



Ч. Б. БОРУКАЕВ

СТРУКТУРА
ДОКЕМБРИЯ
И
ТЕКТОНИКА
ПЛИТ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 604

Ч. Б. БОРУКАЕВ

СТРУКТУРА ДОКЕМБРИЯ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Л. П. Зонешайн*



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985

Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит.—
Новосибирск: Наука, 1985.

Монография посвящена актуальной проблеме — анализу структуры докембрия с позиций тектоники плит.

Выделены главные типы докембрийских геоструктурных областей и характеризуются геодинамические обстановки их формирования. Рассмотрены взаимоотношения этих областей в пределах хроностратиграфических этажей, определяющие тип структурного рисунка. Показано, что этажи с разнотипной структурой закономерно чередуются. Обосновывается новая схема перподизации тектонической истории Земли.

Анализ показывает, что механизмы тектоники плит, порождаемые, по-видимому, концентрационной мантийной конвекцией, действуют на протяжении всей обозримой геологической истории, но форма их выражения перподически меняется в связи со сменой структуры конвекции. Намечены парагенезы геодинамических обстановок, отвечающие разным типам структуры конвекции.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Рецензенты А. Д. Ножкин, О. Г. Сорохтин

ПРЕДИСЛОВИЕ



Докембрийские образования, слагающие глубинные зоны осадочной оболочки континентов и обнажающиеся лишь на 20% площади суши, являются важнейшим потенциальным ресурсом минерального сырья. К ним приурочены крупнейшие месторождения железных руд, марганца, хромитов, меди, сульфидного никеля, кобальта, слюды, драгоценных металлов, редких элементов и т. д. В последние годы в верхних горизонтах докембрийских толщ обнаружены залежи фосфоритов, а также проявления нефтегазоносности. Поскольку освоение минеральных богатств все более связывается с глубинными горизонтами, изучение тектоники докембрия приобретает особо важную роль. Для прогноза месторождений, расположенных на глубине, необходимо знать общие закономерности их размещения в структуре вмещающих толщ.

Другой особенностью докембрия, привлекающей к нему внимание, является то, что время образования этого объекта охватывает более 85% интервала геологической истории Земли. Соответственно характеризуется и отношение объема докембрийских толщ к общему объему стратисферы. Изучение тектоники докембрия позволяет выявить закономерности развития планеты, представления о котором разрабатывались при анализе структур, сформировавшихся на последних его этапах. Эти вопросы тесно связаны с проблемами зарождения и эволюции жизни на Земле.

Главная цель предлагаемой вниманию читателя работы заключалась в разработке варианта общей модели строения и развития докембрийской части стратисферы. Для этого были проведены типизация докембрийских геоструктурных областей и поэтажное тектоническое районирование докембрийских толщ. При решении задачи типизации проанализированы и систематизированы имеющиеся классификации, уточнены характеристики типов и выделены некоторые новые типы. Поэтажное районирование создало основу для анализа периодических и эволюционных изменений структуры стратисферы и ее частей. Важной задачей стал анализ применимости к тектонике докембрия идей неомобилизма, завоевывающего позиции ведущей геотектонической концепции. В связи с этим рассмотрен ряд методологических вопросов изучения структуры и ее эволюции.

Методика исследований заключалась в тектоническом районировании и сравнительно-тектоническом анализе. Районирование осуществлялось на базе предварительного расчленения докембрийских толщ на структурно-вещественные комплексы. Сравнительно-тектонический анализ позволил вскрыть наиболее общие закономерности глобального масштаба, отделив их от региональных и локальных.

Работа выполнена в лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР в русле общей проблемы типизации тектонических структур и исследования эволюции осадочной оболочки, разрабатывавшейся на разных этапах под руководством акад. Ю. А. Косыгина, акад. А. Л. Яншина и чл.-кор. АН СССР К. В. Боголепова. Монография продолжает крупный цикл работ по тектонике докембрия, в которых автор принимал участие в течение двадцати лет.

Работа над «Картой тектоники докембрия континентов» [1972] осуществлялась автором совместно с Ю. А. Косыгиным и Л. М. Парфеновым. В ней, а также в подготовке многотомной серии «Докембрий континентов» [1975—1978] он тесно сотрудничал с А. К. Башариным, Н. А. Берзиным, вместе с которыми написан итоговый том [Докембрий..., 1977б], а также с А. Л. Матвеевской и Б. М. Чиковым. В ходе многочисленных обсуждений и товарищеских обменов мнениями автор получил полезные советы и замечания от Н. В. Аксаментовой, Е. В. Бибиковой, А. А. Богданова, Н. А. Богданова, С. В. Богдановой, К. В. Боголепова, Н. А. Божко, А. А. Бухарова, Ю. А. Воронина, О. А. Вотаха, М. А. Гиляровой, М. П. Гришина, В. И. Громина, Ю. А. Зайцева, С. М. Замараева, Л. П. Карсакова, Б. М. Келлера, В. И. Кицула, С. Е. Колотухиной, К. О. Кратца, А. М. Лейтеса, Г. П. Леонова, И. В. Лучицкого, М. С. Маркова, Г. Л. Митрофанова, Ф. П. Митрофанова, В. З. Негруцы, Т. Ф. Негруца, А. С. Новиковой, А. Д. Ножкина, А. Ф. Петрова, Р. М. Полуновского, С. Б. Розанова, Л. И. Салопа, Ю. К. Советова, Б. С. Соколова, В. А. Соловьева, О. Г. Сорохтина, Л. И. Филатовой, В. Е. Хаина, В. В. Хоментовского, Р. Ф. Черкасова, Н. А. Штрейса, К. А. Шуркина, А. Л. Яншина, А. К. Запольнов, Е. М. Крестин, М. А. Семіх
това и С. И. Шерман внимательно познакомились с рукописью в целом, и их доброжелательные советы и замечания учтены при подготовке ее к печати.

Большую помощь в оформлении работы автору оказала Т. Н. Пузырева. Ряд иллюстраций выполнен Г. Я. Диановой и М. Б. Лимоновой.

Всем названным товарищам автор искренне благодарен. Особую признательность он выражает Л. П. Зоненшайну, с которым связан творческими и дружескими контактами более трех десятилетий и который взял на себя труд научного редактирования монографии.

I. ВВЕДЕНИЕ



ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ДОКЕМБРИЯ

(краткий обзор)

Докембрий выделен впервые А. Седжвиком нием протозоя. К нему были отнесены немые толщи, подстилающие кембрийскую (сланцевую) систему. Р. Мурчисон на геологической карте европейской части России (1845 г.) и И. Барранд при описании строения Богемии (1852 г.) употребляли термин «азой». Этимология терминов показывает, что на заре исторической геологии докембрий воспринимался как единое крупное геологическое тело, лишенное органических остатков.

Расчленение

Великих озер, который он изучал в 40-х годах прошлого века. В основу расчленения он положил вещественный состав толщ, их взаимоотношения, отношение к интрузиям и, в известной мере, степень метаморфизма и дислоцированности. Таким образом, принципы расчленения фактически были тектоническими, а выделенные единицы можно рассматривать как крупные тектонические комплексы. Эти принципы отчасти нашли поддержку в решениях IV сессии Международного геологического конгресса (Лондон, 1888 г.), рекомендовавших «наносить эти отложения там, где разделение их возможно, по петрографическим типам (гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты и т. д.), но не в хроностратиграфических подразделениях» [Никитин, Чернышев, 1889, с. 141]. За докембрием официально закреплено название архея (термин Дж. Дэна, 1872 г.).

Толчок к изучению тектоники докембрия дало возникновение учения о геосинклиналях и связанной с ним концепции цикличности складкообразования. Р. Ирвинг (1887 г.) и С. Эммонс (1888 г.), принявшие двучленное расчленение докембрия Канадского щита, а затем К. Ван-Хайз, (1908 г.), определивший «главное несогласие» между археем и альгонком, были основоположниками представлений о подразделении докембрия на два крупных цикла. В Европе эти взгляды долго не прививались, а докембрий представлялся единым циклом, равнозначным каледонскому, армориканско-варисскому и третичному. Однако позже здесь стали выделять разновозрастные складчатые области (Карельскую, Беломорскую, Саксаганскую и др.) и отвечающие им циклы складчатости. Были обнаружены и нескладчатые докембрийские толщи, отнесенные к платформенному чехлу (ютний, синий). Для территории Сибири большое значение имела известная многолетняя полемика между М. М. Тетяевым и В. А. Обручевым о «древнем темени Азии».

Вплоть до середины 40-х годов нынешнего века исследователи докембрия дискутировали в основном по вопросам полцикличности или стадийности развития земной коры, синхронности и глобальности проявления циклов и т. п. В рамках учения о геосинклиналях циклы (эпохи) складчатости представляются однородными, а возникающие в ходе их складчатые области — однотипными. Типизация фанерозойских структур распространялась на докембрийские, а эволюция представлялась «историей следующих друг за другом циклов» [Ог, 1935, с. 16]. Быстро прогрессировавшие радиометрические методы «раздвигали» возрастные рамки

докембрия и существенно увеличивали длительность докембрийских циклов, ставя перед тектонистами загадки.

Видимо, первым крупным обобщением по тектонике докембрия Мира стала работа Г. Штилле «Геотектоническое расчленение истории Земли», опубликованная в 1944 г. [Штилле, 1964]. Последовательно применив к докембрию учение о геосинклиналях, Г. Штилле внес в него коррективы. Во-первых, было проведено ранжирование циклов, выделены три их категории: α , β и γ . Во-вторых, он подчеркнул существенную роль взламывания (обрушения), обновляющего тектонический лик Земли.

Идеи Г. Штилле были развиты в статье А. В. Пейве и В. М. Синицына [1950]. По их представлениям, ранняя пангеосинклинальная стадия развития Земли сменилась панплатформенной. В начале рифея в результате дробления панплатформы возникли геосинклинальные пояса и наступила платформенно-геосинклинальная стадия, отвечающая неогео схеме Г. Штилле. Таким образом, уже наметились элементы эволюционного направления в тектонике.

Учение о геосинклиналях сохраняет свое значение в тектонических исследованиях докембрия и ныне. Интересные и важные обобщения на базе представлений о глобальной цикличности выполнены, например, А. И. Тугариновым и Г. В. Войткевичем [1970]. Близки к ним позиции Л. И. Салопа [1973, 1977, 1982] — автора серии монографий по геологии докембрия, в которых затрагиваются и вопросы тектоники. На базе учения о геосинклиналях проведена интерпретация материалов в много-томной серии «Докембрий континентов» [1975—1978].

Новое направление в изучении тектоники докембрия появилось с выходом в свет работы Дж. Т. Уилсона [Wilson, 1949]. В ней впервые была изложена концепция зеленокаменных ядер роста континентов, положившая начало эволюционному направлению тектонических исследований. (Надо заметить, что элементы концепции содержались в более ранних работах некоторых геологов. А. П. Павлов еще в 1922 г. выделил лунную стадию развития Земли, Г. Штилле считал, что рост континентов происходит за счет обрастания древних массивов более молодыми складчатыми поясами, С. Н. Бубнов писал о переходе океанской коры в континентальную в ходе геосинклинального цикла.) Новое направление особенно интенсивно разрабатывалось Н. В. Фроловой, Е. В. Павловским и их сотрудниками и соавторами, в варианте которых мы его кратко охарактеризуем.

Раннюю стадию развития Земли Е. В. Павловский [1975] называет лунной. Ей свойственны отрицательные округлые формы типа чаш, вероятно вулкано-тектонического происхождения. Следующая (а в первых вариантах наиболее древняя) — нуклеарная — стадия отвечает эпохе излияний базитовых лав в условиях отсутствия полей горизонтальных напряжений. В конце ее образуются «стада» гранитных куполов, начинающие собой формирование гранитно-метаморфического коры. Рост куполов был ведущим фактором тектогенеза и вызвал складчатость в зеленокаменных поясах. Позже наступает стадия протоплатформенного режима, когда на больших площадях накапливается чехол. Иногда вслед за ней идет протогeosинклинальная стадия — эпоха образования огромных, относительно простых прогибов, выполненных фациально выдержанными толщами. Эти стадии, границы которых скользят во времени, свойственны дорифейской истории. В рифее наступает стадия сосуществования платформ и геосинклиналей. Латеральное разрастание материков происходит за счет геосинклинальной переработки участков первичных океанских платформ.

Как мы видим, эволюционное направление на первых порах вполне согласовывалось с учением о геосинклиналях, но дорифейская история сразу в какой-то мере противопоставлялась рифейско-фанерозойской как по присущим им типам структур, так и по общему направлению развития. Г. П. Леонов заметил, что эти «большие периоды» Г. Штилле раз-

личаются отсутствием и наличием стабильных кратонов, а также субконтинентальным и линейным (соответственно) типами структур ортогеосинклиналей. Н. А. Штрейс [1964] высказал интересное предположение об отсутствии дорифейских толщ в фанерозойских складчатых поясах и различиях в структуре континентов северного и южного полушарий как следствии попеременного проявления на их территориях разновозрастных складчатостей.

Выявление все новых особенностей древних толщ привело многих исследователей к выводу о трудностях и даже невозможности применения к ним учения о геосинклиналях. Возникли представления о догеосинклинальной стадии развития Земли (термин Д. И. Выдрина, 1941 г.). Охарактеризуем их в подробно разработанном варианте Е. М. Лазько [1969, 1970, 1971 и др.].

Сложная структура архея, по представлениям Е. М. Лазько, в целом имеет нелинейный характер, причем стиль деформаций крупных (простых) и осложняющих мелких складок различен. Отмечаются пологое зеркало складчатости, отсутствие перерывов и несогласий в мощных толщах, однократное становление структур. Связав это с особенностями осадконакопления, метаморфизма и магматизма в архее, Е. М. Лазько [1971, с. 19] заключил: «Развитие земной коры в архее не укладывается в рамки явлений, которые могут быть проанализированы с помощью теории геосинклиналей и платформ в том виде, как она разработана А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским и другими учеными. Для анализа геологических явлений архея должна быть создана новая теория со своей терминологией».

Применение учения о геосинклиналях к докембрию натолкнулось еще на одну существенную трудность. Именно для древних толщ оказались чрезвычайно характерными явления складчатости, магматизма и метаморфизма без предварительной геосинклинальной стадии. Зоны активного проявления таких процессов стали выделяться под названием орогенов без геосинклинальной подготовки (А. А. Полканов), областей термотектогенеза (У. Кеннеди), диасклизиса (М. А. Семихатов) и др.

Новый этап в изучении тектоники докембрия начался в 60-х годах в связи с возрождением идей мобилизма. На первых порах эти идеи разрабатывались на примере фанерозойских образований, но в последнее десятилетие исследование распространилось и на докембрий.

Идеи мобилизма, имеющие давнюю историю и наиболее ясно изложенные О. Фишером [Fisher, 1881] и А. Вегенером [Wegener, 1922], в 30—50-х годах нашего столетия, казалось, были полностью опровергнуты и совершенно забыты. Они не согласовывались с учением о геосинклиналях, а их физическое обоснование оказалось недостаточным. Немалую роль играло то, что эти идеи не были приняты крупнейшими и авторитетнейшими тектонистами — Г. Штилле, Л. Кюбером, В. Бухером, А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, Р. ван Беммеленом и др.

В 1961 г. мобилизм возродился одновременно в СССР и за рубежом. А. В. Пейве [1961] отметил ведущую роль горизонтальных смещений, которые являются дифференциальными и необратимыми в течение обозримой геологической истории, в формировании структуры земной коры. Г. Хесс [Hess, 1962] изложил представления о раздвижении океанского дна, положившие начало новой глобальной тектонике (тектонике литосферных плит). После работы А. В. Пейве [1969] оформилось несколько иное направление неомобилизма — концепция тектонической расслоенности литосферы. Обе концепции подробно изложены в литературе, поэтому коснемся лишь некоторых их сторон.

Соотношения неомобилизма с учением о геосинклиналях оцениваются по-разному. Первыми их исследовали Дж. Дьюп и Дж. Берд [1974]. Они пришли к выводу, что классификация и анализ геосинклиналей, проведенный М. Кэем, вполне согласуются с представлениями тектоники литосферных плит. Заметим, что М. Кэй очень расширил понятие гео-

синклинали в сравнении с общеупотребительным и применял этот термин практически к любому бассейну осадконакопления. Л. П. Зоненшайн [1971] предположил, что основные активные зоны (океанские хребты, островные дуги, складчатые сооружения) представляют собой последовательные стадии развития геосинклиналей. А. В. Пейве и соавторы [1976, с. 7] считают, что «сущность геосинклинального процесса заключается в структурном и вещественном преобразовании океанической коры в континентальную». При этом из понятия исключаются пассивные окраины континентов, на примере одной из которых (палеозойские Аппалачи) разработано само учение о геосинклиналях. Фактически неомобилизм развивается независимо от учения о геосинклиналях, имеет собственную понятийную базу и терминологию, ей отвечающую, хотя и использует практически полностью результаты предшествующих исследований, давая им новую интерпретацию.

Методологической основой неомобилизма служит принцип актуализма (униформизма, униформитаризма). Это вызывает критику со стороны последователей эволюционного направления, отказывающихся признать тождество современных и древних геодинамических обстановок. Поэтому часто, даже принимая законы тектоники литосферных плит, интервал их действия ограничивают неотектоническим этапом, мезозоем и кайнозоем, фанерозоем, верхним рифеем — фанерозоем [Kröner, 1977], протерозоем — фанерозоем [Mitchel, Garson, 1981]. При этом предполагается, что в более древнюю эпоху действовали законы «другой» тектоники.

Мы наметили главные направления в исследованиях тектоники докембрия. Как можно видеть, это фактически главные тектонические концепции, или парадигмы, определявшие развитие тектонической мысли более чем за век. Однако в приложении к докембрию — объекту в некоторой мере специфичному — эти концепции несколько видоизменяются. В конкретных же работах отдельных исследователей и коллективов часто трудно оценить меру той или иной концепции, поскольку используются все их рациональные зерна.

За рубежом активно дискутируются вопросы применения к докембрию идей тектоники литосферных плит. Проводятся многочисленные симпозиумы и совещания [A discussion..., 1973; A discussion..., 1976; Ранняя история..., 1980; The origin..., 1981; Precambrian plate tectonics, 1981; и др.]. На них обсуждаются вопросы образования Земли и ее оболочек, типизации раннедокембрийских структур и их развития, геодинамические модели для ранних стадий развития планеты, вопросы магматизма и метаморфизма в связи с тектоникой плит и т. д. Не имея возможности даже перечислить весьма интересные и важные работы (многие из них рассмотрены в следующих частях), упомянем лишь некоторые.

Особо пристальное внимание исследователей привлекают зеленокаменные пояса, которые признаются единственным типом подвижных областей архея и отчасти раннего протерозоя. Пояса рассматриваются как реликты морей типа лунных (А. Гликсон), древнейшей океанической коры (М. и Р. Вильюны, А. и Ц. Энгели, С. Накви), как аналоги островных дуг (А. Гудвин, Дж. Мак Глини, Дж. Хендерсон). Приводятся эпиконтинентальной природы поясов (К. Конди, А. Крёнер). Соответственно по-разному интерпретируется эволюция поясов.

Большое значение имел факт обнаружения древнейшего возраста тоналит-грандиemitовых гнейсов (С. Мурбат, Д. Бриджуотер, В. Мак-Грегор, К. Стоув, Д. Хантер). В ассоциации с зеленокаменными поясами они рассматриваются как геоструктурные области, противопоставляющиеся гранулитовым поясам (Б. Уиндл, Д. Бриджуотер, Р. Шеклтон). Взаимоотношения гнейсов, получивших наименование «серых», и зеленокаменных поясов дискутируются.

Большинством исследователей граница архея и протерозоя признается первостепенной. С ней связывается и изменение типов структур, причем в протерозое преобладают эпиконтинентальные бассейны (А. Гудвин,

К. Пламб, А. Крёнер, Ж. Уотсон) и рифтогенные прогнбы. Практически все исследователи признают, что по крайней мере с рубежа 900—700 млн. лет назад начинают действовать механизмы тектоники плит, а типы структур становятся тождественными фанерозойским.

Очень интересный вариант периодизации истории Земли разработан Дж. Саттоном. Эта концепция хелогенных циклов находит конкретное воплощение в схемах для разных континентов (Р. Рутланд и др.). Большое значение для тектонических построений имеют геохимические и изотопы

А. Рингвуд, Д. Де Паоло и др.).

В последние годы составлены крупные сводки по геологии отдельных регионов (Канадский щит и др.), континентов (Австралия, Южная Америка) и их групп (южное полушарие) (Р. Дуглас, Ф. Альмейда, К. Пламб, Д. Преториус, Д. Хантер и др.). Разрабатываются плитотектонические модели для разных территорий развития докембрия и типов докембрийских структур (Дж. Т. Уилсон, Дж. Дьюн, Дж. Берд, К. Толбот и др.). Проблемы эволюции Земли включены в международную программу «Литосфера».

В СССР именно за последние 10—15 лет тектоника докембрия стала предметом исследования больших научных коллективов.

В Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР разрабатываются общие проблемы геологии докембрия. Наряду с использованием структурных методов (А. Н. Казаков, В. Л. Дук и др.) детально изучаются вопросы связи метаморфизма и магматизма с тектоникой (К. О. Кратц, К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов, В. А. Глебовицкий, А. Н. Неелов, В. Я. Хильтова и др.). В обобщающей работе [Этапы..., 1981] предложена типизация мобильных поясов («кратогенов») докембрия, новый вариант периодизации докембрийской истории. Если ранее коллектив целиком принимал концепцию полицикличности, то ныне его исследования направлены на выявление эволюции развития планеты. Новые работы содержат интересные сведения о зеленокаменных поясах и их соотношениях с серыми гнейсами (С. Б. Лобач-Ячученко, Н. В. Горюнов и др.).

Большое внимание уделяет коллектив тектонической картографии. Важными этапами в изучении докембрия стали Тектоническая карта фундамента территории СССР (1974 г.) и Карта метаморфических поясов СССР (1976 г.), составленные в масштабе 1 : 5 000 000.

В Геологическом институте АН СССР тектоника докембрия изучается с позиций стадийности развития и в рамках концепции тектонической расчлененности литосферы. Группа тектонистов развивает упомянутые ранее идеи Е. В. Павловского и Н. А. Штрейса. Принципы исследований полно сформулированы Н. А. Штрейсом [Тектоника..., 1978, с. 7]. Это: «1) признание для всех эпох докембрия первичности коры океанического типа по отношению к континентальной коре; 2) создание континентальной коры в процессе геосинклинального развития как путем ее новообразования, так и путем латерального перераспределения ранее возникших участков такой коры; 3) прогрессивное разрастание континентальной коры в пространстве и во времени, неравномерно охватывающее различные площади поверхности Земли; 4) признание большой роли горизонтальных движений в формировании структуры оболочки коры наряду с вертикальными движениями, причем амплитуда горизонтальных движений в своем пределе всегда во много раз больше предела вертикальных движений; 5) неравномерность проявления этих двух категорий тектонических движений; 6) направленная периодичность и фазовость развития структуры нашей планеты, одновременно ее охватывающие, но не одинаково проявляющиеся во многих ее сегментах и даже полусферах».

