволюция деформации в зоне Пан-Африканской (500 млн. лет) ТТП Замбези и западной части Мозамбикского пояса у края Родезийского кратона.

Процесс ремобилизации фундамента связывается С. Талботом с меньшей теплопроводимостью чехла, который служит как бы тепловым экраном, что приводит к аккумуляции тепла у его подошвы, если кора испытывает локальный приток из мантии. Таким образом происходят значительный разогрев и разуплотнение субстрата и образование мобильной зоны между вышележащим плотным чехлом и нижележащей компетентной менее разогретой земной корой. В случае относительно маломощного верхнего комплекса он погружается в эту мобильную зону, одновременно вызывая рост куполов облекания. Если же «чехол» мощный, купольные структуры будут образовываться значительно медленнее, а в мобильной зоне возникнет циркуляция (коровая конвекция), что может вызвать покровные структуры, а также обширные зоны чрезвычайно деформированных пород в подошве и кровле указанной зоны.

Возникающие в процессе тектонической переработки наложенная складчатость и кливаж усложняют ранее созданную структуру фундамента, однако не затрагивают полностью первичную складчатость, уступая ей в морфологической выраженности. В целом перерабатываемый субстрат является относительно хрупким и растрескивается с образованием сети линейных разломов. Движения по ним — главное проявление тектонической переработки. Они приводят, в частности, к возникновению зон тектонитов значительной мощности, в пределах которых испытали дробление, скальвания и приобрели вторичную сланцеватость — «прямолинейные пояса» [5]. Разломы характеризуются сравнительно простым внутренним строением, но по существу являются зонами максимальной деформации, в которых первичная структура исчезла вследствие полной переработки. Протяженность линейных зон диафоритов достигает сотни и тысячи километров. Они возникают на самых ранних этапах переработки и оказывают существенное влияние на ее дальнейший ход, разделяя кору на самостоятельные в дальнейшем блоки, испытывавшие дифференциальные перемещения разного характера.

С процессом ТТП в докембрии Гондваны связано много сдвиговых зон. К ним относятся: зона Асва в Уганде, рассекающая Мозамбикский пояс в ЗСЗ направлении на расстоянии более 1000 км и утыкающаяся в краевую зону милонитов, ограничивающую Мозамбикский пояс с запада; зона Мвембешу в Замбии, также заканчивающаяся у края пояса; разломы Таксакура и Сан-Паулу в Бразилии; зоны нарушений Анголы; поперечные зоны активизации рифейского времени в Индии [3, 24], Австралии, в районе Тибести в Африке и др.

Движения вдоль разломов в зонах ТТП были не только сдвиговыми или вертикальными. В последнее время выявлена значительная роль надвигов и покровов в процессе тектонической переработки. Надвигообразование в Панафриканскую эпоху было широко распространено явлением и, в частности, играло важную роль в эволюции пояса ТТП Рибейра у бразильской континентальной окраины. Высокометаморфизованный (в гранулитовой фации) кристаллический фундамент был ремобилизован и перекрыл здесь низкометаморфические породы, как показали В. Файф и О. Леонардос [5]. Позднедокембрийские наложенные деформации, сдвиги и тектонические покровы переработанного фундамента известны также в Юго-Западной Африке, вдоль восточной и западной окраин Западно-Африканского кратона, в Центральной Австралии и других местах. Громадная покровная структура Центральной и Западной Австралии известна под названием покров Питерман-Рэйнджес и расположена непосредственно к югу от рифейского бассейна Амадеус. Площадь ее превышает 30 000 км<sup>2</sup>. Формирование этого покрова связано со складчатостью одноименного названия, охватившей осадочные толщи рифея и приведшей к ремобилизации древнего фундамента, который был вовлечен в надвиги и перемещен в северном направлении.

**Метаморфизм и радиометрическое омоложение.** Процессы метаморфизма во время ТТП тесно связаны с деформацией. Уже отмечался диафорез в зонах скалывания, приводящий к общей гомогенизации пород и образованию слюдяно-хлоритовых сланцев. В целом для зон ТТП характерно развитие в породах фундамента метаморфизма низкого давления и высокой температуры (типа Абукума) и метаморфизма более умеренной (но высокой) температуры и среднего давления (типа Барроу). При регенерации гранулитовых комплексов первоначальная минеральная ассоциация может замещаться минералами амфиболитовой фации — роговой обманкой, биотитом и др. Если такая ретроградная регенерация отсутствует, имеет место дробление, катаклаз с образованием катакластических гранулитов. Амфиболитизация гранулитов сопровождается привнесением воды, что приводит к весьма значительному повышению пластичности пород. Указанные «прямолинейные пояса» рассланцевания обеспечивают благоприятные условия для миграции флюидов и поэтому обезвоженные породы в их пределах скорее всего подвергаются амфиболитизации, соответственно становятся более пластичными, что приводит к концентрации в них основных



деформаций. С этой точки зрения блоки, избежавшие переработки, обязаны этим неравномерному проникновению воды в сухие породы, что, в конечном счете, определяется структурным контролем. Верхний предел эффективной переработки контролируется геотермическим градиентом. В верхних, сравнительно холодных частях коры имеют место катаклаз и деструкция, но не перекристаллизация древних пород. Эта парадоксальная закономерность уменьшения переработки с глубиной, к области высоких  $T$  и  $P$ , подчеркивает роль флюидов в процессе тектонической и метаморфической активности. Сухие гранулиты, сформированные в нижней коре в архее, вели себя в процессе переработки как закрытые системы, сохраняя ранние структурные черты и древние цифры. Таким образом, в свете этих рассуждений, ТТП в протерозойских поясах сосредотачиваются в средних уровнях коры, опускаясь на глубину в зонах прямолинейных поясов деформации. Зона переработки находится между холодной и хрупкой верхней корой и горячими, но устойчивыми, инертными гранулитами. Нижняя граница этой зоны определена глубиной, до которой соответствующие флюиды сохранялись при преобладающих температурных условиях. Выше этого уровня метаморфическая переработка возможна, ниже реакции прекращаются. Контрасты в поведении неизмененных и амфиболитизированных гранулитов на более высоких уровнях коры показывают, что нижняя граница довольно резкая. Таким образом, поведение флюидов, как и упомянутый выше анализ распределения тепла под тепловым экраном в зонах ТТП, независимо приводят нас к выводу о возникновении здесь внутрикорового слоя повышенной пластичности.

Обнаруживается также тесная взаимосвязь между степенью деформации и интенсивностью метасоматической перекристаллизации и, в частности, калиевого метасоматоза, ведущего к микроклиннизации кислых и средних пород. Характерна приуроченность к зонам ТТП метаморфогенных пегматитов. В. М. Моралев показал, что в Индостане формирование этих пород происходило в зонах повышенной проницаемости, испытавших горизонтальные перемещения. Изотопные определения возраста минералов из пегматитов и вмещающих пород свидетельствуют об одновременности отдельных фаз пегматитообразования с фазами наложенного метаморфизма. Этот вопрос подробно и всесторонне рассмотрен на примере переработки докембрийского фундамента Западной Канады Р. Бурвашем и др. [5]. Показано, что привнос калия, выражающийся в микроклиннизации, тесно связан с деструкцией плагиоклаза в процессе катаклаза и его замещения калиевым полевым шпатом. При этом существенное значение имеет миграция вверх, при подъеме мантийного диапира, межзернового флюида, обогащенного  $K$ ,  $Rb$  и др.

Указанный процесс катаклаза и последующего метасоматоза приводит к увеличению количества  $Rb$  и  $K$  и уменьшению  $Sr$ , что чрезвычайно затрудняет радиометрическое датирование пород, подвергшихся ТТП. Радиометрическое омоложение древнего суб-

страта неизменно возникает при повторном его разогреве. При перестройке кристаллической решетки минералов происходит утечка продуктов радиоактивного распада, поэтому большинство K/Ar и Rb/Sr датировок отражают возраст последнего метаморфизма и разогрева.

**Магматизм.** Для зон ТТП Гондваны характерно в целом широкое, хотя и неравномерное развитие магматических пород. При этом отмечается подчеркнутая синаличность магматических комплексов, выражающаяся в скудости основных вулканитов и подчиненном развитии габброидов и обильном распространении мигматитов, гранитов, пегматитов. Обычно можно различить синтетектонические и посттектонические гранитоиды. Первые не отличаются своими Rb/Sr датировками от «омоложения» вмещающих метаморфических пород, вторые образуются приблизительно на 100 млн. лет позднее главной фазы. Более поздний плутонизм часто затушевывает возрастные Rb/Sr датировки синтетектонических гранитоидов.

Средний состав синтетектонических гранитоидов близок к гранодиоритам. Геохимическая специфика гранитов и пегматитов характеризуется сравнительно низким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равным 0,705. В то же время посттектонические граниты обнаруживают несколько большее значение, например, в Нигерии слабометаморфизованные пегматиты дали первоначальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,718. Подобная характеристика гранитоидов зон ТТП Индии дана В. М. Моралевым. Эти гранитоиды отличаются от гранитов фундамента значительно меньшим постоянством состава и представлены в основном адамеллитами. Породы эти более кислые, чем граниты фундамента, при этом сумма КПШ и кварца составляет не 82 %, как в гранитах фундамента, а только 57 %. В гранитах зон ТТП Индии значительно возрастает роль плагиоклаза и уменьшается сумма щелочей по сравнению с обычной (почти на 1 %). Резко отличается также отношение суммы щелочей к MgO и CaO; оно в 4 раза выше, чем в гранитах фундамента в отношении к MgO и в 1,7 раза в отношении CaO. В гранитах зон ТТП отмечается низкое отношение тория к урану и высокое — урана к калию.

Синтетектонические гранитоиды Намаквейской зоны ТТП представлены лейкократовыми крупнозернистыми гранитогнейсами с развитием мегакристаллов калиевого полевого шпата, присутствием граната, силлиманита и отсутствием мусковита. Их структурное положение предполагает кристаллизацию в нижних уровнях коры, где происходит смещение магматических и метаморфических процессов. Посттектонические гранитоиды представлены гранитами и адамеллитами, имеют согласные и несогласные контакты с вмещающими породами и содержат ксенолиты последних.

В фундаменте Нигерии повсюду распространены так называемые «древние» граниты, внедрившиеся в процессе Пан-Африканского омоложения. Наиболее типичные из них представлены крупнокристаллическими биотитовыми гранитами, в разной степени рассланцованными, с порфиробластами микроклина. Более позд-

ние разности представлены вытянутыми телами биотитовых гранодиоритов и гранитов, с которыми связаны пегматиты. С «древними» гранитами ассоциирует наибольшее количество диоритов и сненитов.

В провинции Олбени-Фрезер Западной Австралии магматизм рифейской переработки архейских образований выразился в мигматизации и становлении гнейсогранитов приблизительно в интервале 1700—1200 млн. лет. На уровне 1100 млн. лет произошло внедрение крупных тел порфировых гранитов, представленных в основном адамеллитами. Они имеют как резкие, так и постепенные контакты с вмещающими породами. Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  характеризуются значениями  $0,710 \pm 0,001 \div 0,715 \pm 0,002$ .

Состав гранитоидов зон ТТП очевидно может значительно варьировать. Так, в поясе Замбези при активизации древнего фундамента приблизительно в одно и то же время и в одном и том же месте имело место формирование калиевых гранитов за счет кислых вулканитов фундамента и гранитов натрового ряда и мигматитов за счет нижележащего комплекса парагнейсов при дифференциальном анатексисе нижних структурных уровней коры.

Происхождение гранитов зон ТТП трактуется неоднозначно. Большинство исследователей считает их продуктами частичного плавления нижней коры, реже их связывают с зонами субдукции. Следует отметить неравномерное распространение гранитоидного магматизма в зонах ТТП. Центральные их части в целом характеризуются большей степенью мигматизации и гранитизации и соответственно меньшими  $\text{K}/\text{Ag}$  и  $\text{Rb}/\text{Sr}$  датировками. На юге Мозамбикского пояса, в Гренвильском поясе граниты практически отсутствуют. Отсутствие их здесь может быть связано с глубокой эрозией, уничтожившей, по существу, большую часть гранитогнейсового слоя и вскрывшей глубокие уровни коры, тогда как граниты и мигматиты были приурочены к средним ее уровням.

Как уже указывалось, вулканическая деятельность, связанная с ТТП, в докембрии южных материков проявилась в целом слабо. Однако в некоторых зонах отмечаются риолитовый вулканизм (Ахаггар, Рибейра, Австралия) и излияния базальтов. Часто эти вулканиты комагматичны интрузиям и, в частности, габбро-анортозитовым, которые формировались в Намаквайской зоне ТТП, Мозамбикском поясе, Австралии. Габбро-анортозитовый комплекс Джайлс в Центральной Австралии был сформирован в среднем рифее в породах древнего кристаллического чарнокито-гранулитового фундамента. В его состав входят разнообразные габброиды — оливиновые габбро, гиперстеновые габбро, троктолиты, анортозиты, нориты. Внедрение комплекса Джайлс и излияние основных лав связывается с подъемом мантийного материала и последующей инъекцией основной магмы, происходившей в несколько импульсов. Основная магма являлась также главным источником тепла, приведшего к плавлению коры и формированию кислых вулканитов.

**Взаимоотношение зон ТТП с кратонами и разновозрастными складчатыми сооружениями.** Граница зоны ТТП с кратоном по своему характеру может быть различной. Часто это крупный протяженный разлом, вертикальный или крутонаклоненный, подчеркнутый зонами милонитов, как, например, разлом Доринберг на стыке Намаквайской зоны ТТП с Трансваальским кратоном или зона катаклазитов Бубу у западной окраины Мозамбикского пояса. В других местах тектоническая граница представлена надвигами и шарьяжами, как это имеет место при сочленении некоторых участков зоны ТТП Рибейра с кратоном Сан-Франсиску, переработанного фундамента Мавританид и Западно-Африканского кратона, юго-восточной части того же кратона и Нигерийской зоны ТТП и т. д.