А. С. Новиковой [1971, 1974] дана одна из первых мобилистских трактовок тектоники докембрия фундамента Русской платформы. Она отожд-

дествила зоны метабазитов фундамента с океанской корой и показала их сложное чешуйчатое строение. Эволюция докембрийских структур рассмотрена в серии работ А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского [1977 и др.]. Авторы пришли к выводу, что уже в раннем докембрии существовала система континент — океан, хотя континентальная кора была еще незрелой. Последней сопоставляется гранулит-базитовый слой. Осадочно-вулканогенные толщи архея относятся к образованиям зрелой океанической и переходной стадий. В протерозое появляются осадочные и метаморфические формации внутренних и краевых (шельф и склон) областей прото-континента. Первая зрелая кора в Сибири, по мнению А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского, возникает только к концу раннего протерозоя.

Крупным обобщением стала монография этой группы исследователей, посвященная сравнительной тектонике фундамента Русской и Сибирской платформ [Тектоника..., 1978]. В последнее время появились диссертационные работы В. С. Федоровского — о тектонике зеленокаменных поясов и С. В. Богдановой — о протерозое Русской плиты.

Группа стратиграфов того же института, совершенствующая стратиграфическую шкалу верхнего докембрия, внесла большой вклад в изучение его тектоники. Б. М. Келлер [1973] подробно осветил байкальский этап эволюции планеты. М. А. Семихатов [1974] разработал двучленное деление протерозоя на базе представлений о цикличности и рассмотрел проблемы зон докембрийской «тектоно-магматической активизации», для которой предложил термин «диасхизис».

Большой цикл работ проведен лабораторией зарубежной геологии МГУ под руководством В. Е. Ханна и Н. А. Божко, частью совместно с НИИ «Зарубежгеология». Предметом их была тектоника материков гондванского ряда [Геология..., 1973; и др.]. Систематизирован огромный материал. Тектоническая интерпретация осуществлялась в терминах учения о геосинклиналиях, а позже — тектоники литосферных плит. Исследование проводится в палеотектоническом плане, с использованием палин-эластических реконструкций. Подробное освещение получили интракратонные складчатые зоны и зоны тектоно-термальной переработки фундамента. Рифей рассматривается как этап, переходный от раннего протерозоя к фанерозою.

Работы коллектива сотрудников ИМГРЭ под руководством С. Е. Колотухиной направлены на изучение размещения месторождений редких элементов преимущественно в докембрийских толщах Африки, Южной Америки, Австралии, Индии, Канады. В связи с этим решен ряд важных тектонических вопросов. Результаты исследований обобщены С. Е. Колотухиной [1977] в монографии, где особое внимание уделено зонам активизации. Близки по тематике работы ряда металлогенистов (В. И. Казанский и др.).

Крупное обобщение материалов по геологии докембрия СССР и Мира представляет собой серия монографий Л. И. Салопа [1973, 1977, 1982]. Последовательно развивая концепцию полициклического развития, Л. И. Салоп первым обосновал первостепенное значение диастрофизма около 3500 млн. лет назад, выделил предшествующую ему стадию под названием пермобильной, нейших образований. В последнее время он подчеркивает также особую роль «шиклого неопротозоя» (1900—1600 млн. лет назад) как переломного этапа в эволюции Земли.

В Сибири систематическое изучение тектоники докембрия началось в 1958 г. под руководством Ю. А. Косыгина. Составлены первые в мире карты тектоники докембрия Сибири (1962 г.) и континентов (1970 г.). Затем проведено обобщение мировых материалов, результаты которого отражены в шеститомной серии «Докембрий континентов» [1975—1978]. В этих работах принимал участие и автор. Подробнее они охарактеризованы далее. Общие вопросы геологии докембрия рассматриваются группой геологов ДВГИ под руководством А. М. Смирнова, а тектоника древней-

ших толщ — сотрудниками ИТиГ ДВНЦ (Р. Ф. Черкасов и др.) и ИГ ЯФ СО АН СССР (К. Б. Мокшанцев и др.).

Не имея возможности рассматривать работы всех коллективов подробно, укажем только некоторые из них. Геологи УССР, изучающие Украинский щит, большое внимание уделяют кольцевым структурам (О. Б. Гинтов, В. А. Рябенко), которые на территории Сиббири исследуют также В. М. Моралев (ИЛС АН СССР), М. З. Глуховский (ПГО «Аэрогеология») и др. Ю. А. Зайцев (МГУ) разрабатывает концепцию геосинклиналей овального концентрически-зонального типа. Его работы совместно с Л. И. Флатовой, А. А. Абдулиным и др. внесли много нового в познание тектоники докембрия Казахстана. Для тектоники Балтийского щита большое значение имеют работы Ю. И. Лазарева, В. З. Негруцы, П. М. Горяинова, К. И. Хейсканена и др., в которых уделено внимание типам архейских и протерозойских структур. Надо назвать также интересные исследования по тектонике докембрия Урала (С. Н. Иванов, А. П. Русин, В. И. Ленных и др.), Украины (Н. П. Семененко, Г. И. Каляев, Е. М. Лазыко и др.).

Исследования докембрия координируются Научным советом по геологии докембрия АН СССР, которым со времени его основания руководил К. О. Кратц. В последние годы проведен ряд сессий, на которых подведены итоги многолетних исследований. Выработана новая стратиграфическая шкала докембрия СССР, рассмотрены вопросы тектоники нижнего докембрия древних платформ и докембрия складчатых поясов фанерозоя. Сессии выявили основные направления, в которых развивается тектоника докембрия в СССР. В частности, отчетливо проявилась тенденция к охвату материала в глобальном масштабе и направленность на изучение эволюции структуры осадочной оболочки.

Надо отметить также проводящиеся в Институте океанологии АН СССР работы по общей эволюции Земли (А. С. Мошин, О. Г. Сорохтин, Л. П. Зоненшайн и др.). В последнее время все большее внимание этих исследователей привлекает докембрий. Теоретические расчеты позволяют оценить различные модели эволюции и вскрывают ее новые особенности.

Краткий обзор состояния проблемы позволяет наметить вопросы, которые представляются актуальными и подлежат разработке в данной монографии.

В настоящее время большинство исследователей считает верхнедокембрийские структуры сходными с типовыми фанерозойскими, а нижнедокембрийские им противопоставляет. Между тем мера различий четко не определяется. Поэтому наряду с этими взглядами в равной степени обоснованно высказываются предположения и представления как о принципиальном сходстве структур любого возраста, так и об обязательных различиях в случае их разновозрастности.

В большинстве случаев типизация и последующая тектоническая интерпретация проводятся на базе учения о геосинклиналях. С целью отражения особенностей структур того или иного этапа развития к соответствующим терминам добавляются разнообразные приставки (прото-, про-, зо- и т. д.). Отсутствие общих подходов к проблеме проиллюстрировано [Борукаев, 1980] на примере интерпретации дорифейских толщ Алданского щита различными исследователями. При сопоставлении семи вариантов схем выяснилось, что к 38 фигурировавшим в них комплексам применено 27 терминов.

В настоящей работе предпринята попытка предварительной типизации структур безотносительно к возрасту с целью последующего их сравнения и определения сходства и различия по общему набору признаков.

По-разному решаются ныне и вопросы эволюции структур. Эволюционный подход приводит к выводам о перманентном усложнении структуры коры и все большей поляризации ее главных элементов — мобильных и стабильных областей. Концепция цикличности и принцип актуализма отрицают такой процесс. Неоднозначны выводы об этапности и стадийности

развития планеты. Эволюция, как правило, рассматривается в столь общем плане, что не ясно, какие изменения структур действительно связаны с эволюционными преобразованиями, а какие обусловлены иными причинами.

Мы будем рассматривать вопросы эволюции на базе предварительной типизации не только отдельных геоструктурных областей, но и их сочетаний, латеральных рядов, т. е. парагенезов структур. Представляется, что только такой путь позволяет выделить эволюционную составляющую развития.

В связи с возрождением идей мобилизма учение о геосинклиналях, корректность идей которого в применении к нижнедокембрийским образованиям и ранее ставилась под сомнение, теряет роль ведущей, «всеобъемлющей» тектонической концепции. Поэтому требует оценки применимость к докембрию концепции неомобилизма, претендующей ныне на роль главенствующей гипотезы. Особенно важным представляется определение рамок действия законов тектоники плит, поскольку взгляды исследователей на этот вопрос крайне противоречивы.

Типизация структур и представления об их эволюции обычно реализуются в виде схем периподизации тектонической истории планеты. Совершенствование таких схем, часто закрепленных в стратиграфических шкалах, — одна из важнейших задач современной тектоники.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Поставленная цель и определение задач исследования потребовали уточнения методики исследования. В общем плане она традиционна. Анализ докембрийских толщ в полном объеме и в глобальном масштабе, разумеется, можно проводить лишь в сравнительно-тектоническом плане. Сравнительный анализ позволяет обнаружить закономерности планетарного характера, отделив их от локальных особенностей конкретных объектов.

«Одним из главнейших и активных способов тектонического анализа, особенно в решении практических вопросов», назвали Н. С. Шатский и А. А. Богданов [1961, с. 8] составление тектонических карт, т. е. тектоническое районирование. Задачи районирования тесно переплетаются с задачами классифицирования и типизации, поскольку тектоника, как и геология вообще, является наукой классификационной («описательной»).

Первым этапом исследований стало составление Карты тектоники докембрия континентов [1972, 1974], в ходе работы над которой разрабатывалась новая методика тектонического районирования. В ее основу положены теоретические разработки Ю. А. Косыгина [1969 и др.]. Методика подробно изложена нами ранее [Карта..., 1974; Докембрий..., 1977б; и др.]. Главный принцип методики заключается в расчленении толщ по непосредственно наблюдаемым признакам: веществу и структуре. Количество признаков, степень точности их измерения, специализация — все это определяется целями исследования. Методика свободна от сложных интуитивных и индивидуально воспринимаемых категорий, как то: тектонический режим, тектонические движения, цикличность и направленность и т. п.

При составлении Карты за основную единицу докембрия был принят структурно-вещественный комплекс [Борукаев и др., 1968, 1969, 1970 и др.]. Соответствующее название получила и сама методика [Борукаев, Парфенов, 1972]. Структурно-вещественный комплекс — это крупное геологическое тело, отличающееся от смежных тел значениями структурных и вещественных характеристик в рамках принятой классификации. Как правило, комплексы разделены поверхностями региональных несогласий.

Методика имеет релятивистский характер. В зависимости от целей, масштабов и точности исследований классификации признаков могут расширяться или сокращаться. При этом будут изменяться объемы комплексов и число их классов.

Введенное автором и Л. М. Парфеновым [Борукаев и др., 1968] понятие структурно-вещественного комплекса и основанная на нем методика быстро получили широкое распространение. В частности, структурно-вещественные комплексы как основная единица тектонического расчленения минеральных масс выделены на Тектонической карте Северной Евразии [Тектоника..., 1980], на карте Африки [Елизарьев и др., 1982] и др.

Подразделение минеральных масс на структурно-вещественные комплексы — обязательная, но лишь предварительная процедура, лишь первая стадия районирования. Следующая стадия связана с тектонической интерпретацией комплексов. При составлении Карты интерпретация осуществлялась в рамках учения о геосинклиналях. Главной части комплексов поставлены в соответствие основные термпы учения. Однако многие комплексы обнаружили специфические черты. В частности, выделены полого залегающие мощные толщи с обилием вулканитов основного состава, джеспилитов и моласс. По вещественному составу они отвечают геосинклинальному типу, по степени дислокаций ближе к платформенным чехлам. Такие толщи были обособлены в класс геосинклинальных нескладчатых [Борукаев, 1974].

Развитие тектоники показало, что «геосинклинальные» комплексы фактически объединяют толщи, возникшие в самых разных условиях и геодинамических обстановках — от срединноокеанских рифтов до эпиконтинентальных прогибов. Поэтому, в частности в настоящей работе, интерпретация проводится уже независимо от учения о геосинклиналях.

Третья стадия районирования заключается в выяснении взаимоотношений крупных геологических тел, их группировании и выделении тектонических районов (геоструктурных областей). На этой стадии пришлось решать ряд промежуточных задач. К их числу относится задача возрастной индексации, т. е. в конечном итоге, проблема геохронологической шкалы докембрия.

Возрастная индексация придает картам «третье измерение». Она имеет целью отразить взаимное расположение комплексов в топологическом пространстве — их стратиграфические и латеральные ряды, т. е. структуру рассматриваемой части стратисферы.

Специальный анализ проблемы общей геохронологической шкалы докембрия [Борукаев, 1972; Докембрий..., 1977б] показал, что любая система возрастных подразделений, претендующая на роль шкалы, должна служить рабочим инструментом исследования, средством упорядочения разрозненных фактов. Подразделения должны быть независимы от структурно-вещественных свойств минеральных масс и представлять собой интервалы физического времени в «изотопных годах» полностью, без зияний и перекрытий, охватывающие докембрийский этап существования Земли.

Во избежание логических кругов не следует строить шкалу на основе представлений об этапах развития планеты. Исследования с помощью такой «шкалы» могут лишь «подтвердить» этапность, заранее заложенную в схему, т. е. привести к тавтологии. В итоге был сделан вывод, что вопросы создания шкалы и периодизации истории Земли нельзя связывать между собой.

В настоящей работе анализ проводится на основе новой стратиграфической шкалы докембрия СССР 1978 г. как наиболее детальной, но тектоническое значение рубежей оценивается существенно иначе.

Составление Карты и Объяснительной записки к ней создало надежную основу для сравнительно-тектонического анализа, поскольку обеспечило унифицированное в рамках единой методики районирование всей территории континентов.

Подробное описание докембрийских структурно-вещественных комплексов дано большим коллективом авторов в упомянутой серии «Докембрий континентов» [1975—1978]. В заключительном томе серии [Докембрий..., 1977б] охарактеризованы основные черты тектоники докембрия континентов, намечены общие особенности эволюции структур и представлена новая схема перподизации тектонической истории Земли. Полученные автором результаты широко освещаются и развиваются в дальнейшем изложении, и поэтому здесь мы подробно останавливаться на них не будем.

Некоторых пояснений требуют методологические вопросы изучения эволюции, которые обсуждаются уже многие годы. Нередко исследования в этом плане проводятся без твердой методологической базы. Любые различия разновозрастных элементов, геологических тел и горных пород связываются с некоей эволюцией, хотя зачастую имеют совсем иную природу.

Иногда изучение эволюции сводится к описанию стадийности развития. В этих случаях некоторая схема применяется к структурам земной коры без четкой возрастной привязки. В последовательной смене стадий, разумеется, заключен элемент эволюции, но это лишь одна и, вероятно, не самая главная сторона процесса.

Наблюдается и другое явление — попытка привязки явлений к существующим стратиграфическим схемам независимо от конкретных изменений тех или иных элементов. Предполагается, что схемы сами по себе отражают эволюцию планеты и уже датировки элемента достаточно для установления его места в эволюционном ряду. С этим направлением связаны терминологические нововведения с приставками про-, прото-, архео-, которые берут начало в терминологии Г. Шилле (Палео-, Мезо-, Нео-), отнюдь не придававшего этим частям слова эволюционного оттенка.

К. В. Боголепов предложил различать «общую» эволюцию как процесс преобразования одного класса структур в другой и «частную», вызывающую изменения внутри каждого класса в течение геологической истории. Позже [Боголепов, Борукаев, 1981] эти стороны эволюции структуры осадочной оболочки названы соответственно «межвидовой» и «внутривидовой». Подобным же изменениям подвержен общий структурный рисунок Земли [Докембрий..., 1977б]. В. И. Драгунов [1981], используя палеонтологическую терминологию, говорит об изучении эволюции геологических тел в аспекте онтогенеза, филогенеза и экологии с учетом перархия.

Из самых общих соображений ясно, что эволюция должна изучаться для объектов одного и того же класса (типа), упорядоченных в хронологической последовательности. Примером корректного исследования подобного рода является известная работа Н. П. Хераскова «О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста» [1967]. Установив различия в системах, отвечающих серии циклов, он связал с эволюцией изменения именно одного класса структур, не считая необходимым разделять его.

С учетом сказанного сформулируем главные принципы, на которых должен базироваться анализ эволюции структуры осадочной оболочки в докембрии, эволюции докембрийских структур.

Анализ эволюции проводится на базе предварительной типизации структурных элементов по некоторым характеристикам и установления их хронологической последовательности. Исследуются изменения внутри каждого типа по дополнительным характеристикам или путем повышения точности учета главных признаков. Далее изучаются взаимоотношения типов структурных элементов, их парагенезы и изменения этих парагенезов во времени. Конечной стадией является анализ изменения глобального парагенеза структур, определяющего «лик Земли», на фоне эволюции Земли как планетного тела.

Наряду со специализированной тектонической методикой автором широко использовались данные смежных отраслей — петрологии, геохи-

мии, геофизики и др., но только в той степени, в какой они отвечали задачам исследования. Поэтому в дальнейшем изложении конкретные результаты этих отраслей отражены лишь в преломлении к собственно тектоническим целям и задачам.

Разработка общей модели строения и развития Земли, естественно, должна базироваться на единой для докембрия и фанерозоя геотектонической концепции. Современное состояние проблемы убеждает автора, что роль ее ныне должна играть концепция тектоники литосферных плит. Рамки применения ее идей следует оговорить.

Как известно, плито-тектонические представления успешно развиваются на базе изучения современной структуры в применении к мезозою и кайнозою. Их распространение на палеозой уже затруднено. Трудности еще более возрастают при интерпретации докембрия, в особенности нижнего. Отметим лишь некоторые из них.

Докембрий обнажен лишь на 20% территории континентов, или на 6% земной поверхности. Методики геологической интерпретации геофизических данных несовершенны [Козловский, 1981] и не дают достаточного материала для тектонического районирования докембрийских толщ на закрытых территориях. Одним из важнейших моментов тектоники литосферных плит, например, является глобальная увязка движений. Эта задача, в известной степени разрешимая для современной структуры, в силу малой площади выходов для докембрия становится, по меньшей мере, весьма трудной, если вообще корректной.

Докембрийские океаны запечатлены в структуре лишь в виде узких зон чрезвычайно сложного чешуйчатого строения. Подавляющая часть древней океанской коры переработана (а следовательно, уничтожена) в зонах субдукции, что мешает выявлению древнего взаимного расположения спайических блоков, т. е. структуры докембрия. Правда, в последние годы интересные материалы для решения этой задачи дают палеомагнитные методы.

Большую роль в плито-тектонических построениях играет анализ петрохимических данных. Однако метаморфизм и другие наложенные процессы ведут к стиранию первичных химических различий толщ. Например, первично бимодальная серия может перейти в псевдо-известково-щелочную [Mc Gechan, Mc Lean, 1980]. Многие геологи по петрохимическим критериям относят к рифтогенным структурам, к орогенному классу зеленокаменные пояса, хотя детальные работы [Jahn, 1977; и др.] показали, что химические параметры не могут служить надежным основанием для установления их тектонической природы. В особенности сильно искажает первичный химический состав метаморфизм гранулитовой фации, который приводит к мобилизации даже сравнительно устойчивых элементов [Condie e. a., 1977].

Для докембрия, в особенности раннего, мы не располагаем надежными критериями оценки мощности коры, соотношений ее слоев, термодинамических условий глубин и т. д. Имеющиеся разработки представляют собой взаимоисключающие модели, как правило, отражающие лишь немногие стороны явлений.

Между тем, на наш взгляд, еще далеко не исчерпаны «традиционные» методы тектонического анализа — тектоническое районирование, анализ латеральных рядов структур, сравнительно-тектонический метод и др. Попытка их использования в качестве методической основы предпринята в настоящей работе, в том числе и для решения задачи интерпретации.

II. ТИПЫ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ДОКЕМБРИЯ

□

В этой части характеризуются крупные элементы структуры докембрия. Фактически каждый из них представляет собой область распространения структурно-вещественного комплекса, или определенного сочетания таковых, или область синхронного преобразования различных комплексов. Такие элементы будут выделяться под названием геоструктурных областей. Этот термин подчеркивает региональный и глобальный масштаб элементов, являющихся предметом нашего рассмотрения.

Некоторые типы областей (зеленокаменные пояса, интракратонные зоны и др.) уже выделялись ранее. Для них использованы укоренившиеся термины, хотя объем понятий, как правило, несколько уточнен или изменен в связи с необходимостью упорядочения общей системы. Ряд понятий (граничные троговые пояса, области беломорского типа и т. д.) вводится впервые. Терминология вызвала больше затруднения и, в конечном итоге, автор предпочел пользоваться нейтральными терминами широкого значения (зона, бассейн, область, массив), полагая, что их конкретизация применительно к выделенным объектам и типам и составляет его задачу. Применение географических терминов (бассейны трансваальского типа и др.) — дань традиции, хотя выбор характерных черт типа производился на типовой серии, а не на тектонотипе.

Главное внимание уделено активным (мобильным, подвижным) областям, тогда как стабильные лишь кратко определены. Последние, несмотря на некоторые терминологические тонкости, обычно воспринимаются исследователями более или менее однозначно.

В задачу данной части не входит историко-геологическая и геодинамическая интерпретация областей. Однако некоторые стороны такой интерпретации все же затронуты, с тем чтобы промежуточные выводы были обоснованы приводимым здесь материалом.

Перечень геоструктурных областей не претендует на полноту и логическую завершенность. При изменении детальности исследования он, безусловно, может быть расширен. Бурное развитие исследований докембрия, наблюдающееся в последние годы, видимо, позволит внести в него коррективы.

Фактический материал почерпнут главным образом из многотомной серии «Докембрий континентов» [1975—1978], в подготовке которой автор принимал активное участие. В связи с этим и во избежание резкого увеличения списка литературы ссылки даются преимущественно на более поздние работы, имеющие принципиальное значение.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Представления о зеленокаменных областях были разработаны Б. Уиндли [Windley, 1973], назвавшим их первоначально гранит-зеленокаменными и противопоставившим гранулитогнейсовым. За короткий срок проведено много новых исследований и переосмыслен старый материал, в результате чего стало ясно, что зеленокаменная ассоциация включает в себя древнейшие геологические образования Земли. Несколько позже в качестве самостоятельного был выделен комплекс «серых гнейсов». Природа, взаимоотношения входящих в ассоциацию комплексов, их тектоническое значение дискутируются на зарубежных [Ранняя история...,

1980] и союзных [Древнейшие гранитоиды..., 1981] симпозиумах. Мы рассмотрим вначале комплексы и слагаемые ими структуры порознь и, в связи с новизной проблемы, сравнительно подробно.

Серые гнейсы

Термин «серые гнейсы» использовался более столетия в Швеции как петрографический для плагиогнейсов, противопоставлявшихся «красным гнейсам», содержащим калиевый полевой шпат. Позже он приобрел формационный оттенок и стал применяться к формациям плагиогнейсов.