Иногда отмечается постепенный переход между зоной ТТП и кратоном или неясный характер их сочленения (рис. 28). При этом наблюдается прогрессивное вовлечение края кратона в зону переработки (фронт Мозамбикского пояса в северо-восточной части Танзании) или продолжение древнего гнейсо-гранулитового комплекса и структур кратона в зону ТТП (юго-запад Либерии, юго-западная часть Африки, Мозамбик и Южная Танзания). Местами удается проследить переход магнитных аномалий из кратона в зону ТТП.

Все эти данные говорят о разнотипном характере сочленения кратонов с зонами ТТП от постепенных, фиксирующихся лишь по появлению «омоложенных» цифр, до динамически активных, сопровождающихся разломами.

Автор отмечал на примере Мозамбикского пояса [2] тесную пространственную связь зон ТТП с позднедокембрийскими интракратонными геосинклинальными системами. Последние могут «влияться» в зоны ТТП, как, например, пояс Замбези и Ирумид в Мозамбикский пояс, образуя структуры типа тройных сочленений, свойственных рифтам и океаническим бассейнам; непосредственно примыкать к зонам ТТП, имея с ними одно простираие (Атакориды, Ахаггар — Ливийско-Нигерийский пояс); накладываться на зоны ТТП, что иллюстрируется взаимоотношениями Аравийско-Нубийской области и Мозамбикского пояса. В последнем случае в позднем рифее — венде на северо-востоке Аравийско-Мозамбикской зоны ТТП образовался краевой вулканогенный пояс. Кроме того, интракратонные геосинклинальные системы могут находиться в пределах зоны ТТП (Нигерия, Северо-Восточная Бразилия, Намаква, Рибейра). Тесная пространственная связь докембрийских зон ТТП и складчатых интракратонных систем, а последних между собой создает сложноразветвленную, но неразрывную систему подвижных линейных структур, охватывавшую всю Гондвану в позднем докембрии — начале палеозоя. Сравнить ее возможно лишь с современной системой срединно-океанических хребтов. Отметим еще раз теснейшую глобальную связь зон ТТП и складчатых поясов позднего докембрия. Эта связь обнаруживает несостоя-

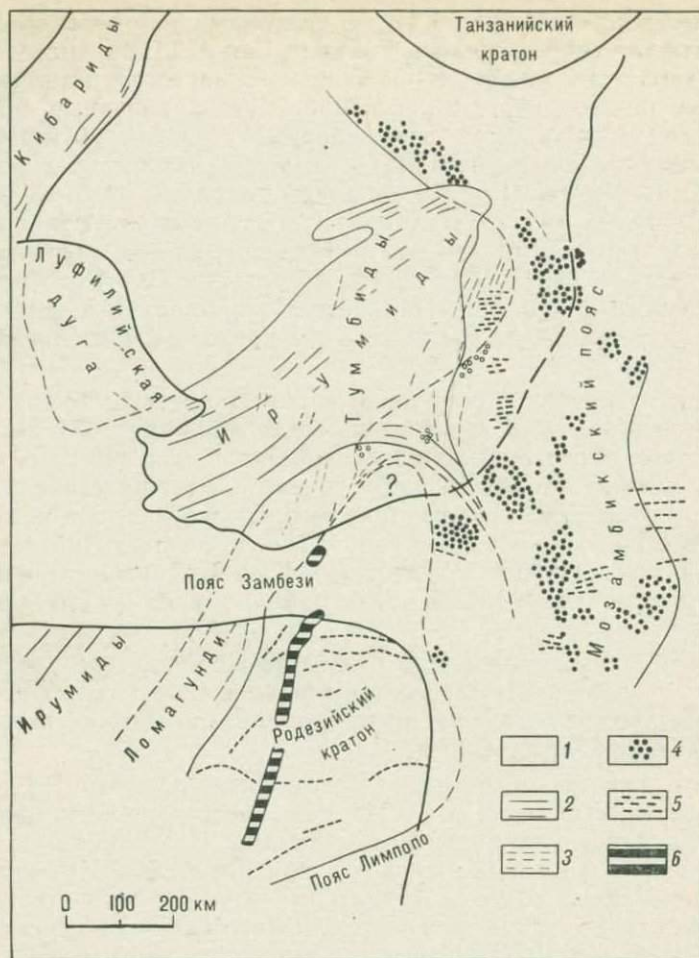


Рис. 28. Интерпретация тектоники Центральной Африки, по Шэкльтону.

1 — поле распространения Пан-Африканских зон ТТП ( $\pm 500$  млн. лет); 2 — интракратонные — складчатые системы позднего докембрия; 3 — раннепротерозойские структуры; 4 — гранулиты зон ТТП; 5 — архейские простирания (2550 млн. лет) в Родзиевском кратоне и внутри молодых поясов; 6 — Большая дайка Родезии и ее возможное продолжение в поясе Замбези

тельность гипотезы «автономной активизации» применительно к зонам ТТП южных материков.

С появлением в позднем докембрии обширных зон ТТП и тесно связанных с ними интракратонных геосинклиналей в пределах Гондваны, впервые в истории Земли возникла поистине глобальная, неразрывная система подвижных зон, отдельные части которой, типа Мозамбикского пояса, по своим масштабам могут быть сравнимы лишь с океаническими бассейнами современного типа.

**О тектонической природе зон ТТП.** В настоящее время четко намечается два принципиально разных подхода к проблеме. Со-

гласно первому, зоны ТТП образовались *in situ*, согласно другому, их формирование связано с процессом закрытия океанических бассейнов в результате субдукции или столкновения плит.

Ряд исследователей (Р. Блэк, А. И. Тугаринов) считали, что радиометрические датировки пород некоторых зон ТТП Африки, Южной Америки отражают не их «омоложение», а самое формирование, т. е. истинный возраст. Другая точка зрения (А. Холмс, Н. А. Божко, Р. Шэклтон) предусматривает значительную роль эрозии в создании облика зон ТТП. В этом случае зоны ТТП являются глубоко эродированными «корнями» складчатых сооружений, в основном уничтоженных эрозией. Нами [2] было высказано мнение, что развитие зон ТТП Африки по существу не отличалось от интракратонных геосинклиналей позднего докембрия Африки, уцелевших впоследствии от эрозии, и что ТТП является реакцией фундамента на заложение и развитие этих геосинклиналей. Этот взгляд в основном был поддержан Ч. Б. Борукаевым [7], который провел углубленный анализ докембрийских «зон диасхизиса», однако он не считает, что на перерабатываемом фундаменте развивался геосинклинальный процесс.

Ч. Б. Борукаев отдает предпочтение платформенному или мнogeосинклинальному режиму, выделяя в развитии зон диасхизиса три стадии от заложения до эрозии. Мне представляется, что в своем анализе Ч. Б. Борукаев наиболее приблизился к выяснению природы второго структурного этажа «чехла» зон ТТП. Следует отметить вместе с тем, что режим интракратонной геосинклинали, который имел в виду автор при анализе зон ТТП Африки [2], принципиально не отличается от мнogeосинклинального и близок к авлакогену. В целом, видимо, следует предполагать сравнительно маломощный «чехол» зон ТТП, сохраняющийся впоследствии от эрозии лишь в рифтогенных прогибах. В какой-то степени близкой к последним точкам зрения является модель П. Харли [5], согласно которой процессы диапиризма в зонах ТТП, контролируясь разломами, вызывают чередование горстов и трогов. Последние заполняются осадками. В результате продолжающихся дифференциальных движений эти трогии будут окружены горячими восходящими колоннами горстов, и их осадки вовлекутся в метаморфизм. Внутри такой провинции все породы будут характеризоваться идентичными радиометрическими датировками.

Многие исследователи не придают значения развитию супраструктуры при ТТП, рассматривая ее как процесс автономной активизации, «ведущий к общему всплыванию» области.

Крайне мобилистская точка зрения на тектоническую природу зон ТТП наиболее четко изложена К. Барком и Д. Дьюн [5]. Согласно их концепции, позднедокембрийские подвижные зоны отражают коллизионные плитные сочленения (Гималайского типа). При этом островодужные и андские комплексы были уничтожены при столкновении, которое завершило процесс субдукции. Гималайский тип сочленения характеризуется криптосутурами (скрыты-

ми швами), значительным увеличением мощности коры, вследствие напоздания одной плиты на другую, как это имело место в районе плиты Тибет. Обстановка в районе Тибета, по мнению вышеуказанных авторов, вполне применима к таким подвижным поясам докембрия как Гренвильский, Пан-Африканские, т. е. к зонам ТТП. Последние представляют собой глубоко эродированные эквиваленты плато Тибет. Эта гипотеза позволяет объяснить многие черты строения рассматриваемых зон — обширную, часто бесформенную площадь распространения и саму ТТП, возникающую в этом случае за счет высокого теплового градиента, вероятно, более  $20^{\circ}\text{C}$  на 1 км, образующегося при столкновении, что приводит к радиометрическому омоложению, частичному плавлению континентальной коры, формированию гранитов и остаточного материала, который остается на глубине в виде анортозитов и гранулитов. Отсутствие мощных покровных комплексов с их метаморфизмом высокого давления в докембрийских зонах ТТП объясняется эрозией. Вместе с тем обращается внимание на присутствие у фронта рассматриваемых зон краевых прогибов типа экзогеосинклиналей с их типичным флишево-молассовым выполнением. С изложенных позиций рассматривается, в частности, палеотектоническая обстановка на стыке восточного края Западно-Африканского кратона и Ливийско-Нигерийской зоны ТТП.

Аналогично рассматривается природа Гренвильской зоны ТТП Америки (А. Кейн), Наталь-Намаквалендской зоны (Р. Шеклтон), пояса ТТП Рибейра (П. Ридер). Однако существующий фактический материал по континентам Гондваны не позволяет принять в чистом виде изложенную концепцию, исходящую из существования в протерозое крупных плитных перемещений. Ей противоречит следующее.

1. Данные палеомагнетизма, опубликованные в работах Д. Брайдена, М. Мак Элхинки, Б. Эмблтона и др. [5], позволяющие улавливать в протерозое тектонические движения первого порядка, сравнимые с раскрытием океанов, указывают на существование начиная с 2200 млн. лет единого суперконтинента, объединявшего материки. Об этом свидетельствуют, в частности, совпадение кривых перемещений полюсов в позднем докембрии Австралии, Африки и других континентов, помещенных на реконструкцию Гондваны (рис. 29), и соответствующие распределения позднедокембрийских ледниковых отложений. Таким образом, в процессе формирования позднедокембрийских подвижных поясов Гондваны не имели места крупные горизонтальные движения приводившие к раскрытию океанических бассейнов, соизмеримых с ныне существующими. Следует предположить сиалическую природу таких поясов. Вместе с тем, палеомагнитные данные не исключают подобных движений по краям Гондваны и ротацию континентов в позднем докембрии на  $10-20^{\circ}$ , что соответствует раздвигу на расстояние порядка 1000 км (Д. Пайпер) или 1500 км (Б. Эмблтон и др.).

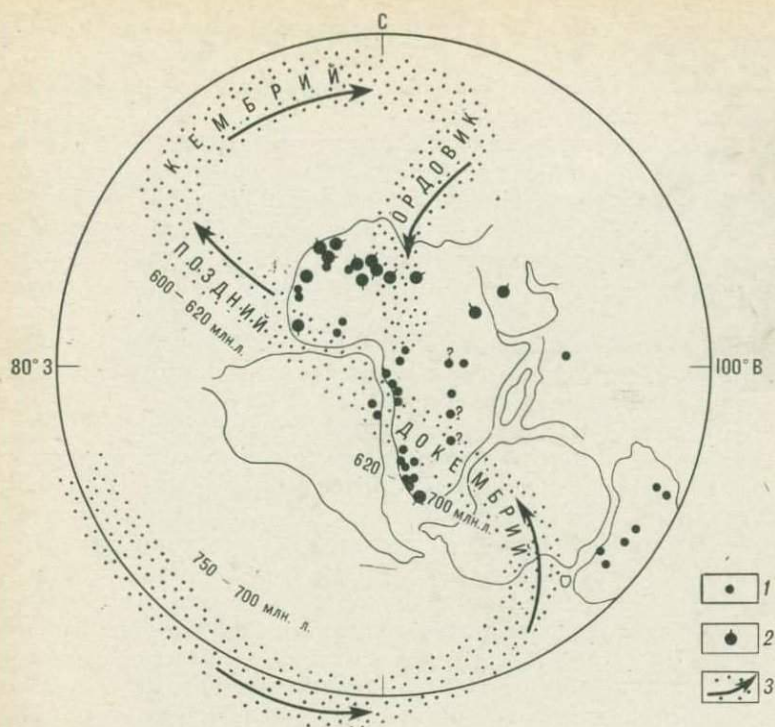


Рис. 29. Кривая перемещения полюса в течение позднего докембрия — раннего палеозоя для Гондваны, по Мак Элхинни и Эмблону.

1 — докембрийские полюса; 2 — раннепалеозойские полюса; 3 — области возможного нахождения полюса и направление его движения

2. Наблюдающийся местами постепенный переход пород, структур и магнитных аномалий из кратонов в прилегающие части зон ТТП (см. рис. 28).

3. Присутствие достаточно многочисленных непереработанных или слабопереработанных остатков древних кратонов внутри зон ТТП. Большинство из них не может быть отнесено к разряду микроконтинентов, так как в вещественном отношении они неотличимы от окружающих гнейсовых толщ, испытавших омоложение.

4. Наблюдающиеся иногда уменьшения значений Rb/Sr датировок от центральной части зоны ТТП к ее краям не соответствуют асимметричному плану переработки, которое следовало бы ожидать при субдукции.

5. Отсутствие мощных и обширных моласс, которые сопровождают гималайский тип сочленения плит. Древнейшие посторогенные отложения в Мозамбикском поясе (система Карру) образовались лишь через 200 млн. лет после заключительной фазы ТТП. В тех же зонах ТТП (например, Пан-Африканских), где имеются древние молассы, последние сравнительно маломощны и локальны.



Можно предположить, следовательно, что формирование зон ТТП не сопровождалось быстрым поднятием типа Гималаев, и топографическое омоложение, вызывавшее мощную эрозию, значительно отставало от тектоно-термального.

6. Гвинейско-Бразильская область стыка Африки и Южной Америки характеризуется развитием сравнительно мелких кратонов, окруженных в поле Пан-Африканской ТТП. Эта обстановка, как показал П. Харли [5], затрудняет предположение о неоднократном раскрытии и закрытии вдоль одной и той же линии сложной конфигурации, с труднообразимой динамикой мелких плит.

Наличие указанных данных достаточно для того, чтобы чрезвычайно осторожно относиться к применению в чистом виде механизма тектоники плит для интерпретации зон ТТП.

Вместе с тем, некоторые особенности строения и эволюции в чем-то напоминают черты, свойственные структурам, возникшим в результате процессов тектоники литосферных плит. К ним, на наш взгляд, относятся следующие.

1. Преобладание на ранних стадиях ТТП утонения или растяжения коры в направлении, поперечном генеральному простиранию этих зон, которые затем сменяются сжимающими деформациями. Такие явления установлены в самых глубоких срезах коры рассматриваемых зон ТТП. Это же следует и из их пространственной связи и синхронности развития с интракратонными геосинклиналями. Существенную роль при этом играют поперечные или диагональные линейные зоны повышенных сдвиговых деформаций, о которых говорилось выше. Эти зоны служили границами блоков континентальной коры, охваченной ТТП, испытавших относительные горизонтальные перемещения, т. е. по своему характеру являются как бы аналогами трансформных разломов.

2. Соединение меридиональных зон ТТП с их поперечными ответвлениями и эпикратонными докембрийскими складчатыми поясами в плане весьма напоминает систему тройных рифтовых сочленений, возникающих в результате подъема мантийных струй. Обычно две рифтовые ветви становятся активными, превращаясь в дальнейшем в зону спрединга и океанообразования, тогда как третья, пассивная, развивается как авлакоген. В нашем случае пассивным ветвям соответствуют интракратонные системы, подходящие под большим углом к зонам ТТП, например, системы центральной части Африки к Мозамбикскому поясу. При любой трактовке тектонической природы зон ТТП их более активная роль как длительно живущих полициклических структур по отношению к узким интракратонным системам очевидна.

К сказанному следует добавить непрерывный и глобальный характер системы зон ТТП — складчатые докембрийские пояса, напоминающие современную рифтовую систему.

3. Установление процессов, связанных с движением литосферных плит в их типичном проявлении по окраинам Гондваны в позднем докембрии (Антиатлас, Саудовская Аравия, Восточная

Австралия), и их предположительное существование, вероятно в ослабленном виде, в некоторых местах ее внутренних частей (западный край Ливийско-Нигерийской зоны ТТП, юго-запад Африки).

4. Не может найти удовлетворительного объяснения в настоящее время и пространственная связь зон ТТП с предполагаемыми активными окраинами позднего протерозоя: Красноморского вулканогенного краевого пояса и Мозамбикской зоны ТТП; Ливийско-Нигерийской зоны ТТП и сутурной линии вдоль восточной окраины Западно-Африканского кратона: Намаквейской зоны ТТП и Рехоболтской вулканической зоной на юго-западе Африки.

Приведенные данные показывают своеобразие тектонического режима, в котором происходило формирование зон ТТП. Он не приводил к значительным плитным перемещениям, хотя проявлялся на фоне растяжения и последующего сжатия.

Объяснение этому, видимо, следует искать в особых свойствах континентальной протерозойской коры, которая еще не могла реагировать мощным спредингом на конвективные процессы, возникавшие в астеносфере. Можно предположить, что падение температурного градиента в протерозое по сравнению с археем (от 60 до 30° на 1 км, по В. Файфу), хотя и привело к изменению свойств литосферы, было все же недостаточным, чтобы обеспечить ее нынешнюю жесткость и теплопроводность. Именно повышенной пластичностью коры объясняет Х. Винн-Эдвардс своеобразие тектонического режима протерозоя, выражающееся в отсутствии океанообразования. По его мнению, в интервале 2500—600 млн. лет преобладал эластичный спрединг, сменяющийся не субдукцией, а контракцией. При таком пластичном состоянии растягивающие движения, возникающие вдоль определенного центра спрединга в подкоровой области, приведут не к раскалыванию и рифтообразованию, как это происходит с хрупкой корой, а к медленному (0,1 см в год) одностороннему перемещению поверхности над активным тепловым источником.

Эта гипотеза объясняет многие особенности зон ТТП, сложенных гранито-гнейсовым комплексом, перекрытым относительно маломощным чехлом, и с рядом ее положений можно согласиться. Во всяком случае, следует иметь в виду при объяснении механизма формирования зон ТТП повышенную пластичность протерозойской коры. Однако не во всех зонах ТТП намечается строго вытянутые цепочки анортозитов и габброидов и, вероятно, не повсеместно под корой в зоне ТТП возникает обстановка, соответствующая линейному спредингу. Не вполне доказательна возможность одностороннего перемещения над таким центром спрединга. Не исключена возможность, что иногда процесс расширения в пластичной коре мог носить ареальный характер. Именно этим объясняется весьма обширный охват пространства ТТП, часто нелинейный в плане, как, например, в Центральной Африке, Австралии, Намаквалендской зоне, где мантийное возбуждение распространялось на обширной площади. Такой ареальный спрединг выра-

жался в образовании разломов, общем утонении коры, продолжающемся до субконтинентальной стадии, без разрыва. В тех же случаях, когда область ТТП имеет линейную форму, она по своим чертам напоминает континентальную рифтовую зону — повышенный тепловой поток, стадия растяжения, обильный магматизм, заканчивающийся поздними щелочными комплексами и карбонатами.

Б. Ф. Уиндли [5] сравнивает Гренвильский пояс ТТП Северной Америки с приостановленным рифтом, не достигшим стадии раскрытия, в котором имели место достаточно заметные, но ограниченные интракратонные плитные движения. Эта трактовка представляется автору близкой к той, которая была дана им при анализе позднедокембрийских зон ТТП Африки, где по стилю развития последние сравнивались с интракратонными складчатыми поясами (Кибаридами, Катангидами) [2]. Эти пояса также имеют черты палеорифтов (авлакогенов) отличаясь большей шириной раскрытия.

В ряду интракратонных структур зоны ТТП, таким образом, занимают особое положение. Будучи существенно энсиалическими по своей природе, они приближаются к описанным выше рифтогенным структурам без признаков океанической коры, отличаясь в то же время от них меньшей линейностью, расплывчатостью форм, отсутствием значительного прогибания. Даже принимая во внимание последующую эрозию, следует предположить, как это делает Ч. Б. Борукаев, субплатформенный сравнительно маломощный «чехол». Вместе с тем, как уже говорилось, отмечается четкая ассоциация зон ТТП с рифтогенными структурами, выполненными многокилометровыми комплексами, одновозрастными переработке. Формирование зон ТТП происходило на фоне ареального спрединга, вызванного, по-видимому, подъемом очень обширных астенолитов, с рассредоточенным тепловым потоком. Действие такого астенолита на земную кору выражалось в охвате несравненно более обширной территории, но в то же время и к рассредоточенному расширению, приводящему к увеличению пластичности и утонению коры, соответствующему плавлению ее нижних частей, термальным и тектоническим воздействиям, но не к ее разрыву. Здесь надо также учитывать неоднородность увеличения жесткости и мощности литосферы. В тех местах, где такое увеличение произошло раньше, возникали подвижные интракратонные геосинклинальные системы, а в областях, сохранивших пластичность, реакция на расширение выражалась в образовании зон ТТП — областей утоненной и проницаемой коры.

Представляется, таким образом, что формирование зон ТТП происходило на фоне своеобразного геодинамического режима ареального растяжения. Оно было вызвано, по-видимому, тем, что к подошве коры поднимался в данном случае огромный астенолит, в несколько раз превышающий по размерам те, которые вызывали образование интракратонных геосинклиналей. Основной причиной, препятствующей разрыву, приводящему к крупным раскрытиям в

процессе ТТП, видимо, следует считать повышенную пластичность и низкую жесткость участков литосферы, вызванные сильным разогревом пород. Постоянно поступающее тепло из мантии, как уже указывалось, могло аккумулироваться в коре и создавать разуплотненные самостоятельные зоны, т. е. могла возникнуть литосфера с дополнительным астеносферным слоем в коре, где шла своя конвекция. Последняя не могла вызвать значительные горизонтальные перемещения, но повышала пластичность коры.

При рассмотрении проблем ТТП неизбежно встает достаточно сложный вопрос: почему ею не были затронуты кратоны? По-видимому, последние представляют собой крупные осколки древней гранитной коры, уцелевшие в процессе ее всеобщего рассечения густой сетью зон скалывания и в этом смысле принципиально не отличающиеся среди непереработанных островов внутри зон ТТП. Однако причина может заключаться и в мантийной неоднородности, возникшей на ранних этапах развития Земли, обусловленной истощением мантии теплотворными элементами под кратонами. Как известно, архейские кратоны Гондваны сложены обширными гранитными батолитами. Они оставались стабильными после своего образования, что выражается в интенсивной их пенепленизации и однородной мощности. Таким образом, кратоны можно представить как области раннего и окончательного образования и консолидации континентальной коры и быстрого истощения мантии радиоактивными элементами, а зоны ТТП как области раннеобразованной, но не окончательно стабилизированной коры, где указанный процесс истощения мантии был растянут, вследствие чего в условиях постоянного (или импульсивного) разогрева поддерживалось пластичное состояние коры и режим ее ТТП.

**Связь зон ТТП с современными континентальными рифтами и окраинами.** Исследователи докембрия Гондваны уже обращали внимание на тесную пространственную связь современных континентальных окраин с зонами тектоно-термального омоложения (В. Е. Хаин, Н. А. Божко, В. Кеннеди, В. Файф, О. Леонардос и др.). Позже это было отмечено (В. Е. Хаин; Н. А. Божко) и относительно зон континентального рифтогенеза, субстратом для которого являются зоны ТТП. В связи с этим был сделан вывод о предопределенности рифтогенеза. Картина распространения позднедокембрийских — раннепалеозойских зон ТТП, нанесенная на реконструкцию Гондваны, убедительно показывает, что линии, вдоль которых находились впоследствии материки, были определены уже в это время. Исключением является, видимо, лишь короткий отрезок Атлантики в районе Гвинейского залива, который не следует рисунку Ливийско-Бразильской зоны ТТП, а пересекает ее. При этом закладывалась и система будущих трансформных разломов. Примером может служить линеамент Убатуба, прослеживающийся в пределах континентальных окраин Бразилии и Анголы и следующий вдоль древней ослабленной зоны, возникшей в бразильском тектоно-орогеническом цикле (600—650 млн. лет)

при развитии зоны ТТП Параиба (Рибейра), которую этот линейный элемент косо пересекает.

Суммируем сказанное выше. ТТП фундамента — один из главных тектонических процессов протерозоя материков Гондваны, который заключался в сложных своеобразных и взаимосвязанных проявлениях деформаций магматизма, метаморфизма, прогревания ранее консолидированной коры внутри особых протяженных зон, т. е. в утонении и увеличении проницаемости коры.

ТТП не являлась результатом крупных перемещений литосферных плит и, в частности, зоны ТТП Гондваны не являются структурами столкновения. Вместе с тем в развитии зон ТТП уже явно проявляются черты стиля тектоники литосферных плит. Одновременно с развитием зон ТТП по окраинам Гондваны шло развитие континентальных окраин, а в ее внутренних частях местами имел место ограниченный спрединг с образованием интраконтинентальных бассейнов с океанической корой.

Литосфера зон ТТП характеризовалась повышенной пластичностью и не была единой и монолитной, как под кратонами. Тектоническое развитие зон ТТП и эпикратонных мобильных поясов Гондваны очень близко между собой. Зоны ТТП пространственно и эволюционно связаны с этими поясами, отражая в разной форме единый процесс регенерации древней континентальной коры.

Зоны ТТП предопределили местоположение современных континентальных рифтов и океанов. Раскрытию современных океанов предшествовала чрезвычайно интенсивная эрозия зон ТТП, вызвавшая их глубокий срез, местами почти до базальтового слоя.

## **ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОГЕНЕЗА ГОНДВАНЫ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ТЕКТониКИ**

Проведенный анализ позволяет определить преобладающую тенденцию тектонической эволюции материков Гондваны в интервале 1700—570 млн. лет. Она заключается в процессе разрушения, раскалывания, переработки древнего сиалического континентального основания суперконтинента, т. е. его деструкции. Лишь несколько сот километров новой коры было образовано в течение цикла Хиджас и приключено к северо-восточному краю Африки. Вся остальная территория Гондваны испытывала наложение разновозрастных и разнотипных подвижных зон на континентальном основании, обособляя участки более мелких кратонов, уцелевших от деструкции. Настоящий анализ раскрывает сущность этого процесса. Прежде всего выявляется его нарастающий характер. В том что указанный процесс осложнялся и нарастал во времени, легко убедиться, если сравнить единичные рифтогенные пояса раннего рифея с густой сетью подвижных зон венда, включающих и пояса с признаками океанической коры. Главное выражение деструкции — в возникнове-

нии разнотипных интраконтинентальных подвижных систем и зон ТТП.

Позднедокембрийский материал Гондваны в этом отношении является исключительно богатым, с которым не может сравниться никакой другой район Земли. Здесь мы имеем возможность не только изучить все разнообразие интраконтинентальных зон, но и проследить их эволюцию во времени. Как было показано выше, ранний рифей характеризовался развитием существенно энсиалических интракратонных геосинклиналей, во многих отношениях близким к континентальным рифтам, а также зон ТТП в Восточной Гондване. Это было началом этапа позднедокембрийской регенерации. Представляется исключительно важным то обстоятельство, что растяжение было главной геодинамической обстановкой их заложения. На это однозначно указывает фактический материал по всем данным зонам. Постепенно строение интракратонных зон усложнялось. Вторая их генерация, средне-позднерифейская закладывалась уже на фоне более значительных растягивающих усилий, которые привели к образованию энсиматических интракратонных геосинклиналей, содержащих не совсем типичные офиолиты. Характерно, что возникновение их совпало с заложением будущих окраинноконтинентальных геосинклиналей, с которыми энсиматические интракратонные геосинклинали имели пространственную связь. В возникновении протяженных интракратонных зон с офиолитами позднего докембрия нашла свою кульминацию эволюция линейных интракратонных структур, берущая свое начало с зеленокаменных поясов архея. Появление их и сопряженных с ними ортогеосинклиналей знаменовало собой переход к качественно новому этапу в истории южного полушария Земли — образованию океанических бассейнов. Однако только переход, так как Гондвана оставалась все еще единым суперконтинентом. Тем не менее, отличительной особенностью стиля позднедокембрийского тектогенеза является сочетание окраинно-континентальных (окраиннократонных) и внутриконтинентальных процессов.