На рубеже 60-х и 70-х годов нынешнего столетия, в эпоху доминанты концепции «зеленокаменных ядер роста континентов», гипсометрически ниже зеленокаменных комплексов были обнаружены гнейсы преимущественно тоналитового состава. К. Стоув [Stowe, 1971, 1974] выяснил, что на территории Родезийского массива такие породы подстилают типичный зеленокаменный комплекс стратиграфически. Эту идею развил Д. Хантер [Hunter, 1974 и др.]. Практически одновременно получены радиометрические датировки тоналитовых гнейсов Амитсок Западной Гренландии, которые показали сходимые по разным методам значения возраста 3,6—3,8 млрд. лет, превышающие древнейшие датировки зеленокаменных комплексов. Тоналитовые гнейсы получили название «серых гнейсов» и «древнего гнейсового комплекса» (Ancient Gneiss Complex-AGC). В настоящее время их предполагаемые гомологи обнаружены на всех континентах.

Распространение и строение комплексов. Довольно детально изучены серые гнейсы Свазиленда [Hunter e. a., 1978]. В их составе выделены три формации: 1) бимодальная серия среднекристаллических серых тоналитовых и трондjemитовых гнейсов, ассоциирующихся с амфиболитами; 2) гомогенные роговообманково-биотитовые тоналитовые гнейсы; 3) кварц-полевошпатовые гнейсы, амфиболиты и разнообразные метаосадочные породы. Все толщи метаморфизованы в условиях верхних ступеней амфиболитовой фации. Роговообманковые тоналиты, возраст которых определен Rb — Sr изохронным методом в 3395 ± 86 млн. лет при первичном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7006$ [Davies, Allsop, 1976], обнажены на сравнительно небольшом участке среди выходов двух других толщ. Комплекс прорван гранодиоритами, которые в свою очередь интродированы гранитами с U — Pb возрастом 3075 млн. лет.

Гнейсы близкого состава и строения обнажены на небольших участках центральной части массива Зимбабве [Wilson, 1973], где выделяются под названием Себакве I. Толща прорвана пегматитами с возрастом 3370 млн. лет. В ее составе наряду с гнейсами отмечаются джеспилиты и кварциты. Последние радиометрические определения [Hawkesworth e. a., 1975; Hickman, 1974] показывают, что возраст гнейсов составляет 3500 — 3600 млн. лет (Rb — Sr изохронный метод, первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,701$).

Серые гнейсы Западной Гренландии представляют собой сложный полигенетический комплекс. Основную его часть составляют гомогенные кварц-полевошпатовые гнейсы Амитсок [Mc Gregor, 1973], по составу варьирующие от тоналитов до гранитов (в некоторых случаях содержание калиевого полевого шпата достигает 40%). Местами гнейсы имеют полосчатую и очковую текстуру. Иногда [Чадвик, Ко, 1980] различаются более древние лейкократовые тоналитовые гнейсы и более молодые — микроклиновые очковые. Большой интерес представляют включенные в гнейсы супракристалльные породы, образующие дугу в форме овала в районе Исва [Аллорт, 1980]. Наряду с амфиболитами, метариолитами и дунитами в состав толщ входят метаосадочные породы, в том числе джеспилиты.

Гнейсы Амитсок прорваны дайками Амералик основного состава, которые, возможно, служат подводящими каналами для метабазальтов, образующих совместно с метагабброидами и метапеллитами более молодую супракристалльную толщу Малене. Эта толща содержит также стратиформные тела метаанортозитов. Более молодыми являются гнейсы Нук, весьма сходные с гнейсами Амитсок и имеющие близкий с ними состав.

На большей части площади гнейсы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Лишь на отдельных участках обнаружены гиперстенсодержащие породы — индикаторы гранулитовой фации. Структура комплекса чрезвычайно сложна. Наряду с многократной складчатостью отмечаются признаки шарьяжей, образование которых связывается с двумя эпохами: предшествующей образованию гнейсов Нук и следующей непосредственно за этим событием.

Комплекс хорошо изучен различными радиометрическими методами, дающими сходимые цифры. В качестве реперных принимаются значения 3750 млн. лет для материнских пород гнейсов Амтсок и 3040 млн. лет — для гнейсов Нук. Метаморфизм высоких ступеней относится к эпохе 3000—2850 млн. лет.

В другой части Северо-Атлантического кратона [Bridgwater *et al.*, 1973] — провинции Нейн Канадского щита — в основании разреза залегают тоналитовые гнейсы Уйвак. В нижней части (Уйвак I) тоналитовые гнейсы содержат включения супракрустальных пород, а верхняя представлена порфировидными гранодиоритовыми гнейсами [Коллерсон и др., 1980]. Гнейсы прорваны амфиболитовыми дайками Саглек и затем перекрыты супракрустальной толщей Уперनावик (метапелиты, амфиболиты, метаультрабазиты). Более молодые гранитогнейсы образуют пластообразные интрузии двух генераций, а весь комплекс прорывается еще пластообразными гранитными телами и дайками диабазов.

Соотношения гнейсов Уйвак и толщи Уперनावик обычно осложнены шарьяжами. Сложные деформации связаны с внедрением синкинематических тел гранитогнейсов. Последняя фаза складчатости выражена сравнительно открытыми складками, которые, несмотря на относительную простоту, еще более усложнили общий структурный план.

Метаморфизм гнейсов отвечает главным образом условиям амфиболитовой фации, которые связываются с узкими контактовыми ореолами ортопироксенсодержащих кварц-полевошпатовых пегматитов. Возраст гнейсов Уйвак определен Rb — Sr методом в 3622 ± 72 млн. лет (первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7014$), а пластообразных гранитогнейсов — 3100 млн. лет. Очевидны аналогии, вплоть до деталей, описанного комплекса и его частей с комплексом Западной Гренландии. Близкие цифры характерны для гнейсов Кьюток Северного Лабрадора [Collerson *et al.*, 1982].

Широко распространены комплексы, отождествляемые с серыми гнейсами, на территории Балтийского щита. Это олигоклазовые граниты Карелии [Геология..., 1978], «первично-коровая» гранитоидная вулканоплутоническая толща Кольского полуострова [Гранитоидные формации..., 1978] (рис. 1). Олигоклазовые граниты встречаются в виде скиалитов среди плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Это мелко- и среднекристаллические лейкократовые породы светло-серого цвета, сложенные в основном кварцем, плагиоклазом (преобладает андезин), биотитом, мусковитом. Их состав отвечает тоналитам. Среди серых гнейсов Карелии различают две субформации: 1) гранодиорит-порфиров и пироксеновых диоритов и 2) гранодиоритов — плагиогранитов — относящиеся соответственно к первично-эффузивной и первично-интрузивной фациям. Оба комплекса метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Возраст их определен изохронным Pb — Pb и U — Pb методами в 2800 млн. лет [Пушкарев и др., 1978.]

В Западной Австралии и на щите Пилбара в районе Марбл-Бар [De Laeter, Blockey, 1972] описан комплекс гнейсированных, мигматизированных и полосчатых гранитов с возрастом 3125 млн. лет (Rb — Sr изохронный метод, первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7016$). В отличие от текущих микроклиновых гранитов в составе гнейсов среди полевых шпатов преобладает плагиоклаз.

В Среднем Приднепровье среди гранитоидов днепровского комплекса выделены глыбы и обломки более древних тоналитовых гнейсов, метапорфиров и метагранодиоритов [Митрофанов и др., 1976]. Тоналиты,

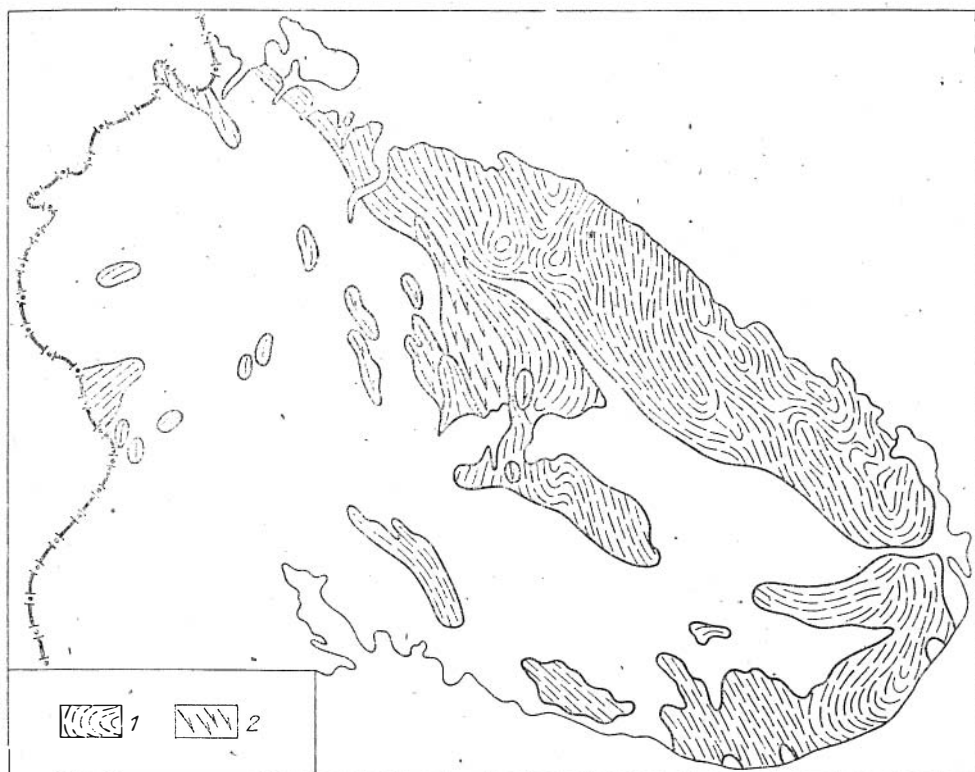


Рис. 1. Схема распространения древнейшей вулканоплутонической гранитоидной ассоциации на Кольском полуострове [Магматические формации..., 1980].

1 — породы группы гранодиоритов — тоналитов — плагногранитов; 2 — породы группы гранодиорит-порфиров — пироксеновых диоритов.

в свою очередь, содержат сквалиты амфиболитов и амфибол-биотитовых плагногнейсов.

В Центрально-Африканском массиве серые гнейсы описаны близ Хартума [Almond, 1980]. В целом комплекс представлен относительно богатыми кварцем биотитовыми гнейсами амфиболитовой фации метаморфизма, местами сильно мигматизированными. Наряду с олигоклазом присутствует в небольших количествах калиевый полевой шпат. На отдельных участках отмечаются меланократовые породы, метаморфизованные в условиях высоких ступеней вплоть до гранулитовой фации. Они трактуются как сквалиты более древнего гранулитового комплекса. Возраст метаморфизма в амфиболитовой фации и мигматизации оценивается в 2550 млн. лет.

С серыми гнейсами сопоставляется Льюисский комплекс Шотландии и Гебридских островов. Здесь также преобладают кварц-полевошпатовые гнейсы амфиболитовой фации с возрастом 2700—2800 млн. лет [Боуэс, 1980]. Лишь близ Скаури большое значение приобретают пироксеновые гранулиты. Сложная структура гнейсов полифазного генезиса хорошо изучена [Парфенов, 1973]. Аналогичные гнейсовые толщи вскрыты на островах Лофотен и Вестеролен Северной Норвегии, где, однако, преобладают породы гранулитовой фации. Здесь их возраст первоначально определялся в 3460 млн. лет изохронным Rb — Rb методом, но был завышен, ибо другие и более поздние определения показали значения около 2650 млн. лет [Тугаринов, Бибикова, 1980].

В качестве серых гнейсов рассматриваются иногда [Богатиков и др., 1980] гранитогнейсовые комплексы Канадского щита, которые слагают сравнительно узкие полосы, чередующиеся с зеленокаменными. Широкое площадное распространение они имеют, например, в центральной части блока Унгава [Geology..., 1970a]. Это кварц-плагноклазовые грубокри-

сталлические гнейсы с биотитом или роговой обманкой. В случаях обогащения биотитом породы приобретают тонкополосчатую текстуру.

Близкий состав имеют плагногнейсы, широко распространенные на юге провинции Сьюцириор. Однако здесь они явно связаны в своем происхождении с развитием зеленокаменных поясов и должны быть отнесены к другому — гранитогнейсовому — комплексу. Такая картина свойственна и некоторым другим районам.

Сравнительно недавно гомологи серых гнейсов обнаружены на Алданском щите. В. И. Кичул и соавторы [1979] выделили здесь «комплекс основания», включающий в себя формации гранитогнейсовую, эндербит-чарнокитовую и сланцево-плагногнейсовую. Выходы комплекса на поверхность приурочены к Иенгрскому и Тимптоно-Учурскому блокам, т. е. к участкам развития гранулитовой фации. Наибольшим распространением характеризуется эндербит-чарнокитовая формация.

Присутствие комплекса инфраструктуры, подстилающего иенгрскую серию, по-видимому, можно считать доказанным. Однако область распространения комплекса, на наш взгляд, авторами сильно преувеличена. Это относится прежде всего к Тимптоно-Учурскому блоку. Здесь в комплекс серых гнейсов фактически включены породы, ранее относившиеся к тимптонской (чарнокитовой) серии Д. С. Коржинского, занимавшей в составленном им разрезе место между иенгрской и джелтулинской. Гранито-гнейсы и эндербит-чарнокиты характеризуются аномально высокими первичными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,729 и 0,720 соответственно), а также высокими содержаниями K_2O , в чем существенно отличны от типичных серых гнейсов.

Вероятным представляется предположение И. М. Фрумкина (личное сообщение) о принадлежности к серым гнейсам олёкминской серии. По данным Р. Ф. Черкасова [1979], существенную роль в ее сложении играют биотитовые плагногнейсы и гнейсы, хотя большая часть толщи представлена амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагногнейсами. Породы метаморфизованы в условиях преимущественно амфиболитовой фации. Существенное отличие олёкминской серии от других комплексов серых гнейсов заключается в заведомо супракристалльной природе и повышенном содержании амфиболитов и амфиболсодержащих пород. К тому же ее стратиграфическое положение не совсем ясно.

На Анабарском щите [Розен, 1981] широко распространены эндербиты, часть которых, возможно, аналогична серым гнейсам. Еще более широко эндербиты представлены на щите Антарктической платформы.

По петрографическим особенностям и химическому составу с типичными серыми гнейсами очень сходны гнейсы Ауланджинской полосы Омолонского массива [Бибикова и др., 1978] и эндербиты бугско-днестровской серии [Бибикова и др., 1982б], для которых недавно доказан возраст более 3,4 млрд. лет.

Общая характеристика. В недавних сводках [Богатиков и др., 1980; Бибикова, 1980; Древнейшие гранитоиды..., 1981] отмечены общие черты комплексов, относящихся к серым гнейсам. Используя их данные, отметим важнейшие для наших целей.

Комплекс сложен плагногнейсами тоналитового состава. Породообразующими минералами являются кварц (15—20%), плагиоклаз (от альбита до андезина, чаще андезин, 35—70%), биотит (до 25%) и амфибол (до 20%). Среди гнейсов различаются орто- и парапороды, причем последние преобладают в меланократовых разностях и часто образуют маркирующие горизонты. Иногда (Кольский п-ов) в глубокометаморфизованных породах обнаруживаются первичные порфиновые текстуры и даже сохранившаяся долеритовая структура основной массы.

Серым гнейсам свойственны низкие содержания литофильных элементов, особенно U, низкие K/Na, Ba/Rb, и первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($<0,703$), преобладание легких редких земель над тяжелыми, обычно примитивный изотопный состав Pb.

Петрологический анализ [Богатиков и др., 1980] показал, что по петрохимическим характеристикам серые гнейсы наиболее близки вулканоплутоническим формациям, в особенности контрастной толеит-дацитовой и высокоглиноземистой низкокальциевой сериям основания островных дуг. Такое заключение подкрепляется наличием в составе серых гнейсов горизонтов супракрустальных пород, порфировой текстурой их отдельных разностей, ясной полосчатостью некоторых горизонтов и т. п. Правда, некоторые исследователи (Р. Калсбэк и др.) считают гнейсы парапородами, ставя им литологическими аналогами граувакки и аркозы.

Типичные серые гнейсы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Но их гомологи достоверно установлены геологическими, петрологическими, а ныне и радиометрическими методами среди толщ гранулитовой фации [Бибикова и др., 1982а, б; и др.].

Основываясь на проведенном обзоре, мы будем относить к серым гнейсам только те комплексы, для материнских пород которых установлен или обосновано предполагается возраст более 3 млрд. лет, но исключать из них заведомо более молодые, хотя и сходные по ряду петрологических характеристик. П. М. Горяинов [1981, с. 31] тоже настаивает на необходимости различать среди архейских гнейсов два комплекса, которые «имеют различную геотектоническую природу и возраст, знаменуют разные уровни формирования континентальной коры», хотя и применяет к ним один термин. Е. М. Крестин (устное сообщение) полагает, что нижнеархейские породы следует относить к мигматит-тоналит-плагногранитной формации, и видит ее существенные петрографические отличия от гранодиорит-плагногранитной верхнеархейской, связанной с развитием зеленокаменных поясов.

Таким образом, проблема серых гнейсов на сегодня еще далека от решения. Часто в комплекс объединяются разновозрастные и довольно разнородные (сходные лишь в общих чертах) образования. Отсюда расплывчатость контуров областей размещения комплекса и противоречивость в оценке его природы.

Зеленокаменные пояса

Участки распространения архейских супракрустальных пород низкой степени метаморфизма, привлекавшие внимание геологов в связи с их высокой золотоносностью, уже несколько десятилетий назад были выделены как особые геоструктурные элементы. В Австралии они назывались зеленокаменными (при преобладании метавулканитов) и белокаменными (при преобладании метахлостолитов), в Африке — (зелено-)сланцевыми, в Северной Америке — зеленокаменными. По образному выражению австралийских геологов, пояса напоминают зеленокаменные острова в море гранита на территориях щитов древних платформ. Это линейные и дугообразные формы синклиниорной и синформного строения, сильно варьирующие в размерах. Отдельные пояса достигают 700—1000 км при ширине до 100—200 км.

Понятие о зеленокаменных поясах в современном объеме сложилось фактически после появления работы Дж. Т. Уилсона [Wilson, 1949]. Зеленокаменные комплексы стали считать древнейшими образованиями Земли. Новый этап их изучения начался в конце 60-х годов, когда широкое применение получили петрохимические методы и распространились идеи тектоники литосферных плит. Среди огромного потока публикаций, посвященных поясам, выделим ряд сводок отечественных геологов [Синицын, 1979; Грачев, Федоровский, 1980; и др.], а также фундаментальное обобщение К. Конди [Condic, 1981].

Заметим сразу, что понятие «зеленокаменный пояс» определено еще недостаточно, в связи с чем наблюдается его расширение. Терминологическое сходство с понятием «зеленокаменные породы» (которое применяется к породам самого разного возраста, претерпевшим зеленокаменное

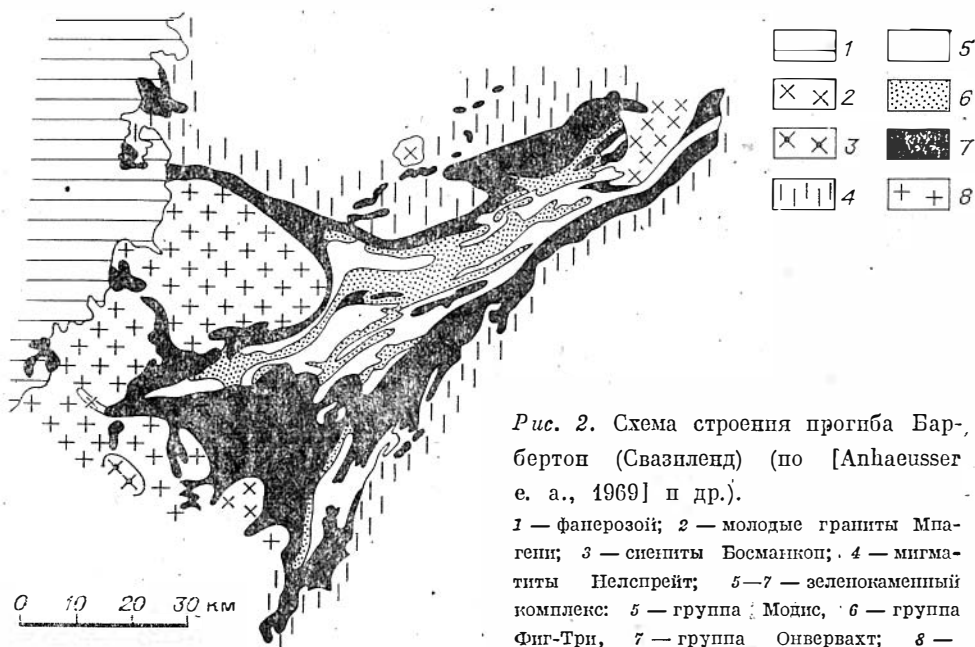


Рис. 2. Схема строения прогиба Барбертон (Свазиленд) (по [Anhaeusser е. а., 1969] п др.).

1 — фанерозой; 2 — молодые граниты Мпагени; 3 — сиениты Босманкоп; 4 — мигматиты Нелспрейт; 5—7 — зеленокаменный комплекс: 5 — группа Моисе, 6 — группа Фиг-Три, 7 — группа Онвервахт; 8 — древние гранитогнейсы.

перерождение, и послужило основой для выделения, скажем, зеленокаменного синклинория палеозойского Урала) позволяет некоторым исследователям усматривать зеленокаменные пояса в рифее [Tarney, Windley, 1981; п др.] и даже фанерозое. В настоящей работе термин применяется только к заведомо дорифейским, преимущественно архейским структурам.

В качестве типового зеленокаменного комплекса обычно рассматривается выполнение прогиба Барбертон (рис. 2), расположенного на территории Трансваальского щита в пограничном между Свазилендом и ЮАР районе. Он хорошо изучен, многократно описан в печати [Anhaeusser е. а., 1969; Viljoen, Viljoen, 1971; Anhaeusser, 1973; Precambrian..., 1981; п др.] и сочетает в себе черты многих комплексов данного класса. Рассмотрим кратко его строение.

Нижняя часть комплекса сложена чередующимися телами метAPERИДОТИТОВ и метаБАЗАЛЬТОВ с преобладанием первых. Здесь выделяются три свиты: Сандспрейт, Тисспрейт и Комати. Между двумя первыми располагаются интрузивные тела тоналитовых гнейсогранитов, а две последние, как выяснено недавно [Williams, Furnell, 1979], разделены крупным угловым несогласием. В свите Комати начинают преобладать примитивные базальты с подушечной текстурой и пирокластиты. Эта часть разреза, общая мощность которой оценивается в 7,5 тыс. м, называется «нижней ультрамафической толщей». Выше залегает «мафическо-фельзитовая толща» (до 8 тыс. м), в которой фиксируется ряд циклов с последовательностью: толеитовые базальты—риодациты—кремнистые породы. Подобные ряды намечаются и в латеральном направлении. Нижняя граница толщи определяется как согласная, но, вероятно, на некоторых участках сопровождается несогласиями, связанными с внедрением новой серии тоналитовых интрузий [Glikson, 1976]. Обе толщи входят в состав группы Онвервахт.

В описанной части разреза обнаружены [Viljoen, Viljoen, 1969] специфические породы — коматиты. Это основные и ультраосновные вулканыты, варьирующие по составу от перидотитовых до базальтовых разновидностей, высокомагнезиальные, обладающие скелетной текстурой («спинифекс»). Наличие коматитовой формации — важнейший диагностический признак зеленокаменного комплекса. Обращает на себя внимание

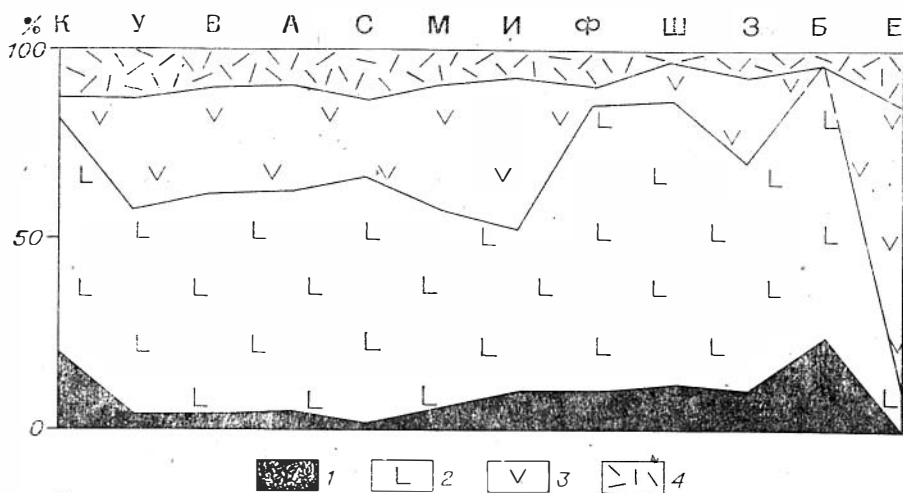


Рис. 3. Соотношения типов вулканитов в зеленокаменных комплексах щитов древних платформ (по материалам [Anhaeusser, 1976; Condie, 1984] и др.).

1 — ультрамафиты и недифференцированные базальты, 2 — толеиты, 3 — андезиты, 4 — дациты и риолиты.

Районы: К — Калгурли, У — Барч-Учи, В — Вэбигун, А — Абитиби, С — Слейв, М — Канадский щит (в среднем), И — Мидленд-Булавайо, Ф — Ньянда, Ш — Шабани, З — Зимбабве (в среднем), Б — Барбертон, Е — Западная Кения.

бимодальный состав вулканитов ибо андезиты встречаются в подчиненном количестве (рис. 3).

Выше согласно следует «аргиллитовая осадочная толща» (более 2 тыс. м), сложенная граувакками, сланцами, полосчатыми железистыми кремнистыми породами, туфами и др. Характерны турбидитовые текстуры [Купен, 1963], существенная фаціальная изменчивость, элементы ритмичной слоистости. Толща отвечает группе Фиг-Три. На ней с несогласием и горизонтом базальных конгломератов в основании залегает «песчаниковая осадочная толща» (группа Модис, более 3 тыс. м). В ней выделяется четыре цикла, в основании которых залегают маломощные горизонты конгломератов, а главная часть сложена песчанками, кварцитами, глинистыми сланцами, джеспилитами.

Метаморфизм комплекса изменчив. Отмечается, что в осевых частях крупных синклиналей породы практически не метаморфизованы и в целом региональный метаморфизм отвечает фации зеленых сланцев. Более высокие ступени связаны с контактовыми процессами.

Комплекс неравномерно дислоцирован в общем конформно ограничивающим прогиб интрузиям гомогенных гранитов. В ядрах синклиналей (Юрика и др.) пласты залегают субгоризонтально, выкручиваясь к бортам. Однако некоторые косвенные соображения говорят о вероятном широком развитии в пределах пояса чешуйчатых структур. Это и фантастическая (более 15 км) мощность вулканогенной части разреза, несоизмеримой с осадочной (около 5 км), и многократное повторение «циклов» вулканитов, и предполагаемое почти перманентное внедрение гранитоидов сходного (тоналитового) состава. Представляется, что разрез нижней части комплекса сдвоен или строен, а его сложность связана не столько со стратиграфическим, сколько с тектоническим фактором. Заметим, что интенсивная складчатость характерна для пояса Мерчисон, расположенного несколько севернее Барбертонского и сходного с ним по типу разреза.

Гомогенные граниты, прорывающие комплекс и ограничивающие прогиб, надежно датируются цифрами 3,0—3,1 млрд. лет [Anhaeusser, 1973; Precambrian..., 1981], лимитируя верхний возрастной предел толщи. Нижняя граница менее ясна и дискутируется. Базальтовый коматипт из нижней части группы Онвервайт исследован изохронным Rb — Sr методом [Jahn, Shih, 1974], показав возраст 3500 млн. лет с широкими (± 200 млн. лет) пределами. Более надежно определение тем же методом

осадочных пород той же группы [Hurley e. a., 1972] («средний маркер» — 3375 ± 20 млн. лет).

Иная последовательность толщ характеризует группу зеленокаменных поясов в юго-западной части массива Зимбабве [Key e. a., 1976] — Мацитама, Тати, Бумба, Майтенгве и др. Здесь в основании разрезов выделяется «протяженная сланцевая реликтовая толща», сложенная биотитовыми и слюдяными кварц-полевошпатовыми парагнейсами, чередующимися с подчиненными им адамеллитовыми гнейсами и амфиболитами. Осадочная природа литологических аналогов доказывается наличием зерен турмалина, корродированного циркона, присутствием железистых кварцитов и др. Предполагается, что на большей части области распространения толща гранитизирована и сохранилась лишь местами на контактах с вышележащей. Последняя уже напоминает разрез пояса Барбертон, хотя содержание ультрамафитов уменьшается при возрастании роли метавулканитов кислого и среднего состава.

На территории массива Зимбабве выделяется более 20 зеленокаменных прогибов (рис. 4). При некоторой вариации типов пород комплексы весьма напоминают таковой прогиба Барбертон. Коррелируются даже литостратиграфические подразделения. Группе Овервайт отвечает группа Себакве, Фиг-Три — Булавайо, а группе Модис — Шамва. Однако в основании разрезов обычно отмечаются маломощные пакки метаосадочных пород (пояс Беллингве), в том числе и конгломератов (пояс Кве-Кве). Иногда вулканогенная последовательность разделяется на две части (ультрамафитовую и толентовую) сравнительно мощной толщей метаосадочных пород (пояс Селукве, свита Уондерер). В сравнении с комплексом Барбертон среди вулканитов возрастает роль андезитов (до 10% в поясе Шабани и до 40% в поясе Мидлендз) (см. рис. 3).

Если на Трансваальском массиве зеленокаменные пояса занимают лишь 8,5% обнаженной площади, то на массиве Зимбабве — вдвое больше. К тому же здесь определенно выделяются две разновозрастные генерации поясов, завершающие свое развитие на рубежах 3,1—3,0 и 2,8—2,6 млрд. лет.

Массив Зимбабве — район, на примере которого А. Мак-Грегор разработал представления о «стадах куполов». Между куполами зажаты узкие килевидные, интенсивно сжатые синклиналии, выполненные зеленокаменными комплексами. Эти представления сохраняют свое значение и ныне, хотя механизм формирования структуры существенно уточнен [Litherland, 1973; и др.].

Большое сходство с описанными обнаруживают зеленокаменные пояса Западной Австралии [Glikson, 1971; 1976; Гликсон, 1980; Gee, 1979; и др.]. Особенно характерны они для золоторудного района Кулгарди-Калгурли щита Иилгарн (рис. 5). А. Гликсон склонен усматривать в разрезах поясов крупную цикличность с трех- или двукратным повторением циклов, начинающихся ультрамафитами и завершающихся кислыми вулканитами и их осадочными дериватами. В то же время он различает первичные зеленокаменные комплексы преимущественно основного — ультраосновного состава и более молодые вторичные бимодального или непрерывно дифференцированного состава с малым содержанием ультрамафитов. Разновозрастность комплексов вполне согласуется с данными по геологии Южной Африки, где, однако, никакой цикличности указанного типа не обнаруживается. Вероятнее, что за цикличность принимается близкое расположение (может быть, отчасти за счет тектонического сблизжения) разновозрастных комплексов. Для рассматриваемого района могут быть преувеличены и различия поясов в возрасте, ибо интервал их развития очень невелик — от 2,9 до 2,7 млрд. лет назад. Более древние пояса, завершившие развитие к рубежу 3,2—3,1 млрд. лет назад, развиты на щите Шилбара. Последний характеризуется структурой гранито-гнейсовых куполов, подобной таковой массива Зимбабве. На щите Иилгарн зеленокаменные пояса имеют выдержанные север-северо-западные простирания.

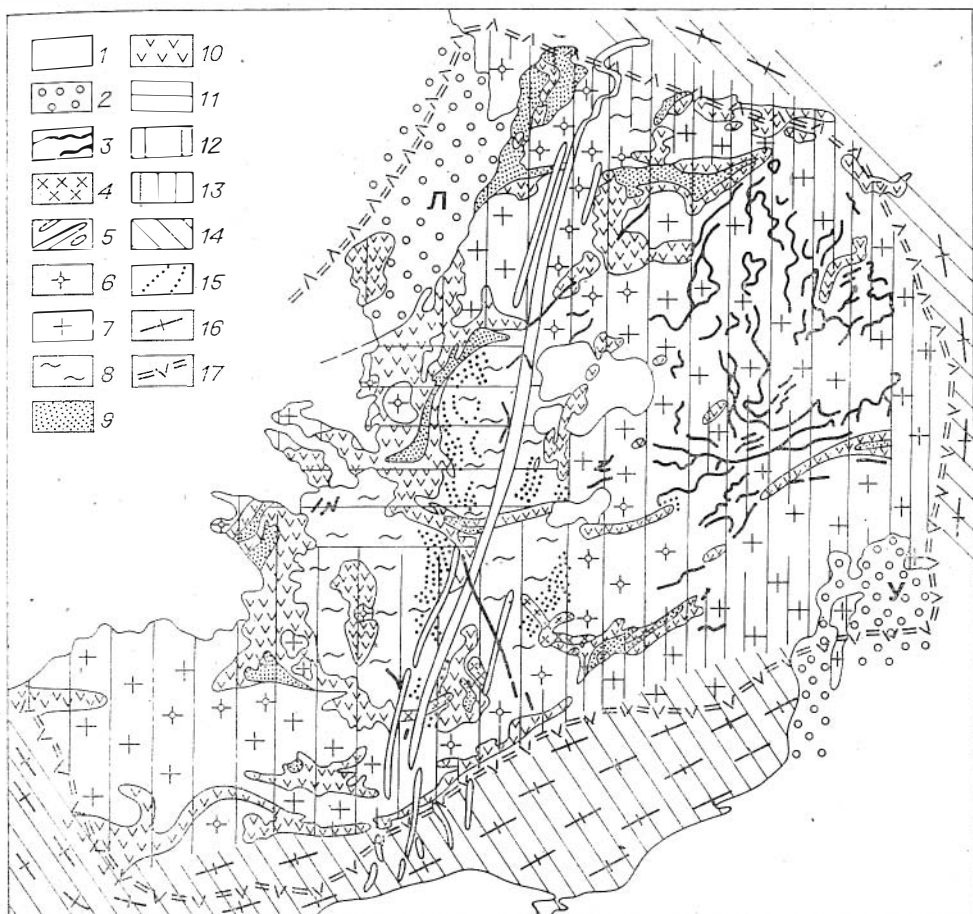


Рис. 4. Схема строения массива Зимбабве (по [Wilson, 1973; Bliss, 1969; Saggerson, Turner, 1976] и др.).

1 — фанерозой (местами вместе с протерозоем); 2 — группы Ломагунди (Л) и Умкондо (У); 3 — дозериты Машоналенд; 4 — интрузивный комплекс Машаба; 5 — Великая дайка и сателлиты; 6 — поздние граниты (массивные и порфиroidные); 7 — средние граниты (массивные и слабо полосчатые); 8 — ремобилизованное гнейсовое основание; 9, 10 — зеленокаменные пояса; 9 — осадочные породы (группа Шамба), 10 — вулканиты (группа Булавайо и частично Себакве); 11—14 — зоны метаморфизма, ступени (11 — очень низкая, 12 — низкая, 13 — средняя, 14 — высокая); 15 — реликты древнего фундамента; 16 — простирания в гранулитовых толщах; 17 — границы массива.

Широко распространены зеленокаменные пояса на Индостанской платформе [Pichamuthu, 1967; Геология..., 1975; и др.]. Б. Радхакришна [Radhakrishna, 1975] выделил здесь две генерации поясов. Древние комплексы, интродуцированные тоналит-трондьемитовыми литологическими аналогами гнейсов Полуострова, с несогласием перекрыты более молодыми и более многочисленными вулканогенными и осадочными толщами с верхним возрастным пределом 2,4 млрд. лет назад. Примерно подобное подразделение поясов предложено П. Сринивасаном и Б. Сринивасом [Srinivasan, Sreenivas, 1976]. С. Накви [Ранняя история..., 1980; Naqvi, 1978] к зеленокаменным относит только древние из них (группа Саргур в поясах Колар, Холенарсипур), тогда как молодые (группы Бабабуда и Читрадурга в поясах Шимога, Читрадурга) рассматривает в качестве «геосинклинальных комплексов типа зеленокаменных». Многие детали взаимоотношений комплексов еще не ясны. Существовало, однако, что типичные черты выделявшейся ранее супергруппы Дхарвар свойственны только молодым поясам.

Это относится, в частности, к факту несогласного залегания зеленокаменных комплексов на гнейсах Полуострова. В поясе Читрадурга разрез начинается кварцевыми конгломератами и кварцитами [Chadwick

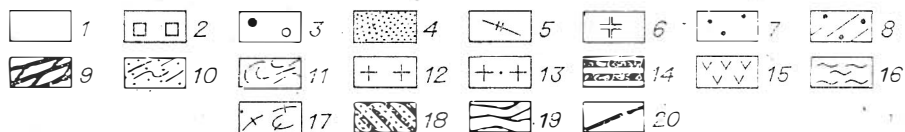
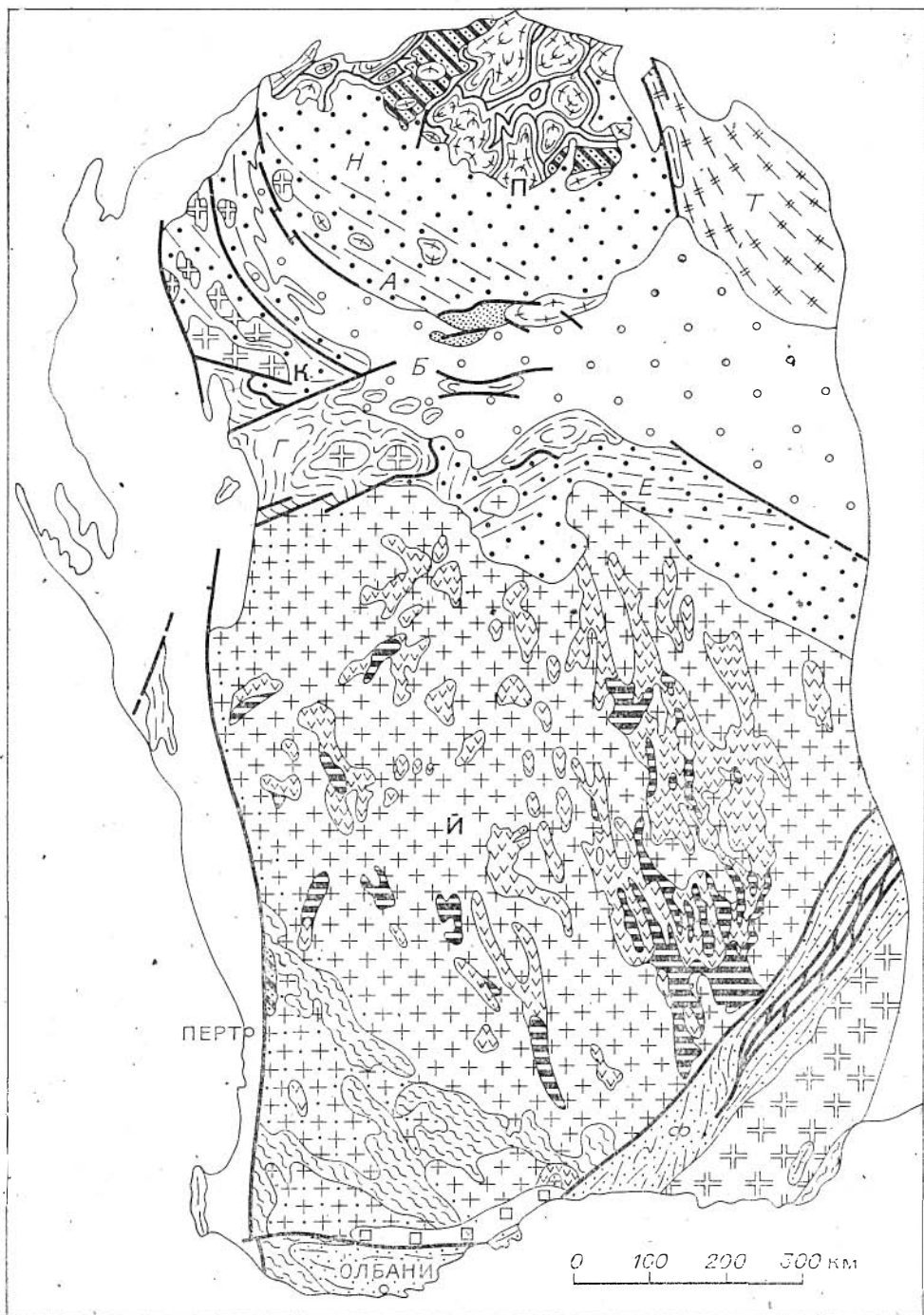


Рис. 5. Схема строения щитов Западной Австралии (по [Tectonic..., 1971] с учетом материалов [Gee, 1979] и др.).

1 — фанерозой; 2—4 — рифейские образования: 2 — прогиба Стерлинг, 3 — группа Бангемолл, 4 — группа Бреснахан; 5 — протерозойские толщи провинции Паттерсон; 6—9 — нижний протерозой: 6 — гранитоиды, 7, 8 — толщи прогибов Наллагаин и Набберу (7 — нескладчатые, 8 — умеренно складчатые и складчатые), 9 — основные гранулиты; 10, 11 — нижний протерозой и архей; 10 — гнейсы, переработанные в рифее, 11 — гнейсы и сланцы провинции Гаской; 12—15 — верхний архей: 12 — гранитогнейсы (преимущественно гранитоиды), 13 — то же (преимущественно

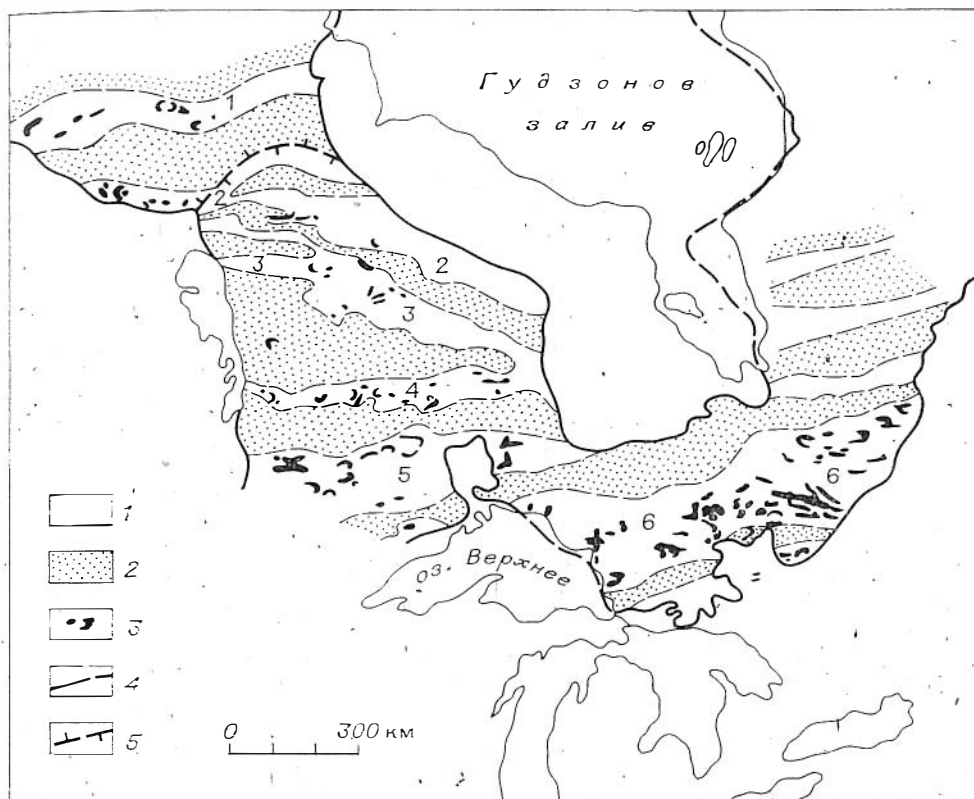


Рис. 6. Схема строения южной части Канадского щита [Geology..., 1970a].
 1 — зеленокаменные пояса; 2 — метасадочные комплексы (гнейсы); 3 — кислые вулканиты; 4 — границы комплексов; 5 — граница провинций Черчилл и Сьюпириор.
 Зеленокаменные пояса: 1 — Ла-Ронж, 2 — Амиск, 3 — Виндиго, 4 — Учи, 5 — Вэбигун (Киватин), 6 — Абитибн-Вава.

е. а., 1981], на которых залегают метабазиты и другие члены комплекса. Ранее этот факт описан Л. Н. Саломом [1966]. Однако в поясах Колар и аналогичных ему основание разреза не вскрыто, а в нижних частях преобладают метаультрабазиты. В осадочной части разрезов молодых поясов обильны железистые кварциты. Пояса в целом вытянуты в северо-восточном направлении, но структура их очень сложна и отражает многократные проявления складчатых деформаций.

Все рассмотренные зеленокаменные пояса расположены на платформах гондванского ряда. В лавразитском ряду они наиболее характерны для Северо-Американской платформы. Детальное их описание дано А. М. Гудвином [1977; Goodwin, 1974; и др.].

Пояса расположены главным образом в провинциях Сьюпириор и Слейв Канадского щита, хотя распознаются также и в разделяющей их провинции Черчилл (пояс Ранкин — Инлет и др.). Зеленокаменные комплексы провинции Сьюпириор образуют субпараллельные линейные полосы, разделенные выходами гранитогнейсов (рис. 6). По возрасту (2,8—2,6 млрд. лет) и особенностям строения они близки молодым поясам гондванской группы. В частности, здесь очень мало ультрамафитов, в основании разрезов часто присутствуют конгломераты и другие метасадочные породы [Барагар, Мак-Глинн, 1977]; содержащие примесь материала

гнейсы), 14 — граувакки и флиш, 15 — основные и ультраосновные вулканиты; 16—19 — нижний (?) архей; 16 — двушрокосековые гнейсы, 17 — гранитогнейсы, 18 — граувакки, 19 — основные и ультраосновные вулканиты; 20 — крупные разрывы.
 Щиты: П — Пилбара, И — Инларн, К — складчатая область Каприкорн; структурные провинции: Н — Наллаган, А — Амбертон, Т — Паттерсон, Б — Бангемолл, Г — Гаскойн, И — Хабберу, Ф — Фрейзер.