Восстановить протяженность, ширину Пратетиса и Прапацифика чрезвычайно трудно, так как в настоящее время окраина либо оборвана океаном, либо скрыта под более молодыми образованиями, возникшими в процессе последующей аккреции. О существовании указанных океанических бассейнов мы судим по комплексам активных и пассивных окраин, а также по фрагментам древней океанической коры (офиолитовая ассоциация), сохранившейся в виде аллохтонной пластины надвинутой с юга на край кратона в Бу-Аззере (Антиатлас), а также присутствующей в офиолитовых швах Саудовской Аравии. Можно лишь предполагать, что эти две области представляли собой участки единого океана. О ширине океанического бассейна к северу от Антиатласа нельзя сказать ничего определенного. Г. Роччи, на основании присутствия в разрезе офиолитовой ассоциации Бу-Аззер терригенных пород, делает вывод о незначительной удаленности корней аллохтона, т. е. близости континента. В данном случае, возможно, следует предполагать существование малого океанического бассей-

на. Как уже говорилось, ширина океана на северо-востоке Африки и в Аравии оценивается от нескольких сотен до 6000 км. Таким образом, все, что можно сказать определенно, — это существование области с настоящей океанической корой к северу и северо-востоку от северного края Африки в позднем докембрии. Этот вывод сам по себе является весьма существенным.

Аналогичный вывод напрашивается относительно обстановки в позднем докембрии на Тихоокеанской окраине Гондваны, и здесь мы касаемся одной из важнейших проблем — эволюции Тихоокеанского пояса. Проведенный тектонический анализ и, в частности, установление комплекса пассивной окраины в виде огромной ленты, опоясывающей окраины Южной Америки, Антарктиды и Австралии, показывает, что уже с позднего рифея, а возможно и раньше, возник Тихоокеанский пояс в качестве целостной периокеанической области Прапацифика. Этот вывод, основанный на фактическом материале, вполне логичен. Только исходя из существования единого суперконтинента, внутри которого происходили лишь ограниченные раскрытия узких интракратонных зон, из чего следует постоянство границ материков до мезозоя включительно, можно объяснить единство и длительную историю Тихоокеанского пояса.

Из проведенного тектонического анализа следует также, что процессы деструкции вдоль Тихоокеанской окраины, существование которых подчеркивалось Ю. М. Пушаровским и А. Л. Яншиным, происходили уже в позднем докембрии.

Формирование трога Бауэрс, по-видимому, на океанической коре и микроконтинента Земли Мэри Бэрд в Западной Антарктиде аналогично перестройке структурного плана в районе Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кольца, где деструкция бывшей континентальной структуры привела к отрыву от материка зоны Лорд-Хау и образованию малого океанического бассейна. Имеющийся материал не позволяет более определенно оценить обстановку в других частях рассматриваемой окраины, так как в Андах край континента, сложенный породами с возрастом до 2000 млн. лет, резко обрывается в океан, а в Австралии, к востоку от Аделаиды, распространены фанерозойские аккреционные образования. Можно предполагать либо существование малых океанов типа описанного выше, либо огромной акватория Тихого океана. Уместно, вероятно, вспомнить и высказывание Г. Лиса, который считал, что «геосинклиналь Скалистых гор Анд не занимала краевое положение между вечным океаном и первичным континентом, но была внутриконтинентальной геосинклиналью, не отличающейся в этом отношении от Альпийско-Гималайской геосинклинали».

Как бы там ни было, мы вправе представить развитие ортогеосинклиналей по окраинам Гондваны и интракратонных геосинклиналей, которые пересекали ее внутреннюю область.

В докембрийских подвижных зонах Гондваны выявляются (табл. 8) все градации от типичных авлакогенов, амагматичных

## Эволюционный ряд линейных структур позднего докембрия Гондваны

Тип структуры	Главные отличительные признаки типов и подтипов	Примеры
Авлакогены	Отсутствие гранитизации, метаморфизма	Амадеус, Джорджина
Интракратонные энсиалические геосинклинальные системы	1. Отсутствие гранитизации при незначительном основном и кислом вулканизме и метаморфизме, напряженная складчатость	Западные Конголиды, Эспиньясу
	2. Черты подтипа 1±гранитизация	Кибариды, Катангиды, Парагвай — Арагуая, системы СВ Бразилии
	3. Существенное проявление основного и кислого вулканизма, метаморфизм местами до амфиболитовой фации, гранитизации	Пенсакола, Алексо, Апия, Маюмбе, Дамариды
Интракратонные энсиматические геосинклинальные системы	1. Основной вулканизм, метаморфизм, гранитизация, единичные мелкие тела альпинотипных гипербазитов и габбро	Северная часть Атакорид, Сержипи
	2. Массовые интрузии и протрузии ультрабазитов и габбро	Араксиды
	3. Усиленно выраженные черты подтипа 2±известково-щелочной магматизм	Массив Хоггар
	4. Присутствие расчлененной офиолитовой ассоциации, серпентинитового меланжа без известково-щелочного магматизма	Гарип, Малмсбери, Южные Араксиды
	5. Расчлененная офиолитовая ассоциация — известково-щелочной магматизм	Мавританиды, Тижукас
Окраинно-кратонные геосинклинальные пояса	Присутствие фрагментов полной офиолитовой ассоциации, непрерывных известково-щелочных серий	Антиатлас, Аравийско-Нубийская область
	Признаки активной или пассивной континентальной окраины, развитие по типу сложного геосинклинального пояса	Протоандский пояс, Восточная Австралия, Россиды



моногоэпифанеральных типа Западных Конголид, Эспиньясу через вулканогенные трюги типа Дамарид, энзиматические геосинклинали типа Хоггара, испытывавшие массовое внедрение ультрабазитов, близкое к «базификации», до узких линейных бассейнов, содержащих почти полный набор офиолитовой ассоциации (Мавританиды, Тижукас). Это разнообразие геодинамических процессов в позднем докембрии Гондваны отражает переходную стадию в развитии земной коры и верхней мантии от исключительно интракратонной тектоники раннего докембрия к тектонике континентальных окраин фанерозоя. Типичной чертой этого переходного этапа является механизм «приостановленного» рифта, т. е. ограниченное раскрытие литосферы. Протерозойский тектогенез Гондваны, по-видимому, отражает эволюционный переход от небольших мантийных конвекционных ячеек в гигантские современные — от вертикального перемещения мантийного материала при образовании новой коры к латеральной транспортировке, включающей спрединг.

Новообразованные интракратонные пояса явились средоточиями высокого теплового потока, регионального метаморфизма и магматизма, деформаций. Общий переходный стиль этапа нашел выражение и в характере проявления этих процессов, который мог меняться не только в разных поясах, но и в пределах единого пояса по его простиранию, что отмечалось выше на примерах Ахаггаро-Атакорийской и других зон. Этот стиль проявляется и в механизме становления офиолитов, изучение которого в рассматриваемых подвижных поясах Гондваны, как мне представляется, может иметь существенное значение для разрешения этого принципиального вопроса геотектоники. В подвижных поясах Ахаггара, Атакорид, Бразилии отмечается интрузивное внедрение альпинотипных гипербазитов в начальной стадии развития интракратонной геосинклинали. Характерно, однако, что такое внедрение имеет место не в эвгеосинклинальных условиях, т. е. при наличии спилит-кератофировой формации, а в породы кристаллического фундамента и субплатформенные карбонатно-терригенные толщи континентального рифта (Западный Ахаггар, Атакориды), т. е. здесь в «законсервированном» виде, благодаря механизму «приостановленного» рифта, мы имеем возможность наблюдать начальную стадию растяжения и раскалывания континента, когда континентальная кора испытывает дробление и между ее фрагментами внедряется основной и ультраосновной материал.

В Мавританидах и некоторых зонах пояса Рибейра растяжение, вероятно, было более сильным, и процесс раскалывания континента пошел несколько дальше. Здесь мы наблюдаем «нарушенный» или неполный разрез офиолитовой ассоциации, залегающей в основании разреза. Тела альпинотипных ультрабазитов обычно локализируются в нижней части разреза либо, вероятно, в виде протрузий (горячие контакты отсутствуют) поднимаются в верхние горизонты. Укажем еще раз, что в сопряженных с рассматриваемыми

мыми энсиматическими геосинклиналями окраинных бассейнов фиксируется типичный разрез офиолитовой ассоциации.

Приведенный материал позволяет проследить эволюционную последовательность в растяжении и раскалывании континентальной литосферы. Он также обнаруживает очень важное обстоятельство: ход этого процесса может приостановиться на любой стадии. Лучшее доказательство этому — градация интракратонных подвижных зон позднедокембрийской Гондваны. В свете этого тектонический анализ должен быть всегда конкретным. Не следует в каждой интрузии альпинотипных гипербазитов видеть океаническую кору, а присутствие офиолитовой ассоциации всегда расценивать как индикатор прежних раскрытий на уровне Атлантического океана. Последняя может указывать и на красноморский тип бассейна (энсиматические интракратонные геосинклинали).

Сказанное выше и весь проведенный тектонический анализ естественным образом подводят к проблеме, которая сейчас обсуждается во всем мире: шло ли развитие земной коры в докембрии по униформистскому принципу, т. е. в полном соответствии с современными плитными процессами.

Палеотектоника позднего докембрия Гондваны однозначно дает отрицательный ответ на этот вопрос для ее внутренних частей, т. е. для континентального мегаблока, и допускает плитный механизм в его окраинных частях, начиная со среднего рифея. Докембрий Гондваны характеризовался господством интракратонных подвижных зон, начиная от зеленокаменных поясов, через высокопроницаемые интракратонные геосинклинали раннего протерозоя к энсиматическим геосинклиналям рифея. Выше была показана несостоятельность попыток применения механизма тектоники плит в чистом виде к указанным интракратонным структурам. Это тем более относится к зеленокаменным поясам раннего докембрия, которые, по В. Уиндли, также следует рассматривать как интракратонные рифтогенные структуры. Вместе с тем, изучение особенностей строения и эволюции интракратонных структур позднего докембрия показывает, что все они закладывались в условиях растяжения земной коры, в их строении улавливаются такие особенности, как тройные сочленения и значительные поперечные сдвиговые деформации — аналоги трансформных разломов. Эти признаки косвенно указывают на зачатки механизма тектоники плит, на его «эмбриональную» стадию. Этот вывод становится вполне допустимым, если учесть, что рассматриваемые зоны развивались синхронно с океаническими бассейнами окраин Гондваны, апофизами которых они являлись.

Трудно определить точно первые плитные движения в докембрии, связанные со значительным спредингом. Достаточно уверенно они фиксируются с конца среднего — начала позднего рифея в связи с заложением Пратетиса и Прапацифика. Вместе с тем, анализ материала по подвижным зонам протерозоя Гондваны показывает, что при всем их своеобразии в основном преобладала вертикальная транспортировка мантийной массы, которая решительно

сменилась горизонтальной транспортировкой и современным спредингом лишь в фанерозое. Таким образом, можно говорить о переходном этапе к механизму тектоники плит, который, видимо, охватывает верхний протерозой и ранний палеозой. Это было время преобладания интракратонных процессов в виде своеобразных геосинклиналей и зон ТТП. Палеотектоника позднего докембрия Гондваны, фиксируя переходный этап от интракратонного тектогенеза к современному, вместе с тем показывает возможность существования этих двух процессов на переходном этапе в эволюции тектогенеза и направленность развития от одного к другому, т. е. тенденцию развития интракратонных структур в направлении максимального растяжения и к превращению в океанические бассейны. Таким образом, глобальный тектонический механизм с течением времени менялся направленно, достигнув современной стадии крупных плитных перемещений.

Особенности этого переходного этапа обусловлены многими причинами, которые далеко еще не познаны. Существенное значение имели постепенное уменьшение температурного градиента, пластичность коры и возможное влияние самостоятельных коровых конвективных процессов на ход тектогенеза. Указанный переход был достаточно постепенный, на что указывает распространение в позднем протерозое обоих стилей тектонического развития, хотя и при преобладании интракратонных режимов.

По-видимому, эта эволюция была связана с увеличением мощности литосферы, обусловленной уменьшением теплового потока. Горячая и тонкая литосфера не могла раскалываться с образованием линейных океанических бассейнов. Подобный процесс, вероятно, имел место при образовании «минигеосинклиналей» архейских зеленокаменных поясов, когда кора была весьма тонкой. В раннем протерозое, с некоторым увеличением мощности коры, оставшейся все же пластичной, такой разрыв стал невозможен, хотя и возникли условия для интракратонных линейных структур высокой проницаемости. Увеличение мощности и жесткости коры, по-видимому, шло неравномерно. Одни участки были более подготовлены для образования рифтогенных структур (интракратонных геосинклиналей), другие оставались еще весьма пластичными, реагируя на растяжение «ареальным спредингом», т. е. утонением коры без ее разрыва, что приводило к интенсивной ТТП древнего фундамента. Синхронность событий в интракратонных геосинклинальных поясах и зонах ТТП, в частности одновременность проявлений магматизма и пространственное единство этих структур, указывают на то, что они представляют собой различные выражения единой системы внутриконтинентальных подвижных зон, разные проявления единого процесса деструкции древней коры.

К мезозою литосфера была повсеместно достаточно жесткой, обширной и подготовленной для крупных перемещений литосферных плит с устойчивым конвективным планом современного типа.