размыта древних (более 3100 млн. лет) спалических пород [Schärer, Al-
légre, 1982]. Существенные отличия от рассмотренных поясов заключа-
ются в большой роли андезитовых вулканитов, а также джеспилитовой
формации в осадочной части комплексов, завершающихся мощными кон-
тинентальными накоплениями (группа Тимискаминг). В провинции Слейв
содержание вулканитов резко падает и толщи сложены преимущественно
метаосадочными породами.

В пределах Балтийского щита [Геология..., 1978; Металлогения...,
1980; Вулканизм..., 1981; Этапы..., 1981; и др.] к зеленокаменным отно-
сится обычно лопский комплекс Карелии преимущественно вулканоген-
ных пород. Состав вулканитов меняется на площади, но в целом толщи
ближе к таковым Канадского щита, чем гондванских платформ (обилие
андезитов, почти полное отсутствие ультрамафитов). В гимольской серии
и ее аналогах большую роль играют лептиты.

Лопский дислоцирован в ребольскую фазу складчатости, прорван
плагногранитами и на этом основании обычно рассматривается в качестве
самостоятельного комплекса [Докембрий..., 1977а]. Однако в формацион-
ном плане он отвечает лишь нижней части рассмотренных разрезов. По-
этому, на наш взгляд [Докембрий..., 1977б], к зеленокаменному комп-
лексу следует причленять вышележащие существенно терригенные тол-
щи сумия и молассу сарнолия. Этот вариант определения объема зелено-
каменных комплексов Карелии вполне согласуется с более ранними вы-
водами К. О. Кратца [1963] и М. А. Гиляровой [1967]. Интенсивные де-
формации толщ проявились в селецкую фазу, которая, видимо, отвечает
эпохе около 2,6 млрд. лет назад. В зеленокаменных поясах Восточной
Финляндии (Кухмо и др.) описываются коматиты [Blais e. a., 1978].

На Украинском щите зеленокаменные пояса широко распространены
в Среднем Приднепровье. К комплексам, их выполняющим, относят кон-
ско-верховцевскую серию [Сиворонов и др., 1981] со своеобразным раз-
резом, отличным от Барбертонского (табл. №). Сходна с ней по составу и
строению михайловская серия, в которой впервые в СССР Е. М. Крес-
тинным [1978] обнаружены типичные перидотитовые коматиты с тексту-
рой спинифекс. И здесь фактически мы имеем аналоги лишь нижней (вул-
каногенной) части зеленокаменного комплекса. Возможно, верхняя часть
размыта в длительную эпоху денудации, маркирующуюся корами вывет-
ривания в основании криворожской (курской) серии. Но не исключено,
что эти протерозойские толщи надстраивают формационный ряд комп-
лекса [Борукаев, 1977].

Очень сложен и запутан вопрос о зеленокаменных поясах на Сибир-
ской платформе. Среди структур, которые с наибольшей вероятностью
могут относиться к этому типу, — приразломные прогибы (грабены)
Олекминского и Батомского блоков Алданского щита [Богомолова, Тимо-
феев, 1983; Петров, 1976; Петров и др., 1978]. Если принять сводный
разрез «трогового» (сахаборого, субганского и т. п.) комплекса (бор-
салинская метабазитовая, тунгурчинская = олондинская метакarbonат-
но-терригенная с метавулканитами и тасмэллинская метамолассовая се-
рия) за истинный, то он будет вполне отвечать формационному ряду зе-
ленокаменных поясов, например Канадского щита.

Однако такие расчленение и последовательность толщ признаются
далеко не всеми исследователями. Р. Ф. Черкасов [1979] приводит вес-
кие доказательства в пользу принадлежности к более древнему алдан-
скому комплексу стратотипов тунгурчинской и борсалинской серий, что
хорошо согласуется с ареальным характером их метаморфизма. В. Л. Дук
и В. И. Кипул (личное сообщение) показали, что тунгурчинская серия
фациально выдержана на больших площадях, а вмещающие ее грабены
образовались на тасмэллинском, собственно троговом этапе, датпруемом
цифрами около 2000 млн. лет. Близкие взгляды высказывают Г. В. Бп-
рюлькин и соавторы [1983].

А. М. Лейтес и В. С. Федоровский [1977] полагают, что «троговой»
комплекс наращивается без перерыва эпиконтинентальной удоканской

Таблица 1

Последовательность формаций в зеленокаменных поясах Украинского щита [Сиворов и др., 1981]

Формация	Главные члены	Второстепенные члены	Серия	Свита	Подсвита	
Метаморфизованная андезит-риолит-сланцевая	Метаандезиты, метариолиты, метаосадочные сланцы	Метатолентовые базальты, железистые кварциты, метапесчанники	Копкско-верхоценская	Белозерская	Верхняя белозерская	
Метакоматитовая	Метакоматиты, метатоленты, метаосадочные сланцы	Метадациты, железистые кварциты		Копкская		Верхняя копкская
Метаморфизованная андезит-дацит-толеитовая	Метадациты, метаандезиты, метатолентовые базальты, метаосадочные сланцы	Метакоматиты, железистые кварциты				
Джеспилит-метатолентовая	Железистые кварциты, магнетитосодержащие сланцы, метатоленты	Метакоматиты, метаосадочные сланцы (хлоритовые, серпичтовые)				
Метаморфизованная коматит-толеитовая	Метакоматиты, метатоленты					

серпей, которая, конечно, никакого отношения к зеленокаменным поясам не имеет. Разрезы отдельных «трогов» плохо коррелируются между собой и еще недостаточно изучены, особенно структурным и радиометрическими методами. М. З. Глуховский и соавторы [1976], проанализировав материал по 30 прогибам, выделяют среди них 5 групп, усматривая главное отличие от зеленокаменных поясов в малых размерах и изолированном расположении большинства из них.

Поднятый вопрос будет рассматриваться и далее. Сейчас заметим только, что типичных зеленокаменных поясов верхнего архей на Алданском щите нет. Возможно, к этому типу ближе всего тяготеет прогиб, выполненный енисейской (веспинской) серией Енисейского крыжа.

Мы кратко рассмотрели размещение и главные черты строения прогибов, принадлежность которых к классу зеленокаменных несомненна. Отметим теперь их типовые признаки.

Формационные ряды зеленокаменных поясов в целом отвечают такому подвижному поясу фанерозоя. Преимущественно базитовая вулканогенная толща сменяется выше турбидитовой и затем молассовой. На этом основании пояса часто рассматриваются как эвгеосинклинальные [Glikson, 1971; Ажгрей, 1974; Докембрий..., 19776; Бирюлькин и др., 1983; и др.]. Особенности зеленокаменных поясов проявляются в составе вулканитов нижней толщи (см. рис. 3, рис. 7).

Во всех типичных зеленокаменных поясах присутствуют ультраосновные вулканиты и недифференцированные базальты, выделяющиеся в «ультрамафито-мафитовую единицу». Чрезвычайно характерно присутствие коматитов (как перидотитовых, так и базальтовых). Любопытно, что альпийских гипербазитов в этих поясах нет.

Обычно подчеркивается бимодальность более высоких горизонтов вулканогенной толщи, отсутствие в них андезитов (андезитовый «главный» разрыв; например, [Грачев, Федоровский, 1980]). Этот признак действительно присущ многим поясам. Однако высокое содержание андезитов в вулканитах Канадского щита уже давно замечено и послужило

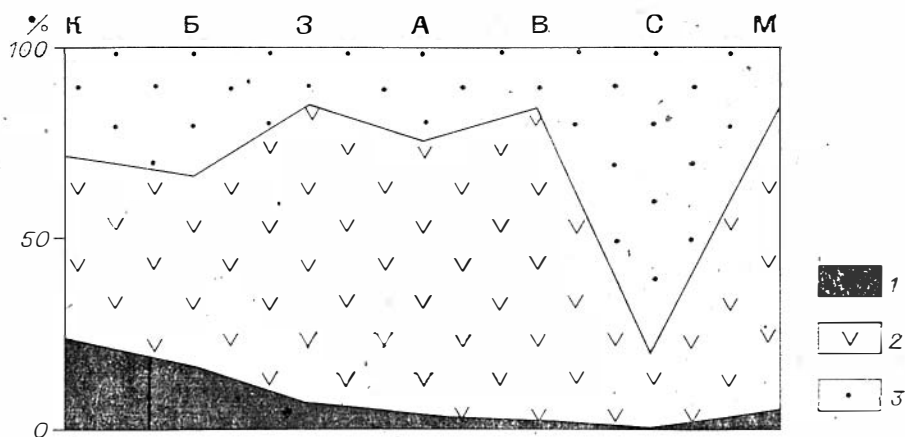


Рис. 7. Соотношения компонентов зеленокаменных комплексов щитов древних платформ (по материалам [Anhaeusser, 1976; Condie, 1981] и др.).
 1 — 3 — толщи: 1 — ультрамафитово-мафитовая, 2 — мафито-фельзитовая, 3 — осадочная.
 Районы: К — Калгурли, Б — Варбертон, З — Зимбабве, А — Абитиб, В — Вэбгун, С — Слейп, М — среднее по районам Б—В.

основанием для их параллелизации с известково-щелочными сериями островных дуг [Mc Glynn, Henderson, 1970]. А. Гудвин и Дж. Смит [Godwin, Smith, 1980] уточняют, что главный разрыв наблюдается между недифференцированными базальтами с плоским распределением редких земель и известково-щелочной серией, относительно источника тяжелых редкоземельными элементами. Более устойчивыми признаками являются сравнительно небольшое содержание пирокластитов (почти исключительно кислого состава), толеитовый тренд базальтов. А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский [1980] подчеркивают отсутствие нефелин-нормативных базальтов, широко развитых в фанерозое и позднем докембрие. Проводя детальный анализ вулканитов, они приходят к выводу о рифтогенной природе поясов. Первым к такому выводу пришел Е. М. Крестин [1976]. Аналогичные представления развивает А. В. Спицын [1979].

Своеобразный вулcano-плутонический комплекс Марда описан в зеленокаменном поясе Саутерн-Кросс Западной Австралии [Hallberg et al., 1976]. Он залегает на толще толеитов и кластолитов с горизонтами джемпилитов. В основании комплекса Марда находятся андезиты, ассоциирующиеся с диоритовыми дайками. Выше следуют кислые риолит-игмбритовые слои (кристаллотуфы, туфолавы, литокластические туфы и редкие агломераты) с дацитовыми и риолитовыми порфирами. Толща слагает эллиптическую форму размером в 600 км², в центральной части прорванную массивными и порфировидными гранитами и гранофирами. Складчатость весьма слабая. Возраст вулканитов определен в 2635 ± 80 млн. лет. Эта известково-щелочная серия по типу близка как островодужным комплексам, так и образованиям окраинноконтинентальных поясов.

Проведенные в последние годы литологические исследования показали высокую палеотектоническую информативность осадочных компонентов комплексов. Осадочные породы группы Онвервайт, например, накопились в мелководном эпиконтинентальном бассейне и содержат следы эвапоритов [Lowe, Knauth, 1977]. Базальные горизонты группы Фиг-Три сформировались уже в сравнительно глубокой впадине, а турбидиты более высоких горизонтов — явно на континентальной окраине [Eriksson, 1980]. Осадки группы Модис рассматриваются К. Эрикссоном как конус, возникший на этой окраине в условиях повышения уровня моря. В группе Тимискаминг установлен латеральный переход от континентальных фаций через дельтовые и флишевые к ламинитам подножья континентального склона [Hyde, 1980]. Континентальная моласса ассоциируется с вулканитами известково-щелочной серии [Shegelski, 1980]. Эти данные

говорят о существенном изменении геодинамических обстановок в течение этапа развития зеленокаменных поясов. Очевидно, что параллелизовать их с рифтами можно только в очень широком смысле (например, как рифты «разной степени развития» А. В. Синицына) или только на ранней стадии развития пояса.

Среди обломочных пород преобладают незрелые разности, особенно в верхней части комплекса. Джеспилитовая формация относится к алгомскому типу, обнаруживая тесную связь с вулканитами. Примечательно крайне малое содержание карбонатных пород или их полное отсутствие. В осадочной части разреза улавливается фациальная зональность, отсутствие которой подчеркивается обычно (правда, с некоторым преувеличением) для вулканогенной толщи.

Низкая степень регионального метаморфизма зеленокаменных комплексов до сих пор представляет собой загадку и предмет оживленных дискуссий. Надо заметить, однако, что типичные пояса всегда ассоциируются с гранитогнейсами амфиболитовой фации, но не гранулитовой, что допускалось ранее. Как мы увидим далее, аналоги зеленокаменных поясов распознаются среди глубокометаморфизованных комплексов. Так что низкая степень метаморфизма — признак неустойчивый.

Характерной чертой зеленокаменных поясов считается «отсутствие признаков горизонтального сжатия» [Грачев, Федоровский, 1980, с. 8]. Этот вывод Мак-Грегора последовательно поддерживает Е. В. Павловский [1975 и др.]. Складчатые формы связываются с всплыванием гранитогнейсовых куполов. В пример обычно приводятся «стада куполов» массива Зимбабве.

Детальные работы в юго-западной части массива [Litherland, 1973] показали, что всплыванию куполов предшествует внедрение небольших массивов гранодиоритов, запечатывающих уже сформированные складки с интенсивным кливажом осевой поверхности. Гранитогнейсовые купола и зажатые между ними килевидные синформы, определяющие современный структурный рисунок области, резко наложены на раннюю складчатость, безусловно связанную с тангенциальными напряжениями.

Близкие результаты получены для одного из древнейших зеленокаменных поясов на щите Пилбара [Bickle *et al.*, 1980]. Здесь внутри крупного батолита Шоу прослеживаются реликты зеленокаменных комплексов, связанные со смежными с батолитом зеленокаменными поясами общностью структуры. Ранняя сланцеватость и более поздние изоклинальные складки, ее деформирующие, возникли заведомо до внедрения батолита. На основании этих наблюдений М. Бикли с соавторами приходят к выводу, что поднятие купола является следствием деформации в поле тангенциальных напряжений, а не причиной ее. М. Литерланд связывает внедрение куполов со статической фазой между двумя главными фазами деформации, обусловленными горизонтальным сжатием. Альпийно-типпые структуры типа шарьяжей описаны в основании пояса Селукве [Stowe, 1974].

Все эти данные показывают, что роль тангенциального сжатия при формировании структуры зеленокаменных поясов была определяющей, а всплывание куполов лишь усложняло компрессионные формы. Поскольку подобная же картина свойственна молодым подвижным поясам, стиль складчатости не может быть диагностическим признаком зеленокаменных поясов. Следовательно, при диагностике поясов решающее значение приобретают вещественные свойства комплексов, в том числе интрузивных.

В частности, давно замечено, что в период развития зеленокаменного комплекса формируется целый ряд (3—5) поколений гранитоидов, причем все они имеют близкий гранодиорит-тоналитовый состав. Именно эти тоналит-трондьемитовые интрузии, связанные с разными стадиями развития поясов, образуют вместе со сходными по составу, но более древними серыми гнейсами «море гранита».

Рассмотрим теперь кратко некоторые комплексы, сопоставляющиеся с зеленокаменными, но отличные от них по ряду признаков.

Наиболее древний зеленокаменный комплекс Исуа (Акилия) с возрастом около 3750 млн. лет обнаружен в Гренландии [Mc Gregor, 1973; Аллорт, 1980; и др.]. Комплекс включен в тоналитовые гнейсы, которые оказывают на него довольно слабое контактное воздействие. Толща метаморфизована в условиях амфиболитовой фации и состоит из амфиболитов (преобладают), джеспилитов, кремнистых сланцев с фрагментами метариолитов и т. д. Обильны пластовые согласные тела дунитов и тальковых сланцев. Близки по составу и возрасту реликты зеленокаменных комплексов щита Пилбара (группа Талга-Талга) [Precambrian..., 1981]. Несколько более молодой (до 3 млрд. лет) зеленокаменный комплекс Малене Гренландии, также метаморфизованный в амфиболитовой фации, сложен амфиболитами с реликтовыми текстурами подушечных лав и высокоглиноземистыми сланцами [Чадвик, Ко, 1980].

В последнее время в качестве зеленокаменных стали рассматриваться многие подвижные пояса раннепротерозойского возраста. В некоторых из них обнаружены коматиты (пояс Далма Индии), в других типичная бимодальная ассоциация (пояс Дюбуа провинции Колорадо) [Condie, Nuter, 1981]. Д. Тарни и Б. Уиндли [Tarney, Windley, 1981] приводят 15 примеров таких поясов. А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский [1980] сопоставляют с поясами дополнительно Лабрадорский трог и Печенгско-Варгузскую зону. Единственной чертой, сближающей многие, хотя далеко не все, из этих протерозойских зон, является бимодальный характер вулканизма, присущий, впрочем, и современным рифтам. По многим другим параметрам (строение формационных рядов, стиль складчатости, характер метаморфизма, отношения с интрузиями) они отличны от зеленокаменных поясов.

Таким образом, наиболее типичные зеленокаменные пояса имеют архейский (преимущественно верхнеархейский) возраст, представляя собой единственный на нынешний день достоверно установленный весьма широкий тип подвижных поясов этой эры.

Попытки типизации зеленокаменных поясов предпринимались уже неоднократно. Наиболее распространено их деление на древние и молодые без четкого возрастного рубежа между ними, предложенное австралийскими геологами. Позже верхние рубежи эпох формирования поясов были датированы цифрами около 3,0 и 2,6 млрд. лет [Horwitz, 1967]. Примерно такое разделение принято многими исследователями, в том числе А. Ф. Грачевым и В. С. Федоровским [1980], дополняющими перечень еще двумя более молодыми группами поясов (2,6—1,9 и 1,9 млрд. лет и моложе). В самом общем плане возрастное деление отражает и некоторые свойства поясов. В древних более развита ультрамафито-мафитовая часть, меньше содержание андезитов и количество пррокластических разностей. Однако исключения из этого правила весьма часты. Например, молодой пояс Калгурли обнаруживает большее сходство с древним Барбертонским, чем оба они с другими представителями соответствующих возрастных групп.

А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский [1980] группируют пояса также с учетом характера разреза вулканогенной части. В поясах первой группы присутствуют ультраосновной — основной, основной (толеитовый) с подчиненным количеством пррокластолитов кислого состава и контрастный базальт-(риодацит)риолитовый комплексы пород. Ко второй группе отнесены разрезы, где нижний из комплексов отсутствует, а верхний присутствует не всегда. Во вторую группу, названную Печенгским типом, включаются фактически нижнепротерозойские структуры, существенно отличные от типичных зеленокаменных поясов. Последние же целиком попадают в первую группу (Барбертонский тип).

Важным признаком комплексов представляется наличие или отсутствие в их нижней части осадочных образований (конгломератов, песчаньков и т. п.). На этом основании с учетом геохимических данных часто выделяют пояса первичные (древнейшие образования Земли) и вторичные

(энспалические) [Glikson, 1976; Naqvi, 1978; и др.]. Если не придавать этому признаку возрастного значения, а трактовать его в тектоническом смысле, то возникает возможность типизации зеленокаменных поясов по степени раздвижения смежных блоков [Борукаев, 1979], или раскрытия поясов.

В этом отношении показательны закономерности размещения поясов. Как было показано ранее [Борукаев, 1979], наряду с областями рассеянного, неупорядоченного расположения поясов, подчиненного куполовидной тектонике гранитогнейсового комплекса, местами пояса образуют сгущения при устойчивости общих простираний. Таких участков выделено три: южная часть провинции Сьюпириор, Дхарварская область Индостанской платформы и района Кулгарди-Калгурли щита Йилгарн. В осевых частях этих зеленокаменных областей наблюдается максимальное развитие вулканитов, ультрамафитов, минимальное — гранитоидов. Именно здесь располагаются прогибы, в которых мафитовая часть разрезом не имеет «дна» (Абитиб-Вава, Колар, Холенарсипур, Калгурли). Подобного типа сгущение поясов наблюдается на западном окончании Карельского массива в Северной Финляндии, менее отчетливо выражено в массивах Слейв, Зимбабве и др.

Конечно, отмеченная закономерность отражает лишь некоторую общую тенденцию, от которой встречаются и отклонения. Изолированный прогиб Барбертон, например, тоже имеет все признаки энспатического (мафито-фельзитовая стадия).

Довольно четко выделяется группа поясов провинции Слейв с угнетенной вулканогенной и преобладающей осадочной частью комплекса. Все пояса Северо-Американской платформы отличаются высоким содержанием андезитов (см. рис. 3), а в поясах Западной Австралии и Индии редуцирована (или размыта?) молассовая часть. Однако эти признаки не столь существенны, чтобы придавать им классификационное значение.

При современной стадии изученности зеленокаменные пояса представляются сравнительно непрерывным рядом структур, мобильных поясов позднего архея, отражающим разные стадии дробления и раздвижения нижнеархейской континентальной коры. К вопросу о выделении типов в пределах этого ряда и их тектонической интерпретации мы вернемся в следующих разделах.

О взаимоотношениях серых гнейсов и зеленокаменных поясов

Проблема взаимоотношения охарактеризованных комплексов, как видно из описания, решается по-разному. Авторская позиция уже определена. Тем не менее рассмотрим вопрос несколько подробнее, ибо он имеет огромное значение для познания ранних стадий развития Земли.

Существующие на сегодня точки зрения можно свести в две группы.

1. Серые гнейсы возникли в ходе развития зеленокаменных поясов.
2. Зеленокаменные пояса заложены на серогнейсовой континентальной (протоконтинентальной) коре.

Первая гипотеза является видоизменением концепции «зеленокаменных ядер роста континентов» Дж. Т. Уилсона. Ее наиболее последовательно отстаивают сотрудники ГИН АН СССР (Н. А. Штрейс, А. С. Новикова и др.) [Тектоника..., 1978], а за рубежом А. Гликсон и С. Накви. Вот ее основные положения.

Принцип актуализма заставляет полагать, что в истории Земли континентальная кора перманентно возникала из океанской через переходную стадию. Зеленокаменные комплексы, содержащие древнейшие базиты, во многом сходны с толщами океанской и переходной стадий фанерозоя. Их парагенез с серыми гнейсами напоминает ассоциацию складчатых комплексов фанерозоя с гранодиоритовыми и плагиогранитовыми батолитами, прорывающими эти толщи.

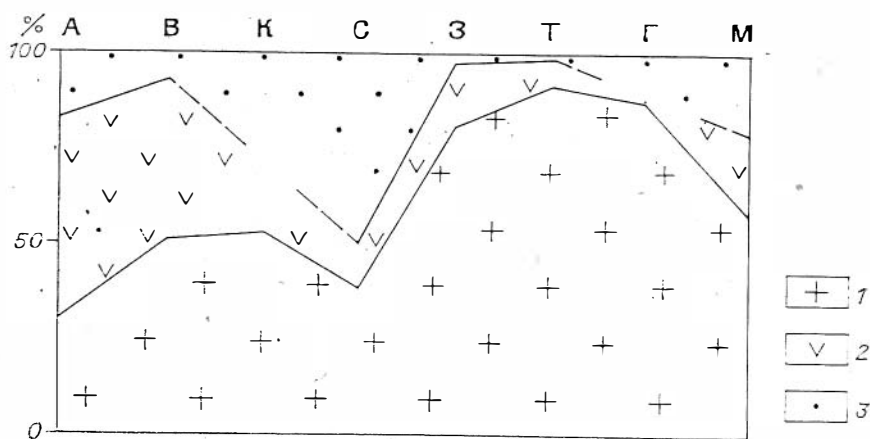


Рис. 8. Соотношения площадей выходов на поверхность вещественных комплексов архей на щитах древних платформ (по материалам [Anhaeusser, 1976; Bridgewater e. a., 1973] и др.).