Принципиальные аспекты тектогенеза, вскрытые проведенным анализом, позволяют по-новому подойти к дискуссии между фик-

систами и мобилистами. Изложенный выше материал показывает беспочвенность ортодоксальной позиции любой из сторон. Можно сказать, что до 1000 млн. лет на Земле имели место интракратонные движения и, таким образом, в современном виде тектоника плит не проявлялась. Однако значит ли это, что горизонтальные движения в земной коре, конвекция в мантии также не существовали? Имеющийся фактический материал и его анализ дают отрицательный ответ. Все подвижные зоны закладывались в обстановке растяжения, однако кора прошлого не могла реагировать мощным спредингом на это растяжение в силу изложенных выше причин, а при ограниченных раскрытиях не могла проявиться субдукция. Мы видели также, что такие положения фиксизма как инверсия, базификация, интрузивные внедрения ультрамафитов имели место в развитии некоторых подвижных зон рифея Гондваны, однако в синхронных подвижных зонах другого типа отмечалось формирование типичной офиолитовой ассоциации, аллохтонное перекрытие ею края кратона (обдукция), развитие островодужных ассоциаций и т. д.

Изучение тектоники позднего докембрия Гондваны в силу особенностей ее «переходного» стиля показывает возможность одновременного проявления внутриплитного и окраинноплитного механизмов как в пространстве, так и во времени. Оно показывает беспредметность и бесконструктивность ортодоксальных утверждений как об униформизме геодинамики литосферных плит, так и об общем ее отрицании. Эволюционное, направленное развитие форм тектогенеза позволяет оценить современные процессы лишь как закономерную стадию в нем. Сложный и многообразный характер тектонических проявлений в позднем докембрии на Южных материках способствует познанию этой эволюции и развитию эволюционного представления о тектонических процессах на Земле. Только такой подход может привести к обнадеживающему синтезу геосинклинальной гипотезы и тектоники плит, но не в качестве всеобъемлющей униформистской концепции, а к осмысленному применению положений обеих гипотез к конкретному геологическому материалу определенного возраста.

В «Заключении» монографии, посвященной основным вопросам тектоники докембрия континентов, Ч. Б. Борукаев [7] справедливо подчеркнул, что одним из наименее разработанных вопросов является вопрос о возникновении интракратонных подвижных поясов и что очередной задачей является уточнение основ учения о геосинклиналиях. В процессе работы над данной проблемой автор пришел к аналогичному выводу. Проведенный анализ в значительной степени касался развития интракратонных геосинклиналей. Представляется, что его результаты в какой-то мере способствуют пониманию геосинклинального процесса в целом.

Основное содержание понятия «геосинклиналь», видимо, сводится к существованию прогиба, заполняющегося осадками, которые впоследствии испытывают складчатые и разломные деформации, магматические внедрения и метаморфизм. Так, В. Е. Хаин

определяет геосинклинали как «зоны высокой подвижности, значительной расчлененности и повышенной проницаемости литосферы, характеризующиеся на ранних этапах своего развития преобладанием интенсивных погружений, а на заключительных — интенсивных поднятий, сопровождаемых значительными складчато-надвиговыми деформациями». Очевидно, что под это общее определение подходят все рассмотренные подвижные зоны позднедокембрийской Гондваны, за исключением зон ТТП.

Вместе с тем, даже проведенный анализ, не говоря уже об имеющихся в настоящее время данных о геосинклиналях в целом, со всей определенностью говорит о значительном разнообразии геосинклиналей. В свете этих данных односложная характеристика определенной подвижной зоны — «геосинклиналь» является очень неполной и недостаточной. В связи с этим некоторые ученые, особенно на Западе, предпочитают отказаться от этого слова, заменяя его чисто актуалистическими терминами — пассивная окраина, активная окраина и т. д. Думается, что такой подход не является удовлетворительным выходом из положения, и не только из соображений трудности ломки укоренившейся терминологии. Фактический материал, приведенный выше, показывает, что, с одной стороны, не всем интракратонным геосинклиналям можно найти точный эквивалент в современном ряду континент — океан (например, Ахаггаро-Атакорида), с другой — далеко не ясно, испытает ли, например, Красное море складчатость и гранитизацию, т. е. пройдет ли здесь геосинклинальный процесс до конца. Признавая и используя актуалистический метод, автор вместе с тем считает целесообразным сохранить термин геосинклиналь для характеристики определенных палеоструктур. Вместе с тем, для успешного его применения необходимы правильная типизация геосинклиналей в свете современных данных.

Каковы же должны быть исходные предпосылки для такой типизации? Автор, как и многие другие ученые в настоящее время, полагает, что в начале любого геосинклинального процесса проявляется рифтовая стадия, однако дальнейшее развитие континентального рифта может происходить различно. При этом ключевую роль, видимо, будет играть степень последующего растяжения и, следовательно, разрыва коры или литосферы. Крайняя степень этого процесса — новообразование океанического бассейна, а впоследствии — островных дуг или активных окраин, т. е. ортогеосинклиналей. Автор рассматривает ортогеосинклиналь в понимании Штилле, Обуэна, Кэя и др., где главным признаком ее является положение ее на краю кратона, присутствие офиолитов и т. д. К развитию ортогеосинклинали применима в полной мере теория литосферных плит, или «цикл Вильсона», состоящий как известно, из шести стадий: континентальный рифт — Красное море — Атлантический океан — островная дуга — сжатие и поднятие — столкновение. Отметим, однако, что термин ортогеосинклиналь в предполагаемом смысле был введен задолго до возникновения тектоники плит. В позднем докембрии ортогеосинклинали

развивались по краям Гондваны. Им, очевидно, соответствуют со стороны Пратетиса — зона Восточного Антиатласа и Нубийско-Аравийская область, а со стороны Прапацифика — Прототихоокеанская окраина, звеньями которой были Протоанды, Росская и Аделаидская геосинклинали, т. е. охарактеризованные выше окраинно-континентальные геосинклинали. Развитие их привело к образованию начальных комплексов сложных геосинклиналильных поясов, развивающихся до настоящего времени, — Средиземноморского и Тихоокеанского.

Однако развитие подвижной зоны могло закончиться на любой стадии «цикла Вильсона», т. е. процесс растяжения коры мог быть ограниченным и далеко не достигать раскрытия океана. Если развитие остановилось на стадии Красного моря, возникает своеобразный тектонический режим энсиматической интракратонной геосинклинали. В Гондване им соответствовали Ахагаро-Атакорийский пояс и Мавритано-Центрально-Бразильский.

Процесс растяжения, закончившийся на стадии континентального рифта, но приведший к гранитизации пояса, приводит к образованию энсиалической интракратонной геосинклинали. Мы не будем здесь возвращаться к характеристикам этих трех типов, так как это было сделано выше. Если же считать, что решающее значение для типизации геосинклиналей имеет проявление доорогенного магматизма и, в частности, развитие офиолитов, то энсиалические геосинклинали (диагеосинклинали) отвечают безофиолитовым геосинклиналям; энсиматические геосинклинали (эвдиагеосинклинали) — прогибам с неполной офиолитовой ассоциацией или с альпинотипными гипербазитами и габбро, а окраиннократонные (ортогеосинклинали) — содержащим полную офиолитовую ассоциацию. В отличие от ортогеосинклиналей, интракратонные образуют впоследствии складчатые обособленные пояса, т. е. не входят в состав сложных геосинклиналильных поясов. Их развитие, как правило, моноциклично. Представляется, что такой подход к типизации геосинклиналей, в котором учтена роль интракратонных подвижных поясов, может способствовать разрешению противоречий в понятии «геосинклиналь» фиксистами и мобилистами.

Перейдем к рассмотрению одного из сложных вопросов — насколько синхронно проявлялись тектонические события позднего докембрия на материках Гондваны и характеризовались ли они цикличностью? Ответ на него в определенной степени дают палеотектонические карты. Выше уже указывалось значение рубежа 1700 млн. лет, примечательного в том отношении, что к этому времени закончилось развитие геосинклиналильных поясов раннего протерозоя. Ранний рифей отмечен заложением и развитием рифтогенных энсиалических систем на многих материках — Южной Африке (Кибаро-Анколийский, Итиасо, Укинга, Ирумиды — Рехоболт), Австралии (Маунт-Айза). Во всяком случае, в интервале от 1700 до 1300 млн. лет нигде не отмечено складчатости, метаморфизма, внедрения синорогенных гранитов, за исключением поя-

са Маунт-Айза (1450 млн. лет). Такие события проявляются в системах Кибарской и Укинга на рубеже 1350 млн. лет. В среднем рифее начинается новый цикл образования интракратонных структур — Эспиньясу, Алексоид, Мару (?), Мавританид Уруасуанской системы, заканчивающийся одновременной складчатостью на рубеже ~1000 млн. лет. В Мавритано-Бразильском поясе складчатость не была завершена. В это же время в ранее консолидированных поясах (Кибариды) также отмечаются тектоно-термальные события.

На рубеже среднего — позднего рифея возникает новая генерация геосинклинальных поясов как интракратонных, так и окраиннократонных, заканчивающих свое геосинклинальное развитие в венде в Пан-Африканскую эпоху орогенеза. Самое выделение этой эпохи указывает на синхронность, которая содержится в названии. Тектонический анализ показывает, что Пан-Африканская эпоха может быть названа, в равной степени, Пан-Гондванской, так как она фиксируется на всех континентах.

В целом можно говорить о двух мегациклах — Кибарском (1700—1000 млн. лет) и Катангском (1000÷550±100 млн. лет). Эти циклы отражают становление, развитие и окончательную консолидацию двух генераций подвижных зон Гондваны в позднем докембрии. Внутри первого мегацикла выделяется рубеж 1300 млн. лет, в результате которого часть поясов испытала главный орогенез. Однако он не означал полной консолидации и прекращения тектоно-термальной активности в них, которая завершилась лишь около 1000 млн. лет назад (рис. 30).

Аналогичный рубеж около 700 млн. лет выделяется внутри второго мегацикла. На этом уровне в ряде поясов (Западные Конголиды) прошла главная складчатость, но только Пан-Африканский орогенез привел к полному затуханию этих зон вместе с другими подвижными зонами, испытывавшими геосинклинальное развитие.

Переход от одного мегацикла к другому во времени и пространстве был постепенным. При этом интракратонные подвижные зоны второй генерации, согласно радиометрическим датировкам, закладывались в основном в непосредственной близости от поясов ранней генерации, завершивших свое развитие. Начало заложения происходило одновременно с окончанием орогенеза в соседней зоне. Сопоставим для примера орогенез в осевой зоне Мавританид — Араксид (1000 млн. лет) и заложение поясов Парагвай — Арагуая и его продолжения в Африке и Бразилии, последние события в Ирумидях — Кибаридах (1000 млн. лет) и заложение впадины Роан; завершение процессов ТТП в Намаквейской зоне и возникновение впадин Носиба, Стинкфонтейна в основании будущих поясов Дамары и Гарипа; складчатость в Центральном Ахаггаре и заложение рифта в Западном; завершение процессов в цепи Маюмбе и возникновение у ее восточного подножья прогиба Сансиква.

Намечается как будто связь между сжатием в процессе орогенеза и компенсацией его растяжением в соседнем участке. В этой

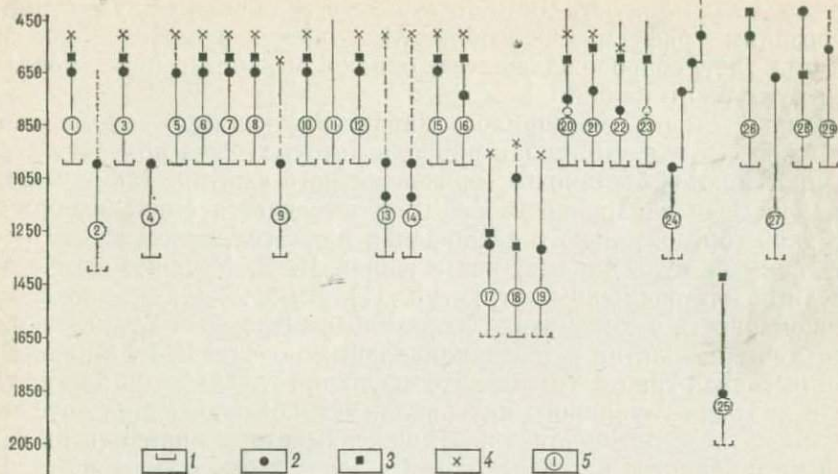


Рис. 30. Схема тектонического развития геосинклинальных подвижных зон Гондваны в позднем докембрии.

1 — заложение подвижной зоны; 2 — главная фаза складчатости; 3 — фаза складчатости; 4 — проявление завершающей термальной активности; 5 — подвижные зоны: 1 — Система Паратвай — Арагуая; 2 — Араксиды; 3 — Бразилия; 4 — Эспиньясу; 5 — Гурупи; 6 — Медно-Корау; 7 — системы пояса Рибейра — Апия, Тижукас, Восточно-Уругвайская; 8 — система Курлунту — Уа-Уа; 9 — Мавританская ось; 10 — система Рокел — Басари — Фалеме; 11 — Антиатлас; 12 — Ахаггаро-Атакориды; 13 — система Алексоид; 14 — система Мару; 15 — система Анка; 16 — Западные Конголиды; 17 — Кибариды; 18 — Укинга; 19 — Ирумиды; 20 — Катангиды; 21 — Дамариды; 22 — система Гарип; 23 — система Малмсбери; 24 — Аравийско-Нубийская складчатая область; 25 — система Маунт-Айза; 26 — пояс Аделанда; 27 — система Пенсакола; 28 — Росский пояс; 29 — Протоандский пояс

взаимосвязи отражается самостоятельность позднедокембрийского этапа в геодинамическом смысле, так как между раннепротерозойскими и рифейскими подвижными зонами она не обнаруживается.

Намеченная выше цикличность, выражающаяся в заложении и развитии двух генераций подвижных зон, как мы видели, не означала простого повторения событий. Имеются существенные отличия в тектонической природе подвижных поясов первого и второго циклов, в формационном выполнении осадочных чехлов и т. д., о чем говорилось выше.