1 — гранитогнейсы, 2 — метавулканыты, 3 — метасадочные породы.

Районы: А — Абитибь, В — Вэбгун, К — Калгурли, С — Слейв, З — Зимбабве, Т — Трансвааль, Г — Южная Гренландия, М — среднее по районам.

Наряду с этими общими представлениями и аналогиями большое внимание уделяется непосредственно наблюдаемым явлениям. В частности, отмечено, что серые гнейсы обычно содержат ксенолиты и шпирь пород зеленокаменных комплексов, метаморфизованные в амфиболитовой и даже гранулитовой фации. Особо подчеркивается размещение толщ Исуа (Акилия) внутри гнейсов Амйтсок. Обращается внимание на близость радиометрических датировок комплексов, на часто фиксируемые интрузивные контакты плагиогнейсов. А. Гликсон [Glikson, 1976] полагает, что состав осадочных пород зеленокаменных поясов (преимущественно турбидиты и граувакки) говорит о нестабильности осадочных бассейнов и отсутствии крупных спалических массивов. А. Гудвин [Goodwin, 1974] прямо параллелизует вулканические поясов и современных островных дуг. А. Гликсон указывает на некоторые различия с учетом геохимических данных.

В основе второй гипотезы лежат следующие данные. Древнейшие реперные датировки в большом количестве получены именно для серых гнейсов (исключая датировку комплекса Исуа). В основании большинства зеленокаменных поясов находятся породы плагиогранитного состава, содержащиеся и в конгломератах поясов. Перед образованием зеленокаменных поясов супракрустальные породы комплекса серых гнейсов уже были метаморфизованы вплоть до гранулитовой фации, ибо гранулиты обнаружены в базальных конгломератах поясов [Davison, 1966]. В коматиитовой части зеленокаменных комплексов, даже наиболее древних (группа Уорравуна щита Пилбара, 3,56 млрд. лет) [Hamilton e. a., 1980], содержатся породы явно мелководного происхождения. Зеленокаменные комплексы слагают лишь небольшие части (10—15%) общей площади, занятой ассоциацией. Огромные объемы гранитогнейсов трудно объяснить сравнительно кратковременным (менее 1 млрд. лет) выплавлением из предполагаемой коры базитового состава и небольшой мощности без привлечения катастрофических механизмов.

Информацию о соотношениях комплексов дают и структурные рисунки серогнейсово-зеленокаменных областей [Борукаев, 1979; Кратц, Митрофанов, 1980]. Преимущественно линейная форма узких поясов, их чередование с полосами гранитогнейсов, вариации в количественных соотношениях площадей, занятых комплексами (рис. 8), — все это свидетельствует в пользу относительной молодости зеленокаменных поясов. Интересны рисунки отдельных областей. Например, расположение поясов Умвума, Селукве-Гелло и Гхоко на массиве Зимбабве напоминает

тройное сочленение и совпадает с выходами древнейших пород и минимального метаморфизма зеленокаменных комплексов.

На этих основаниях многие исследователи (Л. И. Салоп, К. О. Кратц, В. Барагар, А. Крёнер, И. В. Бельков и др.) делают вывод об энспалическом положении зеленокаменных поясов и их более молодом возрасте относительно серых гнейсов.

Этот вывод безусловно справедлив в отношении ранней стадии развития подавляющего большинства зеленокаменных поясов. Однако, по мнению автора, положение об энспалической позиции поясов вряд ли следует распространять на все стадии и исключать новообразование океанской коры в результате раскола и раздвижения массивов серых гнейсов.

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ ТИМПТОНСКОГО ТИПА

Наиболее характерные для нижних горизонтов осадочной оболочки зеленокаменные области обычно противопоставляются гранулитовым поясам (поясам гнейсов высокой ступени и т. п.). Анализ показывает, что такие пояса являются образованиями гетерогенными и структурно оформляются обычно значительно позже, чем серогнейсово-зеленокаменные области (подробнее см. раздел «О гранулитовых поясах»). В связи с этим возникает проблема поиска и характеристики других подвижных зон архея, соизмерных зеленокаменным областям.

В известной мере с такими зонами можно параллелизовать области ступенчатости зеленокаменных поясов, намеченные ранее. Однако по характеру строения супракрустальных комплексов они тяготеют к зеленокаменным поясам и, подобно последним, видимо, заложены частично на континентальной коре и отвечают переходному сегменту. Между тем вряд ли логичным было бы предполагать сплошное глобальное распространение континентальной коры перед началом развития зеленокаменных поясов, тем более, что древнейший из зеленокаменных комплексов Исуа (Акилия) принадлежит к наиболее древним геологическим образованиям Земли.

Многие исследователи [Glikson, 1976; Naqvi, 1978; и др.] полагают, что древняя океанская кора представлена в архее современных континентов очень широко, но при этом ссылаются на те же зеленокаменные пояса или их отдельные типы. Н. А. Штрейс и соавторы [Тектоника..., 1978] также выделяют большие области распространения океанской коры, не связывая жестко тип структур с типом метаморфизма. Эта точка зрения представляется более верной. Надо только оговориться, что древняя океанская кора, как можно судить по фанерозойской истории планеты, могла остаться лишь в небольших по площади реликтах, обычно в аллохтонных пластинах, а большая ее часть переработана в континентальную. Поэтому диагностика ее очень затруднена.

Другая трудность заключена в проблеме датирования древних образований. В областях гранулитового метаморфизма, ультраметаморфизма, тектонотермального омоложения отделение верхнеархейских толщ от вышележащих, а тем более проблематичных нижележащих, подчас оказывается практически невозможным. Прямых методов для такой процедуры нет, а косвенные обычно очень субъективны.

Мы выделяем области тимптонского типа крайне условно и рассмотрим их признаки на небольшом количестве примеров.

Областью, где предполагается довольно широкое распространение архейской океанской коры, является Тимптоно-Учурский блок Алданского щита [Лейтес, Федоровский, 1977; Тектоника..., 1978]. Здесь большие площади сложены тимптонской (чарнокитовой) серией. В сводных описаниях обычно указывается, что серия представлена гиперстенсодержащими кристаллосланцами и гнейсами основного состава, а также чар-

нокитами. Р. Ф. Черкасов [1979] выделяет градации толщи под названием петрофаций. Гранатовая петрофация содержит биотит-гранатовые гнейсы с прослоями биотит-гиперстеновых. В петрофации основных сланцев преобладают гиперстеновые, двупироксеновые кристаллосланцы, реже — биотит-гиперстеновые и гранатсодержащие гиперстеновые. Чарнокитовая петрофация представлена чарнокитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов и биотит-гиперстеновых гнейсов. Отдельные разрезы относятся к «пестрым» петрофациям. Закономерности площадного размещения петрофаций не установлены. Пока нет уверенности и в том, что они характеризуют исключительно латеральные изменения толщи, а не ее разрез.

Надо заметить, что Тимптоно-Учурский блок — это участок наименьшего развития на щите гранитоидов. Последние представлены только чарнокитами. Более молодых гранитов, например аляскитовых, столь характерных для Иенгского блока, здесь нет. Породы метаморфизованы в условиях двупироксеновой фации.

Другим представителем типа может быть Беломорская зона. Эта зона прошла длительный, многоэтапный и многостадийный путь развития. Принадлежность ее к рассматриваемому типу предполагается только для этапа седиментации, почему признаки типа выбираются из структурно-вещественных характеристик одноименного комплекса.

Разрез беломорского комплекса довольно единодушно принимается в следующем виде. Нижняя его часть (керетьская толща; около 3 тыс. м) сложена биотитовыми и эпидот-биотитовыми гнейсами, составляющими около 70—80% объема. Им подчинены амфибол-биотитовые гранатсодержащие гнейсы, встречаются пропластки амфиболитов. Широко проявлен ультраметаморфизм. Вышележащая хетоламбинская толща (1200—2000 м) представлена амфиболитовыми и биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов и (реже) глиноземистых гнейсов. Глиноземистые породы — гранат-биотитовые гнейсы, местами с дистеном, силлманитом, корундом — преобладают в верхней части (лоухская толща и ее аналоги, 1—5 тыс. м). На большей части площади породы метаморфизованы в амфиболитовой фации высоких давлений.

Интерпретация соотношений толщ и возраста комплекса уже не так однозначна. Большинство исследователей считает комплекс единым [Шуркин, 1968; Салоп, 1973; Металлогения..., 1980]. Л. Я. Харитонов полагал, что лоухская высокоглиноземная толща может относиться уже к вышележащему комплексу. Ф. П. Митрофанов [Глебовицкий и др., 1980] высказался в пользу принадлежности гранито-гнейсов керетьской толщ к более древнему циклу. Докарельский (доятульский) возраст, по крайней мере двух нижних толщ, можно считать установленным. С этим хорошо согласуются данные цирконометрии [Тугаринов, Бибилова, 1980], показывающие, что ранняя эпоха метаморфизма здесь датируется 2700 млн. лет (более широко проявившаяся эпоха 1800 млн. лет относится нами уже к диасхизису). Хетоламбинская толща, очевидно, коррелируется с лопнем (и сумнем?) Карельского блока.

Корреляция и трактовка керетьской толщ имеют принципиальное значение. В одном из вариантов она не имеет аналогов в разрезах Карельского блока и отвечает эпохе его денудации [Леонов, 1980], в другом — может коррелироваться с долопскими толщами или составлять вместе с ними ультраметатенный комплекс. Толентовый характер, хетоламбинских вулканитов, отсутствие следов бимодального вулканизма, вероятный полимиктовый и граувакковый состав керетьских метапесчанников — все эти признаки говорят о формировании комплекса скорее в глубоководном морском бассейне, чем в эпиконтинентальных шельфовых условиях. Вероятно, беломорский комплекс в латеральном ряду позднеархейских структур сменял зеленокаменные долопские толщ и является их «океанским» гомологом. В. З. Негруца [Геологические предпосылки..., 1978, с. 9] полагает, что в позднем архее «Беломорский магаблок... характеризовался талассократонным режимом».

Ребольская складчатость, завершившая развитие лопских структур, не привела в Беломорской зоне к широкому гранитообразованию и, в частности, к формированию калиевых гранитов.

Среди возможных гомологов рассмотренных комплексов укажем кольцевую серию одноименного блока. Она хорошо сопоставляется с беломорской, но по наличию бимодальной серии вулканитов и ассоциацией с древнейшими гранитоидными тяготеет более к зеленокаменным поясам. Широкие области развития комплексов этого типа предполагаются [Тектоника..., 1978] на Анабарском массиве (по аналогии с тимптонской серией) и на плитах Русской и Сибирской платформ.

Возможно, с областями тимптонского типа сходно архейское основание провинции Черчилл Канадского щита, еще недостаточно изученное. Основные вулканиты этой провинции сопоставляются с зеленокаменными комплексами, хотя прямой аналогии нет, а относят то к верхнему архею, то к нижнему протерозою. Правда, внутри области размещаются древние блоки [Lewty, Sibbald, 1980], по-видимому, сложенные серыми гнейсами. На щитах Гондваны областей тимптонского типа не выделено.

Мы намеренно не касаемся складчатых деформаций характерных комплексов, поскольку их современная структура весьма сложна и определяется главным образом наложенными дислокациями. Важнейшей особенностью областей тимптонского типа является, по-видимому, длительное сохранение структурного плана после завершения формирования комплексов. Так, в Беломорской зоне в раннем протерозое развивался энциплический прогиб при сохранении главных северо-западных простираний. Тимптонская серия смята совместно с джелтулинской, так что выявление скрытого несогласия между ними потребовало огромного объема специальных работ с применением структурных методов (В. Л. Дук и др.). Это может служить свидетельством незавершенности процесса формирования континентальной коры подобных областей в архее. Именно такая черта подчеркивалась Г. И. Каляевым [1974, с. 59], приведшим к выводу, что «по формационным критериям архей не может быть контрастно отделен от протерозоя» и «структурные формы и планы складчатостей архея и нижнего протерозоя также далеко не всегда обособлены». Автор [Борукаев, 1977] уже пытался показать, что черта эта присуща в основном щитам Евразии, но не свойственна щитам Лаврогондии, развивавшимся несколько иначе.

БАССЕЙНЫ

Структуры этого класса очень характерны для нижнего протерозоя. Они обнаружены почти на всех континентах и во многом определяют структурный рисунок этажа. Внимание к ним было привлечено в связи с открытием золотоносных конгломератов Витватерсранда. Тектоническая природа дискутируется до сих пор в связи с большим своеобразием форм, отсутствием их полных аналогов в других структурных этажах. Чаще всего слагающие эти прогибы комплексы относят к протоплатформенному чехлу, а сами формы — к синеклизам, плитам, бассейнам. Мы предпочтем последний термин ввиду его нейтральности. Как будет видно далее, класс является собирательным и в него фактически включается несколько типов структур.

Бассейны трансваальского типа

Бассейн Трансвааль, по имени которого назван тип, расположен на территории Трансваальского (Капваальского) массива Южной Африки. Он занимает более полумиллиона км², имеет изометричную, слегка вытянутую в северо-восточном направлении форму (рис. 9) и выполнен практически непрерывной толщей нижнего протерозоя. Бассейн хорошо изу-

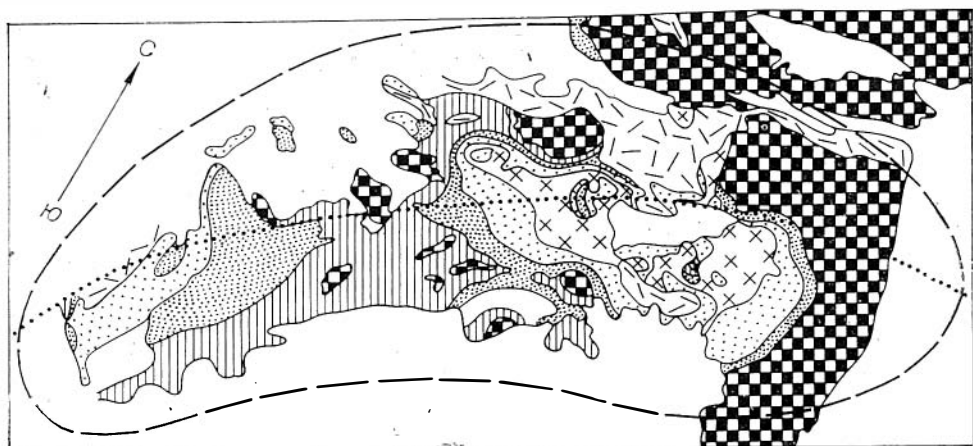


Рис. 9. Схема строения Трансваальского бассейна (по [Naughton, 1969] и др.).

1 — молодые образования; 2 — группы Ватерберг, Матсап, Лоскоп и гомологи; 3 — Бүшвельдский расчлененный массив; 4, 5 — надгруппа Трансвааль: 4 — группа Претория, 5 — Доломитовая группа; 6 — группа Вентерсдорп, Витватерсранд и Доминион; 7 — архей; 8 — предполагаемые границы прогиба (с палеогеографическими реконструкциями); 9 — ось прогиба.

чен и многократно описан в литературе [Naughton, 1969; Геология..., 1973; Салоп, 1977; и мн. др.].

Фундамент бассейна представлен типичной серогнейсово-зеленокаменной ассоциацией архея. Поясовое распространение имеет залегающая выше слабо дислоцированная вулканоплутоническая ассоциация Доминион-Риф. Ранее она рассматривалась в качестве самостоятельного этажа, ныне [Precambrian..., 1981] включается в состав супергруппы Витватерсранд. Выше следует группа Западного Ранда, сложенная грубыми и тонкими кластолитами примерно в равных количествах. Это кварциты, часто косослоистые, глинистые сланцы, конгломераты и гравелиты. Некоторым горизонтам конгломератов (Гавермент-Риф) приписывается ледниковое происхождение. До 10% разреза составляют миндалекаменные базальты, встречающиеся в виде горизонтов до 100 м. Общая мощность достигает 5 тыс. м. В вышележащей группе Центрального Ранда (3 тыс. м) грубые кластолиты составляют около 90% разреза при сохранении 10% содержания вулканитов.

Выше, с местными размывами в основании, залегает супергруппа Вентерсдорп. В ее нижней части преобладают толеитовые базальты (с известково-щелочным уклоном) с прослоями агломератов и пепловых туфов (более 2 тыс. м). Средняя часть начинается кварцитами и валунными конгломератами, по-видимому выполняющими неровности эрозивно-тектонического рельефа (до 500 м) и сменяющимися в разрезе толщей кварцевых порфиров, туфов и пеплов плоядного распространения (до 2 тыс. м; формация Маквасье). Перекрывающая ее толща туфов среднего состава (до 1 тыс. м) сохранилась локально. Далее с размывом в основании следует верхняя часть супергруппы, сложенная в низах циклически построенной толщей кластолитов (до 400 м) и выше лавами андезитового состава (до 700 м). Возможно, к этой же части принадлежат мощные фельзиты Ройберг (до 3 тыс. м), чаще включающиеся в супергруппу Трансвааль.

Последняя четко разделяется на две части. Нижняя Доломитовая группа сложена базальтами, карбонатами, граувакками, кварцитами, конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу доломитами и известняками. Это мелководные образования, мощность которых достигает 3 тыс. м. В верхней части разреза встречаются джеспилиты. Вышележащая толща (группа Претория) имеет принципиально иное строение. Она начинается кварцито-сланцевой толщей (ярус Таймбол-Хилл), в которой Ф. Кюенем [Kuepen, 1963] описаны характерные турбидитовые тек-

стуры. В ней отмечались также горизонты, которые ранее считались тиллитами, но представляют собой типичные олистостромы, связанные с флишем. Мощность яруса достигает 1 тыс. м. Выше следует ритмично-слопстая толща песчано-глинистых пород с тремя горизонтами карбонатных пород и тремя — основных вулканитов (около 4 тыс. м). Возможно, упоминавшиеся кислые вулканиты Ройберг завершают разрез супергруппы Трансвааль.

Толща, слагающая бассейн, весьма слабо дислоцирована. Углы наклона редко достигают первых градусов, хотя и встречаются приразрывные складки. Палеогеографические построения [Anhaeusser, 1973] показывают, что размеры бассейна увеличивались со временем в интервале от 2700 (датировки фундамента) до 1950 (возраст Бушвельдского лополита, прорывающего супергруппу Трансвааль) млн. лет назад. Возраст кислых лав группы Вентерсдорп определен в 2300 млн. лет.

Пологое залегание толщи долгое время вводило геологов в заблуждение и было основанием отнесения ее к... палеозою. Сейчас оно же является причиной дискуссий вокруг тектонической природы бассейна. С. Г. Хуэтон [1966, с. 135] определенно говорит о «Трансваальской геосинклинали», в чем его поддержал автор предисловия к переводу его монографии Ю. М. Шейнманн. Такой вывод базируется прежде всего на огромной мощности толщи (15—20 тыс. м), а также на циклическом характере ее строения. Другие исследователи (Е. В. Павловский, В. Е. Ханн, М. В. Муратов и др.) считают толщу типичным протоплатформенным чехлом. Автор [Борукаев, 1974; Докембрий..., 19776] сделал попытку разделить ее на два структурно-вещественных комплекса, отнеся оба к классу геосинклинальных нескладчатых. Наконец, верхний из этих комплексов на основании сходства по структурно-вещественным признакам и форме прогибов, им выполняемых, сравнивался с пелагогенными [Яншин и др., 1980] областями фанерозоя [Боголепов, Борукаев, 1981].

Энциплическая природа Трансваальского бассейна несомненна. Вулканический пояс Доминион-Риф, маркирующий окраину одноименного массива, говорит о завершении процесса формирования зрелой континентальной коры к началу протерозоя. Из-под чехла бассейна местами выступает на поверхность кристаллический фундамент (купол Вредефорт и т. п.). В нижнем комплексе, охватывающем супергруппы Витватерсранд и Вентерсдорп, преобладают континентальные и прибрежно-морские осадки примерно в равных соотношениях с вулканитами. Последние представлены бимодальной, циклически построенной серией с чередованием пакетов основных и кислых разностей при незначительной роли андезитов. Ассоциация пород очень близка к комплексам континентальных рифтогенных прогибов. По типу строения и парагенезам пород к этому же комплексу тяготеет нижняя часть супергруппы Трансвааль (группа Блэк-Риф). Предполагается, что на заключительных стадиях развития рифтогенный прогиб (или область) достигал 900 км в длину при ширине около 300 км.

Доломитовая группа знаменует эпоху трансгрессии, временной стабилизации, увеличения площади бассейна вдвое и в известной мере сходна с платформенными чехлами. Турбидиты Таймболл-Хилл начинают новый этап развития. Бассейн резко углубляется, возможно, сокращается в площади и приобретает форму, близкую к линейной. Судя по имеющимся датировкам, углубление начинается в интервале 2200—2100 млн. лет назад. Наличие олистостром говорит о преобладании в эту эпоху сжатия в отличие от растяжения, господствовавшего на рифтовой стадии. Глубокий прогиб позже заполняется шпировой формацей. Развитие бассейна завершается внедрением типично платформенного расслоенного лополита Бушвельд, которому, возможно, комагматичны фельзиты Ройберг.

Примечательной чертой бассейна является обилие кислых разностей в составе вулканических толщ, их калневый уклон, свидетельствующие, видимо, об очень высокой степени зрелости архейской коры массива.

Бассейн Хамерсли-Набберу. Подробное описание этого бассейна со-держится во многих публикациях и было дано автором [Борукаев, 1974], избравшим супергруппу Маунт-Брус типовой для класса «геосинклиналь-ных нескладчатых комплексов». Новые исследования австралийских геологов [Hall, Goode, 1978; Gee, 1979; Precambrian..., 1981; Horwitz, 1981; и др.] позволяют уточнить многие детали.

Бассейн расположен между щитами Пилбара и Йилгарн Западной Австралии и расположен на их окраине (см. рис. 5). Детальный разрез комплекса описан в железорудной области Хамерсли. Здесь на архее несогласно залегает группа Фортескью. В ней выделяются два цикла, каждый из которых начинается потоковым миндалекаменными базальтами, шаровыми лавами, реже проклястолитами, а завершается терригенными толщами. В небольшом количестве присутствуют доломиты, джеспилиты и кислые вулканиты. Местами нижний горизонт базальтов выпадает из разреза. Общая мощность возрастает с севера на юг, достигая 4 тыс. м.