Намеченная цикличность и синхронность тектонических событий несомненно имеет место, однако надо иметь в виду, что точность ее определяется точностью радиометрических датировок, отклонения которых все еще значительны. Вместе с тем, это не может служить аргументом против существования всегондванских эпох орогенеза, циклов и т. д., так как сравнение ведется в одном масштабе неточностей повсеместно.

Таким образом, проведенный тектонический анализ в целом подтверждает значение рубежа 1700 млн. лет, разделяющего ранний и поздний протерозой. Он также показывает индивидуальность позднепротерозойского этапа в общей тектонической эволюции Гондваны. Установленная мегацикличность выявляет особую роль



рубежа 1000 млн. лет, соответствующего границе между средним и поздним рифеем. Обособляются также рубежи 1300 и 700 млн. лет, сопровождавшиеся, однако, меньшими перестройками структурного плана.

Ранние стадии мегациклов, характеризующиеся заложением подвижных зон, рифтогенная природа которых была показана выше, протекают в обстановке горизонтального сжатия. Таким образом, учитывая синхронность событий, намечается смена глобальных эпох горизонтального расширения и сжатия, осложненная региональными пульсациями, отмеченная Е. Е. Милановским для линейных платформенных структур [11]. Им же была установлена закономерность в кинематике движений фанерозоя — компенсация рифтогенезом сжатия в геосинклинальных поясах. Е. Е. Милановский высказал гипотезу о том, что «функции главных зон растяжения и подъема глубинного материала, уравнивающих опускание и сжатие в геосинклинальных поясах, которые приняли на себя в мезо-кайнозойские рифтовые пояса и зоны, в палеозое и протерозое осуществлялись, так сказать, «по совместительству» геосинклинальными поясами того времени (с подчиненными им авлакогенами), и что, следовательно, спектр тектоно-магматических процессов, движений и деформаций в древних геосинклиналях был еще богаче и разнообразнее, чем он стал в мезозое и кайнозое. . .

Иными словами, самостоятельные мезо-кайнозойские и, в частности, современные рифтовые и геосинклинальные («негеосинклинальные») пояса и зоны, возможно, представляют результат «расщепления» и пространственного обособления на площади Земли тех процессов, которые на более ранних этапах ее развития — в рифее и отчасти в палеозое — происходили в пределах единых «палеогеосинклинальных» (или геосинклинально-рифтовых) поясов».

Приведенный выше материал и, в частности, о сопряженности геосинклиналей и зон ТТП Кибарского и Катангского мегациклов, позволяет, на мой взгляд, считать гипотезу Е. Е. Милановского доказанным фактом.

Следует иметь в виду, что указанная выше синхронность тектонических событий на разных континентах Гондваны устанавливается в общих чертах для смены крупных тектонических событий. Она в значительной мере нарушается при сравнении событий второго порядка отдельных подвижных зонах. При этом местами улавливается закономерное проявление синхронности в пространстве — скольжение тектоно-магматической активности, что можно продемонстрировать на примере интракратонных подвижных зон Африки и развития Тихоокеанской окраины Гондваны.

Как было показано выше, процессы деформации в интракратонных геосинклиналях Гондваны протекали дискретно, в виде нескольких фаз. Сравнение показывает, что эти фазы, хотя и протекали повсеместно в пределах довольно узких интервалов времени, все же не совпадали во времени в разных подвижных зонах.

Так, в Западных Конголидах устанавливаются фазы деформации (в млн. лет) — 740, 620—615; 525—450; в Катангидах — 725,

620±20; 520±20; 485±10; в Дамаридах — 665±34 и 474±16, хотя последние датировки синтетических гранитов Салем группируются в интервалы 750, 650, 570, 500; в Атакоридах — 620, 613; в Хоггаре — 650, 620, 487; в Мавританском Адраре — 690, 595. Сравнение этих цифр не позволяет сделать какие-либо выводы, так как несоответствия могут объясняться точностью датировок. Однако если сравнить проявления главных фаз деформации, следующих перед накоплением красноцветных моласс, характерных для указанных поясов, обнаружится явное уменьшение возраста деформаций от Центральной Африки к Северо-Западной. Главные фазы в Западных Конголидах и Катангидах проявились заведомо до 700 млн. лет, тогда как в Западной Африке цифры порядка 620—650 млн. лет датируют образования залегающие ниже красноцветных толщ Обосум, плато Куэрт и т. д. Видимо, некоторое уменьшение возраста деформации отмечается от Западных Конголид — Катангид в южном направлении в сторону Дамарского пояса, Гарип — Малмсбери.

Таким образом, говоря о синхронности, следует иметь в виду проявление тектонических событий в определенном, для докембрия достаточно узком временном интервале порядка 100 млн. лет. Внутри этого интервала могут иметь место диахронность и «скольжение» тектоно-магматических событий.

Вместе с отмеченной миграцией фаз деформации в процессе проведенного тектонического анализа была обнаружена асинхронность в развитии некоторых типов тектонических структур Западной и Восточной Гондваны. Это несоответствие устанавливается еще в конце раннепротерозойского этапа. Западная Гондвана испытала консолидацию несколько раньше Восточной. Тогда как в пределах Африки и Южной Америки шло формирование вулканоплутонической ассоциации, в Индии и Австралии продолжали существовать линейные подвижные зоны, одна из которых (Маунт-Айза) замкнулась только в раннем рифее. Различия отмечаются и в позднем докембрии. Широкое развитие зон ТТП в Индии, Австралии, Антарктиде проходит, по существу, при отсутствии таковых в Африке и Америке, за исключением Намаквейской зоны, являющейся продолжением Восточно-Гондванской ТТП. Западная Гондвана охватывается ТТП в позднем рифее и венде, которая постепенно как бы перемещается с востока. Есть и другие черты различия между Западной и Восточной Гондваной. Африка и Америка были несравненно подвижней Австралии и Индии в рифее, если судить по степени развития интракратонных геосинклиналей. Особенно «спокойной» в отношении «Пан-Африканского» орогена была Австралия. Он проявился здесь лишь в виде деформаций некоторых интракратонных геосинклиналей, очень близких к авлакогенам (типа Фитцморис). Как уже говорилось, пассивная окраина Аделаиды испытала складчатость лишь в кембрии.

Трудно определить значение различия в эволюции Западной и Восточной Гондваны. Означает ли оно существование двух суперконтинентов? В пользу этого указывают новые данные палеомаг-

нетизма (Мак-Элхинни, Крёнер, личные сообщения), которые, якобы, устанавливают различия в кривых блужданиях этих двух частей Гондваны. Вместе с тем, опубликованные до сих пор исследования в этой области свидетельствуют о единстве Гондваны. При этом следует иметь в виду, что палеотектоника не дает никаких противоречивых аргументов на этот счет, а стыковка Афро-Америки и Антарктиды в позднем рифее вполне удовлетворительна. Не исключена возможность, что к северу от этого узла, в области Мадагаскара и Восточной Африки — Индии существовал какой-то бассейн, определенное время разделявший континентальные области в этом районе. Однако ничего определенного на этот счет сказать в настоящее время невозможно. Скорее всего указанная асимметрия отражает глобальную асимметрию Западного и Восточного полушарий, что хорошо отмечается в фанерозое Тихоокеанского кольца. Итак, общая цикличность являющаяся, по-видимому, отражением глобальных кинематических пульсаций, сопровождалась в позднем докембрии Гондваны асимметричным развитием ее западных и восточных частей.

Какое же положение занимает эпоха позднего докембрия в общей эволюции Гондваны? Очевидно, приняв с некоторой долей условности нижнюю границу раннего рифея за начало этапа, важно хотя бы в общих чертах рассмотреть ретроспективно черты развития Гондваны до рубежа 1700 млн. лет. Верхняя граница совпадает с окончанием активности подвижных зон на материках Гондваны и с наступлением платформенного режима на суперконтиненте. Она соответствует концу раннего палеозоя, если судить по завершающим радиометрическим датировкам в зонах «омоложения» в подвижных орогенных областях.

Выше указывалось, что к началу раннего рифея закончилось развитие раннепротерозойских геосинклиналей. Их заложение произошло после эпиархейской консолидации приблизительно 2,6 млрд. лет, сопровождавшейся становлением огромного количества гранитных батолитов. Для раннепротерозойского (Афебского) этапа характерно возникновение протяженных линейных поясов и формирование протоплатформенного чехла. Все пояса были интракратонными, но характеризовались большой проницаемостью. Многие из них являлись существенно вулканогенными, но без офиолитов (Гвианская, Эбурнейская). Вместе с тем, существовали в этот этап и геосинклинали, в выполнении которых принимали участие главным образом осадочные образования. В некоторых местах получают развитие зоны ТТП. Эти протогеосинклинальные трюги и пояса располагаются резко несогласно по отношению к структурам фундамента, хотя иногда почти совпадают с общим их простираанием (Бирримская геосинклиналь).

Заложение и развитие подвижных зон данного этапа (2600—1800 млн. лет), по-видимому, также отражает собой общую переработку, раздробление древнего фундамента, и в этом отношении этап принципиально сходен с позднедокембрийским. Это сходство подчеркивается широким распространением почти амагматических

интракратонных структур, значительной протяженностью линейных подвижных зон, развитием зон ТТП. В Афебском этапе фиксируется также распространение платформенных чехлов. Появляются первые щелочные интрузивные комплексы, кимберлиты, дифференцированные расслоенные интрузии типа Бушвельда.

Вместе с тем Афебский этап во многом отличается от позднепротерозойской и прежде всего несравненно большим общим проявлением вулканизма и гранитоидного магматизма, своеобразием формационных рядов подвижных зон и платформенного чехла, существованием структур, вероятно, развивавшихся унаследованно от предыдущего позднеархейского этапа.

Позднеархейский этап (3000—2600 млн. лет) тектонической эволюции Гондваны характеризуется исключительно широким развитием структур типа зеленокаменных поясов, а также ростом и интенсивной гранитизацией нелинейных структур типа гранито-гнейсовых овалов и куполов. Эти процессы кратонизации получили развитие в зоне обрамляющей древний кратон Центральной и Южной Африки («Древнее ядро Гондваны»), где в это время происходило накопление древнейших горизонтов платформенного чехла. К началу позднего архея все гондванские континенты обладали относительно консолидированной континентальной корой, хотя степень этой консолидации была различной. В структурах зеленокаменных поясов, хотя они имеют несравненно малую протяженность, можно обнаружить отдаленную аналогию с офиолитовыми интракратонными геосинклиналями рифея, в частности, в их рифтогенной природе, составе (офиолиты). Вместе с тем, развитие зеленокаменных поясов происходило на фоне продолжающихся процессов гранитизации. Лишь к концу позднеархейского этапа относится завершение процессов кратонизации и полная консолидация материков Гондваны.

Первичная континентальная кора существовала уже к 3,5 млрд. лет, и первые зеленокаменные пояса в виде первых линейных структур появляются уже в раннем архее (3,5—3 млрд. лет) на фоне формирования большого числа гнейсовых овалов, куполов и широкого развития гранитизации.

На основании выдержанного разреза зеленокаменных поясов — от ультрамафитов в основании через преимущественно основные вулканы и осадочные толщи в верхней части — некоторые исследователи (Енгель) допускают их развитие согласно теории плитной тектоники. Б. Уиндли, считая зеленокаменные пояса мини-геосинклиналями, предлагает интракратонную модель развития, во многом напоминающую эволюцию рифейских геосинклиналей.

Итак, самый общий обзор развития земной коры в докембрии обнаруживает несколько этапов кратонизации и следовавших за ними длительных этапов разрушения коры, ее переработки тектоническими процессами в геосинклиналях, зонах ТТП и т. д. Вместе с тем, в этом общем процессе отмечается четкая направленность. Мы видим существенные различия в характере тектонических процессов каждого этапа. Существенный рубеж фиксируется на уров-

не 2600 млн. лет, когда произошла полная консолидация эпипархейской коры. Отличие протерозойской коры от архейской заключалось в увеличении осадочного материала, переходе от условий высоких температур и низких давлений к средним давлениям, уменьшении температурного градиента от 60 до 30°. Изменение этих условий привело к увеличению мощности коры и ее жесткости. Стиль тектонического развития раннего протерозоя во многом сохранил свои черты на рифейском этапе, однако он имеет свои неповторимые особенности переходного этапа к новому стилю тектогенеза.

Уже после первого появления катархейской коры (3500 млн. лет) в ней возникают линейные интракратонные подвижные зоны, точнее, их гомологи в виде зеленокаменных поясов, сравнительно коротких, изогнутых и весьма многочисленных. В раннем протерозое на смену им приходят протяженные линейные интракратонные геосинклинали. В позднем докембрии появляются качественно новые структуры этого рода — энсиматические геосинклинали с признаками офиолитовой ассоциации. Этот же период отмечен возникновением современных окраинноконтинентальных геосинклиналей — Пратетиса и Прапацифика. Это событие имело принципиальное значение в развитии Земли. До этого времени в ее истории господствовали интракратонные режимы. Позднедокембрийский этап отмечен широким развитием осадочных чехлов, развитием поперечной зональности в некоторых подвижных зонах, очень близкой к фанерозойским, необычайно широким развитием зон ТТП. Этот этап привел к очередной полной консолидации земной коры на материках Гондваны. Однако, как и на предыдущих этапах, эта консолидация была недолговечной, и уже в начале мезозоя произошла новая (пятая) регенерация, на этот раз проявившаяся совершенно своеобразным путем — расколом суперконтинента и образованием современных Индийского и Атлантического океанов. Таким образом, мы можем проследить своеобразную эволюцию интракратонных линейных структур, развивавшихся направленно и необратимо, эволюцию, дошедшую до образования современных океанов.

На фоне всей геологической истории Земли интервал 1700—570 млн. лет, составляющий основную часть этапа, охватывающего поздний докембрий — ранний палеозой, выступает как вполне обособленный по многим чертам своего развития очередной (четвертый) этап регенерации древнего сиалического основания и создания перестроенной стабилизированной коры, предшествовавшей мезозойскому этапу.

Тектонический анализ в этой связи обнаруживает еще одну черту развития, характерную, по крайней мере, для двух последних этапов докембрийского развития: между раннепротерозойским и позднепротерозойским этапами не существовало резкой границы, и событий типа «умбруха» не происходило. Вместе с тем выделяется, хотя и не вполне четко, период относительного «затишья» в тектонической активности (но не ее отсутствие!). Он соответствует приблизительно интервалу 1800—1650 млн. лет. Аналогичный

период можно выделить и между полным прекращением тектоно-термальной активности в позднепротерозойских подвижных зонах Гондваны (ордовик—силур?) и началом распада Гондваны. По-видимому, чередование этих своеобразных этапов относительной стабилизации и деструкции являлось закономерным явлением в ходе тектогенеза. Очевидно, сущность их также изменялась направленно в эволюции Земли, как и процессов регенерации. Подобный этап, предшествовавший позднедокембрийской деструкции, получил наименование кратонизации. К 1900—1800 млн. лет произошло замыкание геосинклинальных поясов широко развитых на многих континентах Гондваны, однако в Индии и Южной Австралии этот процесс затянулся до рифея, а пояс Маунт-Айза развивался унаследованно до раннего рифея включительно. Интервал 1800—1700 млн. лет характеризуется повсеместным развитием зрелой континентальной коры и преимущественным развитием интенсивных глыбовых вертикальных подвижек по разломам, приводивших к образованию контрастного рельефа, формированию многочисленных мелких изолированных континентальных впадин и интенсивному кислому вулканизму. Характерной чертой этого этапа является формирование на огромных пространствах приподнятого фундамента вулcano-плутонической ассоциации, представленной наземными лавами андезитового, риолитового, дацитового состава, игнимбритами, субвулканическими интрузиями гранитоидов щелочного ряда. Становление вулcano-плутонической ассоциации хотя и проявилось наиболее широко в конце карелия, продолжалось в раннем и даже в среднем рифее, т. е. в течение отрезка геологического времени равном фанерозою. Это обстоятельство имеет принципиальное значение в двух аспектах. Во-первых, он указывает на то, что начало рифея (1650±50 млн. лет) не является столь резким рубежом в ходе развития тектонических событий; во-вторых, становится ясно, что термин «кратонизация» не отражает условия всеобщей консолидации коры. Следовательно, этот процесс протекал неравномерно в пространстве. Так, в Австралии рядом с областью кислого наземного вулканизма развивались геосинклинальные подвижные пояса, а в среднем рифее в Южной Америке шло одновременное развитие вулcano-плутонической ассоциации и геосинклинальных интракратонных систем.

Возникает вопрос, является ли вообще подходящим данный термин? Мне представляется, что сущность становления вулcano-плутонической ассоциации больше соответствует активизации, чем кратонизации. В большинстве случаев, а в рифее повсеместно, рассматриваемые вулcano-плутоны накладываются на древний кратон. Их формирование сопровождается движениями по разломам. Речь, таким образом, идет о явной ТТП в условиях, видимо, относительно тонкой коры и высокого теплового градиента, что приводило к плавлению коры на сравнительно высоких уровнях, излиянию лав и т. д. Вместе с тем, имеются и существенные отличия между кратонизацией и ТТП позднего рифея — венда. Они выражаются главным образом в различном характере магматизма.

Кратонизации свойственны граниты рапакиви, щелочные базальты, риолиты, сиениты и т. д. В зонах ТТП преобладают пегматиты, а щелочной вулканизм вообще развит слабо. В общем виде намечается гомологический ряд явлений, отмечающих завершение эпох тектонической активности — позднеархейская гранитизация — раннепротерозойская кратонизация — вендская и раннепалеозойская ТТП (табл. 9).

Итак, к началу рифея в Западной Гондване существовали относительно стабильные условия и широко формировались вулканоплутонические ассоциации. Восточная Гондвана сохраняла значительную мобильность (на юге Австралии и в Индии). Из сказанного можно сделать два вывода; по существу, не было всеобщего анорогенного интервала в Гондване на рубеже карелий — рифей. Развитие вулканоплутонической ассоциации перешло в поздний докембрий, а пояс Маунт-Айза в Юго-Восточной Австралии закончил свое развитие лишь к 1400 млн. лет.

В чем же тогда выразился соответствующий началу рифея (1650 млн. лет) рубеж? По-видимому, в возникновении новой генерации интракратонных подвижных зон, т. е. в начале деструкции. К концу карелия полностью завершили свое развитие геосинклинальные пояса Гондваны, заложенные в раннем протерозое. На смену им пришли подвижные зоны, которые развивались по самостоятельному плану. Вместе с тем, это был не резкий перелом на фоне общей и полной стабилизации платформы, а сравнительно растянутая смена стиля тектогенеза.

Тектонический анализ позднедокембрийского развития Гондваны неизбежно сопряжен с проблемой сравнительного анализа суперконтинентов Северного и Южного полушарий — Гондваны и Лавразии. В нашей стране эта проблема нашла специальное отражение в работах Н. А. Штрейса, М. Г. Равича, Г. Э. Грикурова, С. Е. Колотухиной, В. Б. Порфирьева и др., автора. Так, еще в 1964 г. Н. А. Штрейс [19] устанавливает одну чрезвычайно важную закономерность, заключающуюся в том, что геосинклинальные области Северного полушария, развивавшиеся в рифее (Евразия), полностью не испытали замыкания на протяжении этого времени, сохранив и позднее геосинклинальный режим, тогда как в Гондване они испытали главную складчатость и метаморфизм к началу кембрия.

Геосинклинальные системы верхнего докембрия Лавразии группируются в крупные пояса преимущественно широтного простира-ния: Урало-Охотский, Тихоокеанский, Альпийско-Гималайский, Арктический, Северо-Атлантический. Они, за исключением Тихоокеанского, значительно шире и более сложно построены, чем гондванские. Как и последние, эти пояса возникли в результате деструкции и раздвига эпикарельской и более древней континентальной коры, что устанавливается в настоящее время повсеместно. Вместе с тем можно сказать, что этот процесс в Лавразии достигал в подавляющем большинстве случаев новообразования **вторичной океанической коры**, о чем свидетельствует присутствие в разрезах

Схема тектонической эволюции южных континентов

Общие подразделения стратиграфической шкалы	Возраст, млн. лет	Этапы эволюции литосферы	Стадии	Геодинамический стиль	Характеристика линейных структур	Типовые примеры
Мезо-кайнозой		Распад Гондваны и образование молодых океанов			Континентальные рифты	Атлантика, Восточно-Африканская рифтовая система
Палеозой	570	Гондванский	Стабильного суперконтинента и его активных окраин	Окраинно-плитный	Палеорифты геосинклиналей окраин Гондваны	Палеорифты Карру, окраины Палеотетиса и Палеооцеана
			Тектоно-термальной переработки и всеобщей консолидации	Переходный	Зоны ТТП Окраиннократонные геосинклинали	Мозамбикский пояс Протоандский пояс Аравийский пояс
Прогерозой	650		Развития интракратонных структур и обособления Гондваны			Энсиматические интракратонные геосинклинали
	1650		Энсиалические интракратонные геосинклинали	Кибариды, Дамариды		
Нижний	1800	Всеобщее развитие и консолидация континентальной коры в составе Пангеи	Кратонизации	Внутри-плитный		Кислые вулканоплутонические комплексы
	2600		Интракратонных геосинклиналей и кратонов		Вулканогенные интракратонные геосинклинали	Бирримская, Амазонская геосинклинали
Архей	2800	Формирование первичной континентальной коры	Массовой гранитизации			Батолиты дорифейских кратонов
	3500		Пермобильная		Зеленокаменные пояса	Барбертон, Риу-Диас Вельяс
Катархей			Формирование континентальной протокоры			



позднего докембрия офиолитов. Существенной особенностью Лавразийских позднедокембрийских подвижных зон является обилие авлакогенов и небольшое развитие энсиалических интракратонных геосинклиналей столь типичных для Гондваны.

Таковой может являться позднедокембрийский Урал, если принять точку зрения С. Н. Иванова о его рифтовой природе и отсутствии в нем эвгеосинклинальных позднедокембрийских зон. То же относится к Тиману. Между тем, это мнение не поддерживается другими исследователями, которые допускают существование в Тимано-Уральской области позднедокембрийских эвгеосинклинальных зон. Вероятно, энсиалический характер имели некоторые интракратонные зоны Казахстана, например система вдоль края Кокчетавского массива в среднем рифее, а также структура Протояпетуса и др.

В других же складчатых системах указывается присутствие рифейских и вендских офиолитов. Они установлены в каледонидах Северо-Западной Европы (офиолиты комплекса Мона о-ва Англии и др.), в палеозоидах Западной и Средней Европы (вендско-раннекембрийские офиолиты Южно-Корнуэльского офиолитового пояса), на отрезке от Восточных Альп до Восточной части Балканского п-ова), в Казахстане и Северном Тянь-Шане (позднерифейская Каратау-Таласская зона, вендско-кембрийские офиолиты Южно-Кокчетавского трога). Развитие океанической рифейской коры предполагается в Южном Тянь-Шане. Офиолитовый комплекс (Сурнихинский) присутствует в основании рифейского разреза северо-западной части Енисейского кряжа, на северо-западном погружении Центрального антиклинория Восточного Саяна и в его юго-западном крыле (Лысанский комплекс). Регенерация эвгеосинклинальных условий и новообразование океанической коры имели место в венде — начале кембрия в центральной части Алтае-Саяно-Монгольской области. В конце рифея во всей осевой полосе Монголо-Охотской геосинклинали произошло образование типичной офиолитовой ассоциации. Таким образом, заложение Урало-Охотского пояса сопровождалось полным разрывом древней сиалической коры. Геосинклинальная система Паропамиза — Северного Памира — Куньлуня — Циньлиня заложилась в позднем докембрии. Возникло пространство с океанической корой к югу от Китайской платформы [18].

Итак, практически во всех геосинклинальных системах Евразии в позднем докембрии, главным образом в позднем рифее, венде — раннем кембрии, существовали пространства с океанической корой. Какова все же была степень раскрытия этих океанических бассейнов? Существующие количественные оценки относительно ширины раскрытия указанных океанических бассейнов обычно составляют более 1000 км. Так, Даннинг ширину протоатлантики определяет в 2000 км [18]. Размер позднерифейского — раннепалеозойского азиатского палеоокеана Л. П. Зоненшайн оценивает в 1000×3000 км.

Не касаясь достоверности приведенных цифр, можно сказать

определенно, что эти раскрытия были более значительны, чем в энсиматических геосинклиналях Гондваны. Они образуют вытянутые зоны, не выклинивающиеся слепо в фундаменте. Те же зоны, которые по своим характеристикам приближаются к энсиматическим интракратонным геосинклиналям (системы Казахстана и др.), располагались среди обширного палеоокеана [18] внутри отдельных глыб (микроконтинентов). Важно отметить, что рифейские подвижные области Лавразии вошли в состав длительно развивавшихся сложных геосинклинальных поясов, в отличие от моногеосинклиналей Гондваны.

Заложение рифейских геосинклинальных систем Евразии происходило не одновременно. Оно относится в некоторых областях к среднему рифею (Енисейский кряж, северо-западная часть Восточного Саяна); к позднему рифею (Шотландия, Уэльс, юго-восточная часть Восточного Саяна и др.). Основной же эпохой растяжения и океанообразования явился венд — кембрий. Именно этим интервалом датируются офиолиты Восточной части Урало-Охотского пояса, Центрального Казахстана, Монголии, Норвегии, Альпийского пояса Евразии. К этому времени относится становление палеозойских геосинклиналей (эвгеосинклиналей) — Урало-Монгольской, Палеотетиса, Протоатлантической.

В Гондване же это время (самый конец докембрия — начало палеозоя) отмечено повсеместным замыканием интракратонных систем и складчатостью. Из этого следует вывод о диахронности тектонических процессов в северном и южном сегментах Земли. Мы отмечаем смену глобальных эпох расширения и сжатия в пределах Гондваны и Лавразии, которые не совпадают по времени между собой и, следовательно в масштабе всей Земли сжатие и растяжение протекают одновременно. Этот вывод противоречит гипотезе расширяющейся Земли.

Следует также отметить [15] почти полное отсутствие Гренвильской складчатости в Лавразии в виде геосинклинального диастрофизма Кибарид Гондваны. На уровне 1000 млн. лет здесь отмечается в ряде мест лишь ТТП фундамента.

Существенной чертой различия в стиле эволюции Гондваны и Евразии является практическое отсутствие в последней ТТП венда — раннего палеозоя, что было отмечено С. Е. Колотухиной [10]. Как было показано выше, переработка этого времени (Пан-Африканская) проявилась в Гондване на огромных пространствах.

Сравнительный анализ на современном материале подтверждает вышеупомянутый вывод Н. А. Штрейса о разновременном замыкании геосинклиналей Северного и Южного полушарий. Этот вывод следует лишь уточнить в отношении окраинных геосинклиналей Гондваны — Тихоокеанского пояса и Пратетиса, которые, как известно, продолжали быть активными и в фанерозое. В стиле развития Тихоокеанского пояса вообще отмечается значительно больше сходства. Так, Верхоянско-Чукотская область в рифее развивалась аналогично Аделаидской области Восточной Австралии — в виде пассивной континентальной окраины.

В процессе данного анализа установлена еще одна черта различия в позднедокембрийской тектонике Гондваны и Лавразии — отсутствие в Гондване авлакогенной стадии в основании синеклиз, которая хорошо проявилась на платформах Северного ряда (рифейские авлакогены Восточно-Европейской платформы). Родственные авлакогенам интракратонные геосинклинали Гондваны не перекрывались, по существу, чехлом. Примечательно, что такая структура как Большой Донбасс, близкая к интракратонной геосинклинали (но лишенная гранитизации!), также не перекрыта чехлом в своей наиболее активной части.