Вышележащая группа Хамерсли содержит несколько пачек джеспилитов. В ее составе преобладают кремнистые и глинистые сланцы, присутствуют доломиты, встречаются редкие прослои кислых лав и туфов, слагающих довольно мощный горизонт (около 300 м) в верхней части толщ. Общая мощность 2,5—3 тыс. м. Выше залегает преимущественно терригенная группа Уайлу (4—8 тыс. м), развитая только южнее выходов охарактеризованных групп. В ее низах недавно обнаружены олисто-стры (формация Кунгарра) [Horwitz, 1981], ранее принимавшиеся за тиллиты. Здесь же присутствуют прослои базальтов. Далее следует часть группы, сложенная ритмичным чередованием граувакковых песчаников и различных сланцев с прослоями карбонатных пород и редкими вулканитами пестрого состава. Указывается, что в районе Терп-Крик ее мощность превышает 7 тыс. м.

Степень дислокаций возрастает также в южном направлении. В изолированных останцах на щите Пилбара и на южной окраине щита пласты залегают горизонтально, в районе хр. Хамерсли расположена одноименная синклиналь субширотного простирания и углы наклона достигают 3—5°, а в складчатом поясе Ашбертон уже развиты складки с крутыми крыльями, часто изоклинальные, отмечены кляваж и низкие ступени метаморфизма, обилие соскладчатых разрывов.

Принципиально важным фактом явилось обнаружение гомологов супергруппы Маунт-Брус на северной окраине щита Йилгарн [Hall, Goode, 1978]. Выделенная здесь группа Эрахиди разделена на две части. Нижняя содержит в большом количестве джеспилиты, ассоциирующиеся с глинистыми сланцами, высокозрелыми песчаниками, кремнистыми породами и (реже) известняками. Эта толща, превышающая в мощности 2,5 тыс. м, сопоставляется с группой Хамерсли. Верхняя часть (3 тыс. м) сложена песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями известняков. Она отвечает группе Уайлу. В этом разрезе, характерном для восточной области выходов, отсутствуют гомологи группы Фортескью. Однако в западном и северном направлениях толща надстраивается снизу осадочно-вулкано-генной пачкой с большим количеством базальтов. В южных выходах пласты залегают горизонтально и субгоризонтально, а в северном направлении дислоцированность резко возрастает (складчатый пояс Стенли). Таким образом, бассейн Хамерсли-Набберу симметричен относительно субширотной складчатой зоны, выделяемой ныне под названием Каприкорн. Эта зона частично перекрыта рифейскими прогибами Бреснах и Бангемолл (см. рис. 5).

Возраст супергруппы Маунт-Брус оценивается в интервале от 2300 до 2000 млн. лет. Группа Эрахиди радиометрически датирована плохо. Глауконит из осадочных пород показал Rb—Sr возраст около 1700 млн. лет, близкий к возрасту общего постскладчатого омоложения бассейна. В связи с этим изложенный вариант корреляции иногда оспаривается. Р. Ги [Gee, 1979] полагает, что группа Эрахиди моложе группы Уайлу и образует молассу складчатой зоны. По возрасту она должна

примерно отвечать группе Бреснах, от которой отлична по многим признакам (в схеме Р. Гн группа Бреснах отсутствует). Поэтому вариант литологической корреляции У. Холла и А. Гуда представляется пока более обоснованным.

Трехчленное деление супергруппы Маунт-Брус имеет и тектонический смысл. Группа Фортескью сформирована в рифтогенном прогибе. Времени формирования группы Хамерсли отвечает эпоха выравнивания и тектонического покоя. Начало образования группы Уайлу связано с резким углублением центральной части бассейна в условиях преобладающего сжатия. Эти стадии хорошо коррелируются с таковыми Трансваальского бассейна.

Сходны и многие детали. Бимодальные, преимущественно базитовые группы Вентерсдорп и Фортескью датируются одинаковыми цифрами около 2300 млн. лет, а завершение развития бассейнов — около 2000 млн. лет. Расширение областей седиментации отвечает времени формирования Доломитовой группы и групп Хамерсли и Эрахиди, вслед за чем эта область сокращается, а бассейн углубляется (олистоостромы в нижних горизонтах групп Уайлу и Претория). Отличия заключаются в отсутствии в супергруппе Маунт-Брус гомологов супергруппы Витватерсранд, отсутствии в зоне Каприкори платформенных интрузий типа Бушвелда, завершающих развитие бассейна, и присутствии посткинematических гранитов Булалу.

Энспалическая природа бассейна Хамерсли-Набберу несомненна. Примечательна его симметрия. Можно с уверенностью полагать, что рифтовая долина, послужившая зоной излияния базальтов Фортескью, располагается под прогибом, выполненным группой Уайлу, и позже наследуется рифейским прогибом Бангемолл. Эта линия продолжается и в Центральную Австралию, хотя бассейн в восточном направлении быстро замыкается. Возможно, она разделяет две области с принципиально различным строением архейских толщ (щиты Йилгарн и Пилбара).

Бассейны ятулийского типа

Области, включаемые в этот тип, отличны от описанных. Если последние характеризуются сплошным распространением комплексов, то в бассейнах ятулийского типа толщи сохранились в отдельных изолированных прогибах, грабенах, впадинах. Для выделения бассейнов необходимо прибегнуть к некоторым палеогеографическим реконструкциям с учетом степени корреляции толщ. Подобные реконструкции уже осуществлялись [Палей, 1970] и получили надежное литологическое обоснование [Хейсканен, 1975; Негруца, 1979; и др.].

Ятулийский бассейн рассматривается в объеме, отвечающем территории Карельского блока и (условно) Ладужской зоны. На северо-востоке он отделяется Восточно-Карельской зоной расланцевания и зоной Ветреного пояса от Беломорской области, на юго-востоке и юге скрыт над чехлом Русской платформы, а на западе постепенно переходит в Свекофенскую область. Примерно в таком виде Карельский блок был намечен Л. Я. Харитоновым.

Фундамент комплекса, выполняющего прогиб, слагают дислоцированные кристаллические и супракрустальные толщи, разрез которых завершается лопской серией. Вышележащие сумий и сарнилий то включаются в фундамент, как граувакковая и молассовая формации лопского этапа [Хейсканен, 1975], то причисляются к вышележащему карелию [Негруца, 1978]. Иногда важная граница проводится в основании сарнилия, конгломераты которого рассматриваются как базальный член ятулийского комплекса [Кратц, 1963; Металлогения..., 1980]. В основании сарнилия фиксируется площадная кора химического выветривания. Толща сложена грубообломочными вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами: конгломератами, туфоконгломератами, агломератами, туфобрекчиями, туфами и туффитами. На площади она распространена неравномерно,

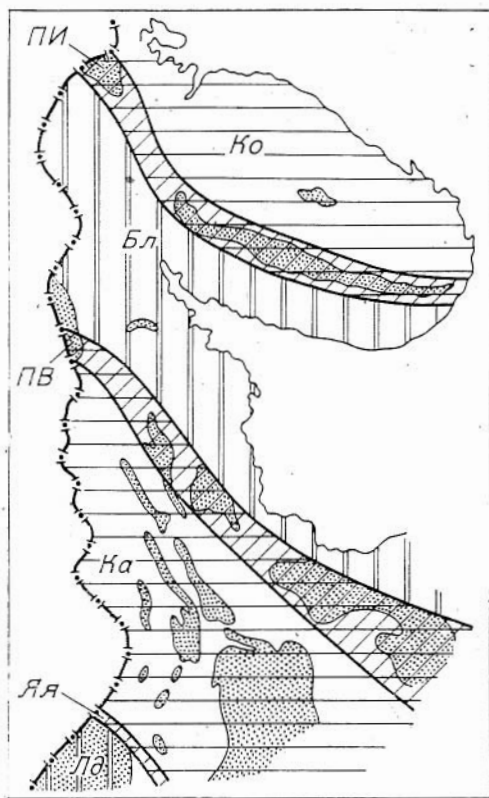


Рис. 10. Схема тектонического районирования и метаморфической зональности карелид восточной части Балтийского щита [Негруца, 1978].

1 — современные площади распространения карелид; 2 — границы структурно-формационных зон (Ко — Кольская, ПИ — Печенгско-Имандра-Варзугская, БЛ — Беломорско-Лапландская, ПВ — Пана-Выгозерская, Ка — Карельская, Яя — Янисевинская, Лд — Ладожская); 3, 4 — область зеленосланцевой фации метаморфизма (3 — преимущественно континентального осадконакопления и наземного вулканизма, 4 — параличического осадконакопления и преимущественно подводного вулканизма); 5 — область амфиболитовой фации метаморфизма и интрузий гранитов, с устойчивым бассейновым осадконакоплением в карельское время.

изменяясь в мощности от 0 до 1 тыс. м. Вулканиды отвечают толетовым базальтам с несколько повышенным содержанием кремнезема.

Ятулий залегает с размывом, часто на коре выветривания. Его нижняя часть (сегозерская серия) сложена песчаниками, преимущественно аркозовыми, алевролитами, гравелитами и аргиллитами с прослоями гематит-магнетитовых полосчатых руд (до 1 тыс. м), выше в последовательности появляются диабазы, шаровые лавы и подчиненные туфы (0—400 м). Ко-

ра выветривания отделяет сегозерскую серию от онежской, которая развита шире, но более изменчива фациально. Наряду с терригенными большую роль начинают играть карбонатные породы и углеродсодержащие сланцы. Вулканиды по составу сходны с таковыми сегозерской серии: в основном это базальты и пикритовые базальты, и тоже приурочены преимущественно к верхам разреза. Мощность онежской серии около 1500 м. Суйсарская серия, сохранившаяся в глубокой Онежской впадине и нарастающая разрез, сложена туфогенно-осадочными образованиями (до 1300 м) и вулканогенной (до 2 тыс. м) толщей. В составе последней — диабазы, шаровые лавы базальтов, пикритовых базальтов и андезитов, лаво- и туфобрекчии. Базальты относят к толетам континентального типа. В наложенной Шокшинской мульде разрез надстраивается вепсием (косо-слоистые мелководные красноцветные кварцевые песчаники, около 2 тыс. м).

Такой разрез характерен для большей части Ятулийского бассейна. Очевидно его некоторое сходство с платформенными образованиями, позволившее И. П. Палею [1970] отнести эти толщи к протоплатформенному чехлу. Преимущественно кварцевый и аркозовый состав песчаников, континентальный характер вулканидов, частые перерывы и коры выветривания в разрезе — все эти признаки говорят об эпиконтинентальном положении бассейна. Сравнительная простота свойственна и складчатой структуре, в особенности в верхних горизонтах комплекса.

Некоторые отличия комплекса от платформенных чехлов заключаются в большом содержании вулканидов и продуктов их размыва, а главное — в ограниченной площади распространения. Последнее выявляется при анализе фаций. Ятулий, по-видимому, покрывал всю площадь Карельского массива более или менее равномерным плащом. Мощность толщ увеличивалась в Пана-Выгозерской зоне (рис. 10), прилежащей к Беломор-

скому поясу. Интересно, что границы фациальных зон ятулия протягиваются почти под прямым углом к простиранию современных грабен [Хейсканен, 1975, 1980] и лишь в пределах названной зоны переориентируются в продольном направлении. В суйсарскую эпоху резко погружается юго-западная часть массива. Здесь фиксируется несогласное перекрытие ятулия песчано-сланцевыми турбидитовыми толщами калевия (ладожская серия), содержащими олистостромы [Gaál, 1982]. Большое сходство этих толщ с образованиями континентального склона позволяет полагать, что турбидиты свекофенид отложились на океанском дне у подножья этого склона. Синхронная бесовецкая серия Карелии тоже имеет флишевый характер, но признаки меньших глубин осадконакопления.

Возраст ятулия оценивается в 2250—2000 млн. лет [Тугаринов, Бибилова, 1980], хотя В. З. Негруца [1978] приводит цифру 2510 млн. лет для днабазов сегозерской свиты. Ладжская серия метаморфизована около 1850 млн. лет назад, но время формирования калевия принимается в 2100—2200 млн. лет [Gaál, 1982]. Вулканы свекофенид датированы цифрами 1850—1900 млн. лет, их фундамент не выявлен, а существование пород древнее 2300—2100 млн. лет вообще проблематично [Велин, 1972; Gaál, 1982].

Таким образом, представляется, что Ятулийский бассейн развивался в течение двух стадий. В первую из них формировался эпиконтинентальный чехол на всей площади Карельского массива. Во вторую стадию юго-западная окраина массива резко погружается в связи с началом развития свекофенид. В Беломорской зоне в течение всего периода господствовали морские условия и подводный вулканизм (Куола-Кукасозерская зона, по В. З. Негруце [1978]). Рубеж между стадиями приходится на 2200—2100 млн. лет назад.

Интересно, что все грабены, выполненные ятулием — вепсием, окаймляются полосами супракрустальных пород лопия — сумия. Из этого В. З. Негруца [1978, с. 66] делает справедливый вывод, что «сумийско-сарнилийские впадины явились как бы центрами зарождения ятулийского осадконакопления» и, добавим, основой ятулийских структур.

В Криворожско-Воронежский бассейн надо объединить большую площадь, охватывающую Криворожскую зону и Воронежский кристаллический массив. На всей этой территории в изолированных друг от друга грабенах развиты фациально однородные нижнепротерозойские толщи с высоким содержанием джеспилитов, являющихся главной сырьевой базой черной металлургии страны. Поскольку комплексы подробно описаны в литературе, ограничимся их краткой характеристикой, используя последние сводки [Дранник, Беланов, 1981; Крестин, 1980а].

Криворожская серия залегает с несогласием на архее и прорывающих его плагигранитах днепровского комплекса. В ее основании выделяется новокриворожская свита амфиболовых и биотитовых сланцев и амфиболитов с прослоями метапесчаников и кварцитов. В курской серии аналоги этой свиты, вероятно, отсутствуют. Выше следует скелеватская свита тальк-хлоритовых, биотитовых сланцев, метапесчаников и метаконгломератов. Ей отвечает стойленская песчано-сланцевая свита курской серии.

Наиболее надежно коррелируются саксаганская свита Криворожья и коробковская КМА, сложенные на 50—90% джеспилитами. В небольшом количестве присутствуют метавулканы основного состава. Оскольская серия Воронежского массива залегает на курской с локальными размывами в основании. Она представлена кварц-биотитовыми и карбонатно-биотитовыми сланцами, метапесчаниками, в меньшей степени амфиболовыми сланцами. В верхней части отмечаются потоки метаандезитов и метабазитов, а также силлы габброидов. Эта вулканогенная екатериновская (курбакинская) свита не имеет аналогов в разрезах Криворожья, где оскольской серии в целом примерно отвечают гданцевская и глееватская свиты.

Выше оскольской серии выделяется еще глазуновская, существенно вулканогенная, сложенная андезитовыми и базальтовыми порфиритами, пирокластолитами и туфами. Мощность комплексов оценивается в 5—7 тыс. м. Они прорваны стойло-николаевским и атамановским комплексами гранитоидов в Воронежском массиве и Кировоградско-житомирским на Украинском щите. Возраст толщ оценивается в интервале 2600—2000 млн. лет.

В общих чертах комплексы напоминают охарактеризованные ранее, отличаясь от них содержанием джеспилитов, вулканитов (здесь их довольно мало) и деталями строения. Малое содержание вулканитов и большая фациальная выдержанность толщ послужили основанием к отнесению комплексов Е. М. Крестиным и М. В. Муратовым в разряд протоплатформенных чехлов.

Характеризуя расположение и стиль дислокаций толщ в районе Воронежского массива, Е. М. Крестин [1980а] отмечает их приуроченность к складчато-глыбовым зонам, состоящим из сложных, часто асимметричных, сжатых грабен-синклиналей и разделенным блоками архея. Однако на рисунке из другой статьи того же автора [Крестин, 1980б] видно, что эти зоны находятся в хорошем соответствии с зеленокаменными поясами архея. Как мы убедились, сходная картина свойственна и ятулийскому бассейну. Сходство структурных планов верхнего архея и нижнего протерозоя Украинского щита неоднократно подчеркивал Г. П. Каляев [1974 и др.].

Олекминский бассейн выделяется предположительно. К нему относятся грабены нижнепротерозойских образований западной части Алданского щита. Фундамент бассейна сложен кристаллическими кристаллической и олекминской сериями. Грабены подробно описаны А. Ф. Петровым [1976], насчитывающим их более 20, Е. П. Миронюком и соавторами [1971], а также в серии статей В. А. Кудрявцева с соавторами. Грабены выполнены субганским комплексом. Как уже указывалось, стратиграфия комплекса изучена еще недостаточно. А. Ф. Петров считает, что разрезы отдельных грабенов вообще плохо коррелируются. В. А. Кудрявцев и другие [Кудрявцев и др., 1975; Бириулькин и др., 1983; и др.], напротив, полагают, что по крайней мере нижние части комплекса хорошо выдержаны на площади и предлагают для них общую стратиграфическую схему. Вопрос далек от разрешения. Некоторые из впадин выполнены заведомо самыми верхними нижнего протерозоя, а часть принадлежит к верхнеархейским зеленокаменным поясам.

Вместе с тем структурный рисунок, определяемый размещением грабенов, весьма близок таковому Ятулийского и Криворожско-Воронежского бассейнов. Сходны и соотношения с предполагаемыми зеленокаменными поясами верхнего архея. Осадочно-вулканогенные толщи содержат в нижних частях метабазиты и метаультрабазиты, в средних — горизонты джеспилитов.

Таким образом, принадлежность Олекминской зоны к выделенному типу структур весьма вероятна.

Другие бассейны

Бассейн Пайн-Крик расположен в северной Австралии и входит в систему зон, образующих геометрически правильную сеть (Кини-Леопольд — Холлс-Крик, Уоррамунга).

Разрез бассейна начинается мощной фалаховой формацей (группы Батчелор и Какаду), с несогласием перекрывающей архейский фундамент. Толща содержит горизонты известняков и распространена на широкой площади. Согласно залегающая на ней флишевая толща (группы Массон и Намуна) сложена терригенными и кальцикластитовыми турбидитами, чередующимися со сланцами. В зоне Саут-Аллитейтор она достигает мощности 1,5 тыс. м. Выше с размывом в основании следует снова преимущественно терригенная толща фалахового типа (группа Маунт-Партридж).

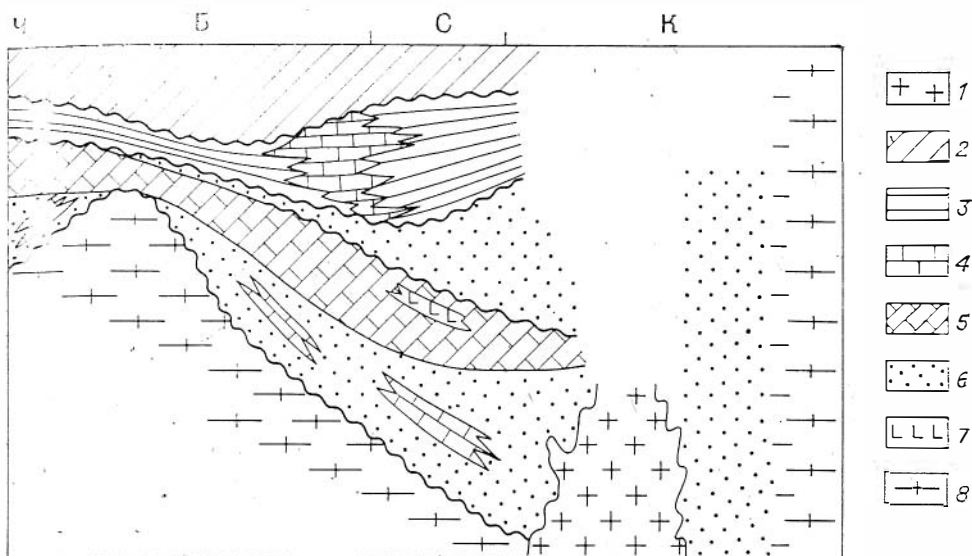


Рис. 11. Соотношение формаций в бассейне Пайн-Крик (по материалам [Geology..., 1968; Precambrian..., 1981] и др.).

1 — граниты; 2 — терригенный флиш; 3 — терригенная формация с горизонтами карбонатных и кремнистых пород; 4 — карбостромовая формация; 5 — кальцикластитовый и терригенный флиш; 6 — фалаховая формация; 7 — базальты; 8 — метаморфолиты архея. Буквами обозначены: Ч — «платформа» Чиллинг, Б — шельф Батчелор, С — трог Саут-Аллигейтор, К — шельф Какаду.

Ось прогиба смещена к востоку, мощность здесь достигает 3 тыс. м. Далее, снова с разрывом, идет терригенная сланцевая и прослоями карбонатных и кремнистых пород фациально изменчивая толща (группа Саут-Аллигейтор). На границе зон Саут-Аллигейтор и Батчелор она нацело сложена водорослевыми доломитами, образующими барьерный риф. Максимальной мощности формация достигает в зоне Саут-Аллигейтор — до 5 тыс. м. Разрез бассейна завершает формация типичного терригенного флиша (группа Финнисс-Ривер, около 1,5 тыс. м), причем ось прогиба мигрирует еще далее на запад (рис. 11).

Толща интенсивно смята в складки, в особенности в центральной части бассейна, и прорвана гранитами с возрастом около 1750 млн. лет, определяющими ее верхний возрастной предел. Нижняя граница менее ясна. Предполагается, что седиментация началась около 2300—2200 млн. лет назад [Precambrian..., 1981], хотя, вероятно, позже — около 2000—1900 млн. лет [Докембрий..., 1976а].

Бассейн достигает в ширину 300 км при предполагаемой длине около 600—700 км (в обнаженной части лишь 250 км). Как видно из краткого обзора, комплекс сложен мелководными шельфовыми и частью континентальными осадками, а также осадками внутриконтинентальных, относительно глубоководных прогибов. Эти прогибы быстро компенсируются осадками, их оси мигрируют во времени, в верхней части толщи преимущественно к юго-западу. Единственный маломощный горизонт вулканитов представлен базальтами и связан с нижней турбидитовой формацией. Продольные разломы на этапе седиментации, по-видимому, большой роли не играли, за исключением разделяющего зоны Батчелор и Саут-Аллигейтор, к которому приурочен барьерный риф.

По многим признакам бассейн Пайн-Крик отличен от рассмотренных и тяготеет к интракратонным эпизалическим зонам рифея. Очень близок к нему по строению бассейн Уоррамунга, вытянутый в широтном направлении и сложенный фалаховой формацией и турбидитами.

Удоканский бассейн расположен в западной части Алданского щита. Он состоит из двух изометричных впадин, слегка вытянутых соответственно в субмеридиональном и субширотном направлениях и разделенных

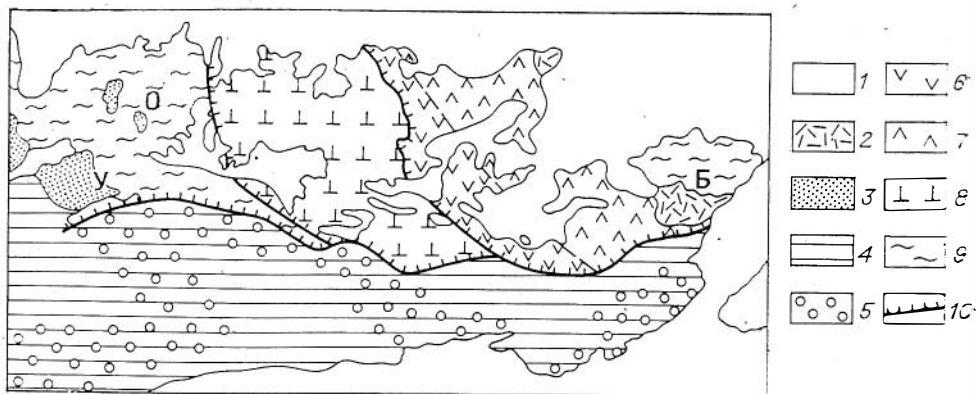


Рис. 12. Схема районирования Алданского щита.