Отмеченные различия в эволюции позднедокембрийских подвижных зон Гондваны и Лавразии особенно четко проявляются после обособления Гондваны. Они отражают, по-видимому, более общую закономерность — диссимметрию северного и южного сегментов Земли, возникшую в связи с распадом Пангеи.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Расчленение и корреляция верхнедокембрийских комплексов южных континентов в соответствии с рифейско-вендской шкалой подтвердили возможность ее использования для межконтинентальных корреляций.

2. Тектогенез позднего докембрия гондванских континентов в главном отражает процесс деструкции более древней континентальной коры, сущность которого заключалась в последовательном возникновении рифтогенных подвижных зон: 1) энсиалических интракратонных геосинклиналей, 2) энсиматических интракратонных геосинклиналей, 3) окраинноконтинентальных геосинклиналей. Заложение этих структур происходило в условиях растяжения, а их градация отражает степень раскола и раздвига сиалического мегаблока. Вместе с тем, развитие указанных подвижных зон приводило к некоторому наращиванию континентальной коры, особенно в окраиннократонных поясах.

3. Зоны ТТП древнего фундамента в течение всего позднего докембрия играют существенную роль в указанном процессе наряду с геосинклинальными поясами, с которыми они связаны пространственно и синхронностью тектонических событий. Тектоно-термальная переработка фундамента рассматривается как реакция на общий процесс деструкции особых сегментов коры, выражающаяся в ее утонении и увеличении степени проницаемости.

4. Установлено отличие в строении и стиле развития внутрикратонных подвижных зон Гондваны и синхронных им геосинклинальных систем ее обрамлений, развивавшихся в режиме активных окраин.

Поздний докембрий Гондваны обособляется, таким образом, как переходный этап от внутриплитной тектоники раннего докембрия к развитию сложных геосинклинальных поясов на окраинах континентов, т. е. перехода к настоящей тектонике плит, появление которой оценивается как закономерная стадия в эволюции Земли.

5. Тектонический анализ обнаружил геологические доказательства, подтверждающие существование (на уровне позднего докембрия) Гондваны, посредством установления линейных структур, переходящих с одного континента на другой при их совмещении на различных временных срезах.

Наибольшее соответствие палеоструктур и их наиболее удовлетворительное сочленение на реконструкциях получено для Африки и Южной Америки, а также для Индии — Австралии — Антарктиды.

Вместе с наличием единого стиля тектонического развития всех гондванских материков тектонический анализ обнаружил черты

различия в ходе эволюции западной (Африка, Южная Америка) и восточной (Индия, Австралия, Антарктида) частей Гондваны.

Интракратонные подвижные пояса позднего докембрия и области ТТП Гондваны предопределили зоны, вдоль которых произошел распад суперконтинента в мезо-кайнозой.

6. На материках Гондваны повсеместно проявились два тектонических мегацикла — Кибарский (1650—1000 млн. лет) и Пан-Африканский (1000—550±100 млн. лет), осложненные более локальными событиями на уровнях 1300 и 700 млн. лет. Они отражают становление, развитие и консолидацию двух генераций подвижных зон в позднем докембрии. Кибарский мегацикл отделяется от предыдущей тектонической эпохи интервалом снижения тектонической активности (1800—1650 млн. лет).

Ранние стадии мегациклов характеризуются заложением рифтогенных подвижных зон и протекают в обстановке горизонтального растяжения, а позднее — горизонтального сжатия. Таким образом, учитывая синхронность событий, в общем виде намечается смена эпох горизонтального расширения и сжатия в пределах Гондваны.

7. Тектонический анализ подтвердил различие в позднедокембрийской эволюции Гондваны и Лавразии, установленное предыдущими исследователями и заключающееся в том, что геосинклинальные области Северного полушария, развивавшиеся в рифее, не испытали полного замыкания на протяжении этого времени, тогда как на южных материках развитие геосинклиналей окончилось в конце докембрия. Вместе с тем, анализ показал, что это положение справедливо лишь для меридиональных интракратонных геосинклиналей внутренних частей суперконтинента. Окраинно-континентальные субширотные пояса развивались по лавразийскому типу и рифейды здесь вошли в состав сложных эпигеосинклинальных складчатых поясов.

Установлено широкое развитие позднедокембрийских интрагеосинклиналей в Гондване при резко подчиненной роли авлакогенов; весьма значительное распространение негеосинклинальной тектонотермальной переработки в Гондване и ее практическое отсутствие в конце позднего докембрия в Лавразии; несовпадение эпох расширения и сжатия Гондваны и Лавразии.

Эти различия четко проявляются с позднего рифея, т. е. после обособления Гондваны в связи с раскрытием океана Прототетис. Таким образом, распад Пангеи обусловил различный ход тектонических процессов в разных сегментах Земли.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н. А. Докембрий Южной Америки.— В кн.: Северная и Южная Америка. Новосибирск, 1976, с. 152—229.
2. Божко Н. А. Позднедокембрийские внутриплатформенные складчатые зоны и чехол впадин.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., 1973, с. 227—275.
3. Божко Н. А. Тектоническое развитие Австралии в позднем докембрии.— Изв. ВУЗ. Геология и разведка, 1978, № 2, с. 28—39.
4. Божко Н. А. Тектоническое развитие Африки и Аравии в позднем докембрии.— Изв. ВУЗ. Геология и разведка, 1979, № 2, с. 3—14.
5. Божко Н. А. Позднедокембрийская тектоника Гондваны.— Изв. ВУЗ. Геология и разведка, 1979, № 2, с. 87—92.
6. Божко Н. А. Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны.— Вестн. МГУ, серия «Геология», 1979, № 5, с. 17—30.
7. Борукаев Ч. Б. Докембрий Австралии и Новой Зеландии.— В кн.: Австралия, Африка. Новосибирск, 1976, с. 5—107.
8. Грикуров Г. Э., Значко-Яворский Г. А., Каменев Е. П., Равич М. Г. Объяснительная записка к геологической карте Антарктиды м-ба 1 : 5 000 000. Л., НИИГА, 1976. 93 с.
9. Грикуров Г. Э., Значко-Яворский Г. А., Каменев Е. Н., Курилин Р. Г. Объяснительная записка к тектонической карте Антарктиды м-ба 1 : 10 000 000. Л., НИИГА, 1978. 88 с.
10. Колотухина С. Е. Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах южного полушария. М., Наука, 1977. 87 с.
11. Милановский Е. Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ.— Вестн. МГУ, серия «Геология», 1979, № 6, с. 29—59.
12. Моралев В. М. Индийская платформа.— В кн.: Древние платформы Евразии. Новосибирск, 1977, с. 248—272.
13. Рудяченко В. М. Рифейско-раннепалеозойские складчатые комплексы Антарктиды.— Докл. межвед. комиссии по изучению Антарктиды, 1974, вып. 13, с. 61—84.
14. Салоп Л. М. Докембрий Африки. Л., Недра, 1977. 304 с.
15. Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя.— Труды ГИН АН СССР, 1974, вып. 256. 298 с.
16. Тектоника Африки. Ред. Ю. Шуберт и А. М. Фор-Мюре, Мир, 1973. 540 с.
17. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., Недра, 1971. 548 с.
18. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1980. 356 с.
19. Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана (МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов, Проблема 9). М., 1964, с. 7—47.
20. Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito-Neves B. B. The Upper Precambrian of South America.— Bol. IG. Instituto de Geociencias USP, 1976, v. 7, p. 45—80.
21. Anais do XXX Congresso Brasil. geol. Recife, 1978, v. 1, v. 2, v. 6.
22. Allsopp H. L., Köstlin E. O., Welke H. J., Burger A. J. and oth. Rb/Sr and U/Pb Geochronology of Late Precambrian-Early Paleozoic Igneous Activity in the Richtersveld (South Africa) and Southern South West Africa.— Trans. of the Geol. Soc. of South Africa, 1979, v. 82, part 2, p. 185—204.
23. Bessole B. et Trompette R. Geologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine „zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise“. Memoire du B. R. G. M. Fr. 1980, N 92.
24. Banerji A. K. On the Precambrian banded iron formations and manganese ores of the Singhbhum region, Eastern India.— Econ. geology, 1977, v. 72, p. 90—98.

25. *Beurlen K.* Geologie von Brasilien. — Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Bd. 9. Berlin, 1970, 444 s.

26. *Burek P. J., Walter M. R., Wells A. T.* Magnetostratigraphic tests of lithostratigraphic correlations between latest Proterozoic sequences in the Ngalia Georgina and Amadeus Basins, Central Australia. — BMR J. Australia Geol. and Geophys., 1979, N 4, p. 47—55.

27. *Cahen L., Snelling N.* The geochronology of equatorial Africa. North Holland Publ. Co. Amsterdam, 1966, 195 p.

28. *Cooper J. A., Stavey J. S.* et al. An evaluation of the Zircon Method of Isotopic dating in the Southern Arabian Craton. — Contributions to Mineral. and Petrology, 1979, 68, N 4.

29. *Craddock C., Campbell K.*, editors „Antarctic geosciences“, Univ. of Wisconsin, Press. Madison, 1980.

30. *Dodge F. C. W., Fleck R. J., Hadley D. G., Millard H. T.* Geochemistry and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Ratios of Halaban rocks of the Central Arabian Shield. — In: Abstracts of „Evolution of mineralization of the Arabian Nubian shield“ A Symposium, Jeddah, 1978. — Precambrian Research, 1978, v. 6, N 1, p. A13.

31. *Elliot D. H.* Tectonics of Antarctica: a Review. — American journal of Science, v. 275—A, 1975, p. 45—106.

32. Fifth Gondwana Symposium, Wellington, New Zealand, 1980, Abstracts.

33. *Geology of Western Australia: West Australia Geol. Surv. Mem.*, 1975, N 2.

34. *Hasui Y., Carneiro C. D. R., Coimbra A. M.* The Ribeira Folded Belt. — Rev. Bras. Geol., 1975, v. 5, N 4, p. 257—266.

35. *Hedberg R. M.* Stratigraphy of the Ovamboland basin south-west Africa. — Precambrian Res. Unit., Univ. Cape Town, Bull. 24, 1979.

36. *Hottin G.* Presentation et essai d'interpretation du Precambrien de Madagascar. — Bull. du R. G. M., 1976, sc. IV, N 2, p. 117—153.

37. *Kraner A.* The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. — Precambrian Res. 1977, v. 4, N 2, p. 163—213.

38. *Krener A., Clauer N.* Isotopic dating of Low-Grade metamorphic shales in Northern Namibia (South West Africa) and implications for the orogenic evolution of the Pan/African Damara belt. — Precambrian Res., 1979, v. 10, p. 59—72.

39. *Leblanc M., Lancelot J.* Le domaine pan-africain de l'AntiAtlas (Maroc). — In: Rapport d'activite centre geologique et geophysique de Montpellier, 1977, p. 125—149.

40. *Mayne S. J.* Australian Platform-Cover Correlation Charts — Adelaidean to Recent. — Bur. Miner. Res. Austr. Bull., 1976, N 183.

41. *Martin H., Porada H.* The intracratonic branch of the Damara orogen in South West Africa. — Precambrian Res., 1977, v. 5, N 4, p. 311—357.

42. *Mc Williams M. O., Mc Elhinny M. W.* Late Precambrian paleomagnetism of Australia: The Adelaide geosyncline. — Journal of Geology, 1980, v. 88, N 1, p. 1—27.

43. *Nasseef A. O., Gass I. G.* Granitic and metamorphic rocks of the Tait area, western Saudi Arabia: Discussion and reply. Reply. — Geol. Soc. of America Bull., 1979, pt. 1, v. 90, N 9, p. 893—896.

44. *Odeyemi I. B.* Orogenic events in the Precambrian basement of Nigeria, West Africa. — Bull. d'information de le projet 108/144 (PAOB) PIGG, 1979, N 3, p. 18—24.

45. *Page B. G. N.* The stratigraphical and structural relationship of the Abercorn sandstones, the Plateau Series and Basement rocks.

46. *Piper J. D. A.* Paleomagnetic correlations of Precambrian formations of east-central Africa and their tectonic implications. — Tectonophysics, 1975a, v. 26, N 1—2, p. 135—161.

47. *Sweet L. P.* The Precambrian geology of the Victoria River Region, Northern Territory. — Bur. Miner. Res. Austr. Bull. 1977, N 168, p. 1—73.

48. *Tectonic Map of South America*, 1 : 5 000 000, explanatory note (F. F. M. Almedai — coordinator General). — Brasilia, 1978, 23 p.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Расчленение и корреляция отложений . . . . .	7
Южная Америка . . . . .	9
Африка . . . . .	23
Индостан . . . . .	55
Австралия . . . . .	59
Антарктида . . . . .	73
Палеотектоника . . . . .	79
Предрифейский протерозой . . . . .	80
Ранний рифей . . . . .	82
Средний рифей . . . . .	92
Поздний рифей . . . . .	100
Венд . . . . .	121
Типизация и анализ основных структурных элементов . . . . .	134
Кратоны . . . . .	134
Подвижные зоны . . . . .	138
Интракратонные складчатые системы . . . . .	139
Окраиннократонные складчатые пояса . . . . .	173
Зоны тектоно-термальной переработки древнего фундамента . . . . .	187
Особенности тектогенеза Гондваны и некоторые проблемы теоретической тектоники . . . . .	204
Заключение . . . . .	227
Список литературы . . . . .	229



Николай Андреевич Божко

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ ГОНДВАНЫ

Редактор издательства *В. И. Макеев*  
Обложка художника *Б. К. Силаева*  
Художественный редактор *В. В. Шутько*  
Технический редактор *Л. А. Мурашова*  
Корректор *Е. В. Мухина*

ИБ № 5045

---

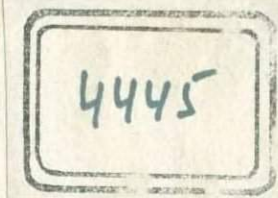
Сдано в набор 20.07.84. Подписано в печать 05.11.84. Т-19977.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага кн.-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 14,5.  
Усл. кр.-отг. 14,69. Уч.-изд. л. 17,0. Тираж 675 экз.  
Заказ 1124/8978—1. Цена 2 р. 70 к.

---

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633,  
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

2р 70к.

103  
—  
1



**НЕДРА**