1 — рифей и фанерозой; 2 — вулканы нижнего протерозоя (Удоканский прогиб); 3 — нижний протерозой (У — Удоканский прогиб); 4, 5 — Становой блок: 4 — комплексы амфиболитовой фации, 5 — гранулиты; 6—8 — гранулитовые комплексы: 6 — западной и 7 — восточной частей Тимптоно-Учурского блока, 8 — Иенгского блока; 9 — зеленокаменные (?) области Олекминского (О) и Батомского (Б) блоков; 10 — крупнейшие надвиги.

перемычкой в долине р. Чара (рис. 12). Стратиграфия комплекса оценивается по-разному. Мы примем ее в трактовке Л. И. Салоп [1964—1967, 1973].

Комплекс залегает с несогласием на кристаллических породах архея и прорывающих их гранитоидах, а также, вероятно, на породах субганского комплекса. Он начинается мощной терригенной кодарской подсерией (сланцы, песчаники, подчиненные кварциты и карбонаты) мощностью до 6 тыс. м, которую Л. И. Салоп относит к аспидной формации. Выше согласно следует чинейская подсерия (1,8—4,5 тыс. м), терригенная в нижней и карбонатно-терригенная в верхней части. Отмечаются знаки ряби, трещины усыхания, свидетельствующие о накоплении толщи в условиях мелководья. На чинейскую с разрывом и локальными конгломератами в основании налегает кеменская подсерия (4,5 тыс. м). Это косослоистые олигомитовые и аркозовые песчаники и алевролиты, сформировавшиеся, по мнению Л. И. Салоп, в условиях речных дельт.

Вулканы в составе комплекса практически отсутствуют, лишь А. Ф. Петровым [1976] в кодарской подсерии обнаружены маломощные прослои метаандезитов и метабазальтов. Комплекс прорван куандинскими (1890—2330 млн. лет) и чуйско-кодарскими (1683—1945 млн. лет) гранитами. Галька куандинских гранитов находится в конгломератах кеменской подсерии. Поэтому последнюю склонны относить к интервалу 1900—1600 млн. лет (средний протерозой старой шкалы).

Породы нижних подсерий зонально метаморфизованы в условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии низких давлений (с вариациями от зеленосланцевой до низких ступеней амфиболитовой фации). Складчатая структура изучена А. Л. Харценовым [1977]. Он выделяет здесь четыре этапа деформаций. Ранний из них связан только с формированием кристаллизационной сланцеватости, параллельной слоистости. На втором возникли открытые симметричные складки северо-западного простирания с углами на крыльях 30—45°. К главным отнесены складки третьего этапа (Икабийская антиклиналь и Бутунская синклиналь), тоже открытые и симметричные, но простирания к северо-востоку. Четвертый этап лишь слегка усложнил складчатую структуру.

Природа Удоканского прогиба дискутируется. Л. И. Салоп [1967 и др.] считает его многоосинклинальным, связывая в латеральном ряду с Байкальской эвгеосинклиналью. Е. В. Павловский [1962] отнес удоканский комплекс к протоплатформенному чехлу. Вслед за ним А. М. Лейтес и соавторы [1970] определили прогиб как палеоавлакоген. Позже А. М. Лейтес и В. С. Федоровский [1977] отнесли комплекс к «показате-

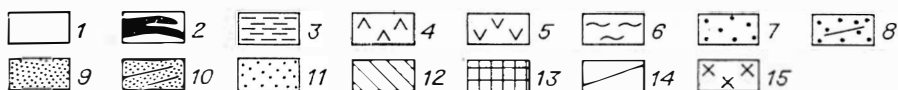
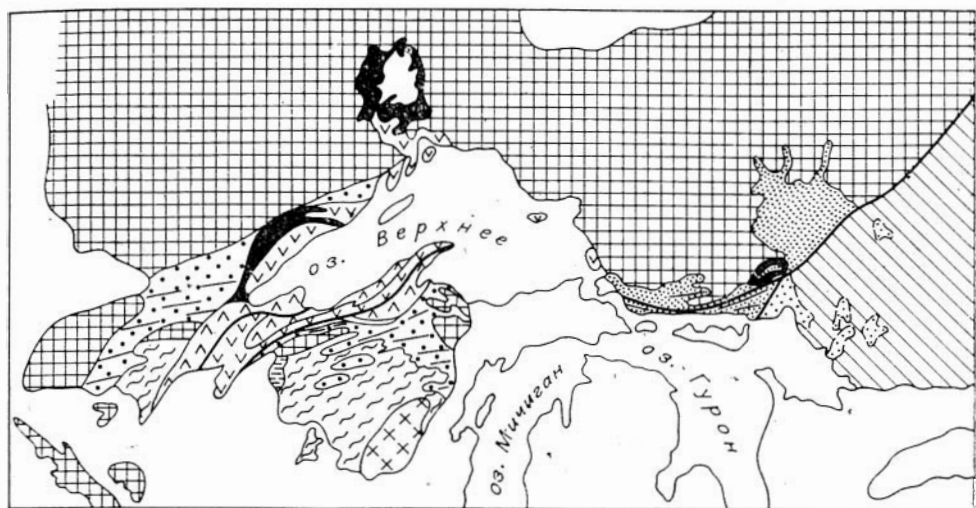


Рис. 13. Схема размещения главных структурно-вещественных комплексов докембрия в районе Великих озер Северной Америки.

1 — фанерозой; 2 — габбро Дулут, Садбери и Нипигон; 3 — кварциты; 4, 5 — группа Кивино (4 — верхняя часть, 5 — нижняя); 6 — метаморфозиты; 7, 8 — супергруппа Анимики (7 — нескладчатая, 8 — складчатая); 9 — 11 — супергруппа Гурон (9 — нескладчатая, 10 — складчатая, 11 — предполагаемые аналоги в провинции Гренвилл); 12 — зона диахизиса Гренвилл; 13 — архей; 14 — крупные разломы; 15 — граниты рапакиви Вульф-Ривер.

лям становления гранитно-метаморфического слоя», объединив в единую группу с отложениями «протоконтинентального шельфа, склона и подножья». Вопрос еще более осложнился после переопределения Г. Л. Митрофановым [1981] возраста многих вулканогенных толщ Байкальского пояса, относимых им к рифею. Южные члены латерального ряда нижнепротерозойских структур ныне не очень ясны.

Как представляется, полоса эпиконтинентальных отложений распространялась в раннем протерозое и на северную часть Становой области. Удоканский прогиб занимал по отношению к ней тыловую позицию. Северо-восточнее его находятся грабенообразные впадины, выполненные типичной континентальной молассой (Угуйская, Олдонгсинская, Ханнинская). Видимо, Удоканский прогиб располагался близ границы шельфа и континентального склона, о чем свидетельствуют и текстурные признаки толщ. Эпикавказская его природа несомненна.

С удоканской очень сходна эгипетская серия Оленекского поднятия, которая, правда, дислоцирована гораздо сильнее.

Бассейн Великих озер расположен непосредственно севернее Великих озер Северной Америки. В него включаются супергруппы Гурон и Анимики, обычно описываемые раздельно. Обе толщи относятся к нижнему протерозою и иногда рассматривались в качестве стратотипа этого подразделения, хотя возрастные соотношения дискутируются.

Супергруппа Гурон развита на северном берегу одноименного озера. Она подразделяется на две группы. Нижняя — Брус — залегает на мощной коре выветривания и состоит из трех циклов, каждый из которых сложен преимущественно терригенными породами, грубообломочными внизу и более тонкозернистыми сверху. В нижнем цикле много кварцитов и кварцевых конгломератов, присутствуют горизонты базальтов и риолитов, невыдержанные на площади. Во втором цикле, сложенном исключительно терригенными породами, песчаники полмиктовые и сравнительно большую роль играют кремнистые сланцы. Третий цикл содержит большое количество диамиктитов (тиллоидов) и некоторое — карбо-

патов. Мощность группы меняется от 1,5 до 6 тыс. м, а распространение ограничивается округлой изометричной площадью около 60 тыс. км² [Frarey, Roscoe, 1970].

Выше, с местными размывами в основании, залегает группа Кобальт. Предполагается, что область ее распространения была примерно в 5—6 раз больше, чем группы Брус, и протягивалась в северо-восточном направлении до гор Отиш. Во многих участках группа залегает непосредственно на архее. В ее основании выделяются широко известные «тиллиты Гоуганда» (диамиктиты), перекрывающиеся толщей кварцитов, песчаников и глинистых сланцев. Общая мощность доходит до 6 тыс. м.

Этот мощный комплекс прорван диабазами Ниписсинг (2150 млн. лет), лимитирующими его верхний возрастной предел, и более молодым расчлененным лополитом Садбери. На большей части площади породы не метаморфизованы и пласты залегают горизонтально. Лишь в субширотной полосе разрыва Мерри и к югу от него появляются интенсивные линейные складки, а метаморфизм достигает высоких ступеней зеленосланцевой фации [Sims e. a., 1981].

Супергруппа Анимики отделена от описанных выходов и обнажается по берегам оз. Верхнего в его западной части (рис. 13). Она тоже залегает, несомненно, на архее и подразделяется на четыре группы. Нижняя сложена тиллоидами, кварцитами (в том числе железистыми) и карбонатами. Выше с размывом лежит джеспилитовая толща с кварцитами, кремнистыми сланцами и редкими доломитами. Далее, снова с размывом в основании, следует толща основных вулканитов и осадочных пород (граувакки, кварциты, железистые кварциты и т. д.). Разрез завершается согласно залегающей толщей глинистых сланцев и граувакк, сохранившейся локально. Общая мощность достигает 7—10 тыс. м.

В северных выходах супергруппы пласты залегают очень полого, в южных — интенсивно дислоцированы и зонально метаморфизованы вплоть до амфиболитовой фации.

По поводу корреляции супергрупп существуют различные точки зрения. Их считают полными или частичными возрастными аналогами, или же полагают, что Анимики моложе Гурона. В последнее время вопрос, кажется, решается более или менее однозначно. Тиллоиды Гоуганда верхней части Гурона сопоставляются с нижними, тоже тиллоидными, горизонтами Анимики. Это подкрепляется радиометрическими данными, ибо вулканиты Анимики (1950 млн. лет, U — Pb метод по цирконам) заведомо моложе диабазов Ниписсинг.

Тектоническая позиция прогибов близка. Оба они расположены на южной окраине массива Сьюнрипор (провинция Южная), вытянуты в субширотном направлении, подставляя друг друга куполообразно. Такое расположение и наличие общего (тиллоидного) члена разрезов слишком значительны, чтобы считать прогибы различными геоструктурными областями. Поэтому они объединяются нами в один бассейн. Этот бассейн, видимо, наследует разломную зону, разделяющую архейские блоки разного типа [Sims e. a., 1981]. Северный блок сложен типичной зеленокаменной ассоциацией, в южном — преобладают более древние мигматизированные гнейсы и амфиболиты.

Снос материала при отложении супергруппы Гурон происходил с севера. Следов материала южного происхождения не обнаружено даже в крайних южных выходах. Однако других следов полярности, присущей континентальному склону, толща не имеет. Слабые проявления бимодального вулканизма говорят об энциплической природе прогиба. Аналоги Гурона устанавливаются в гнейсах пояса Онтарио провинции Гренвилл, где предполагаются и более древние породы. Видимо, супергруппа отвечает первому этапу формирования широкого внутриконтинентального (рифтогенного?) бассейна.

Супергруппа Анимики по типу ближе к комплексам окраинных морей (морские осадки, обилие граувакк). К тому же вслед за ее формированием на южной части площади возникает вулкано-плутонический пояс [Van

Schmus, 1976], свидетельствующий о режиме активной континентальной окраины. Ясно, что супергруппа отвечает более зрелой стадии рифтогенеза, чем Гурон. И все же геометрические связи прогибов остаются во многом неясными из-за их кулисообразного расположения и указанных различий.

Л. И. Салоп [1973] и Г. П. Леонов [1980] вслед за некоторыми канадскими геологами включают прогиб Анимики в троговую систему, окаймляющую провинцию Сьюпритор. Действительно, супергруппа имеет много общего с комплексами, выполняющими трог (и важные различия с Лабрадорским, например). Но и в этом варианте геометрия сочленения трогов не совсем ясна.

Таким образом, проведенное на основании территориальной близости и наличия общего члена разреза объединение Гурона и Анимики в единый бассейн в известной мере искусственно, хотя, на наш взгляд, подчеркивает черты эволюции нижнепротерозойских структур.

С описанным бассейном сходна область распространения групп Аравалли, Райалло и Делл Индостанской платформы.

Бассейн Кивино. Расположен в районе Великих озер Северной Америки. Это огромный (более 2 тыс. км в длину и около 60 км в ширину) подковообразный пояс на территории северных штатов США, обнаженный и прослеженный по геофизическим данным до штата Канзас (положительный гравитационный максимум). В обнаженной части прогиб хорошо изучен [Кинг, 1979; Холлс, 1981; Wallace, 1981; и др.].

Нижняя часть комплекса, по возрасту относящегося к среднему рифею, сложена песчаниками и алевролитами, часто красноцветными, с прослоями и пачками доломитов и конгломератами в основании (формация Сибли, 0—350 м). Выше следует мощная вулканогенная толща, на 75% сложенная потоковыми толеитовыми базальтами и оливниновыми толеитами. Присутствуют также высокоглиноземистые и щелочные базальты, андезиты и рполиты. По текстурным признакам установлено, что лавы растекались от оси зоны к ее краям. Осадочные породы, весьма редкие в нижней части толщи, возрастают в количестве вверх по разрезу. Мощность вулканогенной толщи достигает 9 тыс. м. Вулканисты ассоциируются с многочисленными дайками диабазов и, видимо, комагматичны расслоенному плутону Дулут и гранофйрам Меллен. Верхняя часть комплекса обнажена только на южном берегу оз. Верхнего. Это полимиктовые и аркозовые песчаники с горизонтами конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев мощностью около 5 тыс. м. Тектурные признаки косослоистых песчаников указывают на снос с бортов прогиба к его оси.

Прогиб симметричен относительно оси и в бортовых частях ограничен сбросами. Поперечные разрывы смещают и его ось (см. рис. 13 и 20). Комплекс смят в широкие простые складки с углами падения на крыльях в 5—10°, поэтому часто толщу считают нескладчатой. В районе оз. Верхнего прогиб как бы вложен в более широкий нижнепротерозойский, но на западном и восточном продолжениях пересекает его и сильно отклоняется в простирании к югу. Возраст комплексов оценивается в 1200—1050 млн. лет.

Формационный ряд прогиба сравнительно прост. Редуцированные фалаховая и карбостромовая формации сменяются мощной бимодальной преимущественно толеитового состава (трапповой) и далее молассой.

Полных аналогов бассейна Кивино не известно. Трапповые формации, аналогичные среднему Кивино, характерны для бассейнов трансваальского типа, к которым область тяготеет и по ряду других признаков, и плит (Рорайма, Индостан). Однако примечательной чертой бассейна Кивино является их четкая локализация в зоне прогиба. Закономерности строения комплекса, размеры и форма прогиба; его симметрия и положение в структуре не оставляют сомнений в рифтогенном происхождении бассейна [Холлс, 1981]. Раздвижение плит в результате рифтинга оценивается в 60—90 км [Wallace, 1981].

Подводя итоги описанию бассейнов, подчеркнем, что этот класс вклю-

чает в себя сложную ассоциацию внутриконтинентальных структур. Бассейны трансваальского типа, по-видимому, сохранились в своих примерных очертаниях с момента завершения седиментации. Бассейны ятулийского типа интенсивно нарушены в последующее время, но демонстрируют нам более глубинный срез структур. При этом выявляется их связь с древними рифтами сравнительно малого раскрытия. Развитие многих бассейнов включает в себя ряд стадий, которые не всегда надежно коррелируются. Однако стадия глубокого погружения, сопровождающаяся формированием турбидитовых и олистостромовых толщ, как правило, приурочивается к середине этапа развития бассейна. Иногда наблюдается бицикличность развития.

Нередко, особенно в областях ятулийского типа, строение и развитие каждого грабена рассматривается изолированно. Представляется, что их объединение в класс бассейнов вскрывает новые особенности этих геоструктурных областей.

ГРАНИЧНЫЕ ТРоговые ПОЯСА

В эту группу объединяются преимущественно нижнепротерозойские узкие, линейные и ломаной конфигурации прогибы и цепочки прогибов, ограниченные с одной стороны разломом (часто пологим надвигом), разделяющие крупные блоки принципиально разного строения и характеризующиеся своеобразными структурно-вещественными комплексами, обычно с высоким содержанием вулканитов основного состава. Последнее отличает их от бассейнов и интракратонных зон (с преимущественно осадочным выполнением), а пограничное положение — от большинства зеленокаменных поясов. Рассмотрим несколько примеров граничных троговых поясов.

Зона Печенга-Варзуга вытянута вдоль границы Кольского и Беломорского блоков Балтийского щита. Печенгская мульда, залегающая на архее, на юге ограничена крупным разломом, на простирании которого после перерыва появляется Варзугская полоса, вытягивающаяся до берега Белого моря в восток-юго-восточном направлении (см. рис. 10). Длина пояса около 600 км, ширина около 40 км.

В Печенгской мульде толща нижнего протерозоя мощностью более 3—7 тыс. м подразделяется на четыре цикла, начинающихся осадочными породами и завершающихся вулканитами. Вот ее примерный разрез [Негруца, 1978; и др.]:

	Мощность, м
1. Валунно-галечные конгломераты и аркозовые турбидиты, сменяющиеся андезито-диабазовой формацией	До 1600
2. Карбонатно-кварцитовая формация, перекрывающаяся диабазовой. В основании кора выветривания	До 1500
3. Пестроцветная песчано-доломитовая формация, переходящая вверх через пачку туффигов, углеродистых и кремнистых сланцев в шикрит-диабазовую	До 1800
4. Флишевая черносланцевая и шикрит-диабазовая формация	До 2500

Вулканиты двух нижних циклов имеют известково-щелочной уклон, в верхних возрастает основность (антидромный тренд). В верхней половине разреза широко развиты шаровые лавы, турбидиты, присутствует широкластический материал.

Разрез Варзугской части зоны близок по строению описанному. Здесь возрастают мощности (до 10 тыс. м) и разрез надстраивается вниз кератофир-диабазовой формацией.

Толщи прорваны основными интрузиями с возрастом 2100—1850 млн. лет. Последняя цифра, видимо, точнее датирует завершение седиментации в зоне.

Зона в целом имеет вид приразломного синклиория с редуцированным южным крылом. А. С. Новиковой [1971, 1974] показан чешуйчатый характер этой «моноклинали».

Описанной зоне весьма близка другая, ограничивающая Беломорский блок с юга. Это зона Ветреного пояса, протягивающаяся к западу в Восточно-Карельскую зону рассланцевания [Новикова, 1971]. Именно в ее пределах широко развита суйсарская базитовая толща, обильны гипербазиты и габброиды. Чешуйчатая структура зоны, фактически разграничивающей Карельский и Беломорский блоки, подробно охарактеризована А. С. Новиковой.

Зона Циркум-Унгава окаймляет блок Унгава — северо-восточную часть провинции Сьюпириор. Она состоит из трех линейных отрезков: Лабрадорского, Кейп-Смит и Белчер. При структурном единстве они несколько различны по характеру разрезов. В Лабрадорском трого [Dimroth, 1970; Wardle, Bailey, 1981; и др.] разрез супергруппы Каннаписко начинается типичной континентальной фалаховой формацией (группа Шаконипо) мощностью до 1 тыс. м, залегающей лишь в осевой части. Выше следует сланцево-граувакковая толща с горизонтами песчаников и доломитов, распространенная много шире. В восточной части трого в последовательность вклиниваются мощные базальты, составляющие до 70—80% разреза. Общая мощность превышает 3—4 тыс. м. В залегающей выше толще различия нивелируются, и она на всей площади сложена маломощными горизонтами кварцитов и сланцев и пачкой джеспилитов до 600 м.

Разрез венчает фациально неоднородная толща, которая на западе представлена сланцами и граувакками (около 3 тыс. м), а на востоке мощными шаровыми базальтами, пирокластолитами с прослоями сланцев и силлами габброидов (более 4 тыс. м). Это типичная офиолитовая ассоциация. Н. А. Берзин (личное сообщение) на основании анализа детальных карт [Fragey, 1967] с большим основанием полагает, что обнажающиеся здесь гипербазиты залегают в офиолитокластовой олистостроме.

Складчатая структура трого очень сложна. Преобладают изоклинальные лежащие складки, опрокиннутые в сторону блока Унгава и надвинутые на него по серии пологих надвигов. В центральной и восточной части степень метаморфизма очень высока, так что выполнение трого практически не отделяется от предполагаемого основания. Трог прослеживается на юг в пределы провинции Гренвилл [Seguin, 1973], где выделяется джеспилитосодержащая группа Ганьон.

Очевидно, что Лабрадорский трог заложился как внутриконтинентальный рифт (группа Шаконипо). Затем прогиб расширился и перед влиянием первого горизонта базальтов дифференцировался с образованием внутреннего продольного поднятия. После некоторой стабилизации в восточной зоне начался интенсивный спрединг, но последующая складчатость оборвала развитие трого на этой стадии новообразования океанской коры. Таким образом, трог обнаруживает «трансгрессивную» [Докембрий..., 1977б] тенденцию развития, как и Печенгско-Варзугская зона с ее антидромным трендом развития вулканизма.

На отрезке Кейп — Смит толща изучена недостаточно. Она содержит большое количество основных вулканитов. В разрезе Белчерской ветви увеличивается содержание карбонатов, уменьшается — джеспилитов, разрез венчается красноцветной граувакково-аркозовой пачкой с прослоями конгломератов (моласса). Устанавливаются гомологи структурных этажей Лабрадорского трого, присутствуют два горизонта базальтовых шаровых лав и пирокластолитов (формации Эскимо и Флаэрти), верхний из которых также много мощнее. В отличие от Лабрадорского трого складчатость постепенно усложняется в западном направлении, но складки открытые, прямые и слегка наклонные. Палеогеографические построения [Ricketts, Donaldson, 1981] показывают, что раскрытие Белчерской ветви доходило до стадии новообразования океанской коры, но островодужной ассоциации здесь нет.

Продолжение Белчерской ветви к западу, судя по общей ситуации, находится в парагнейсовом поясе Томпсон, отделяющемся крупным разрывом (фронт Нельсон) от гранулитового блока Пиквитони [Эрманович, Девисон, 1980]. Но гнейсы Томпсон, метаморфизованные в амфиболито-

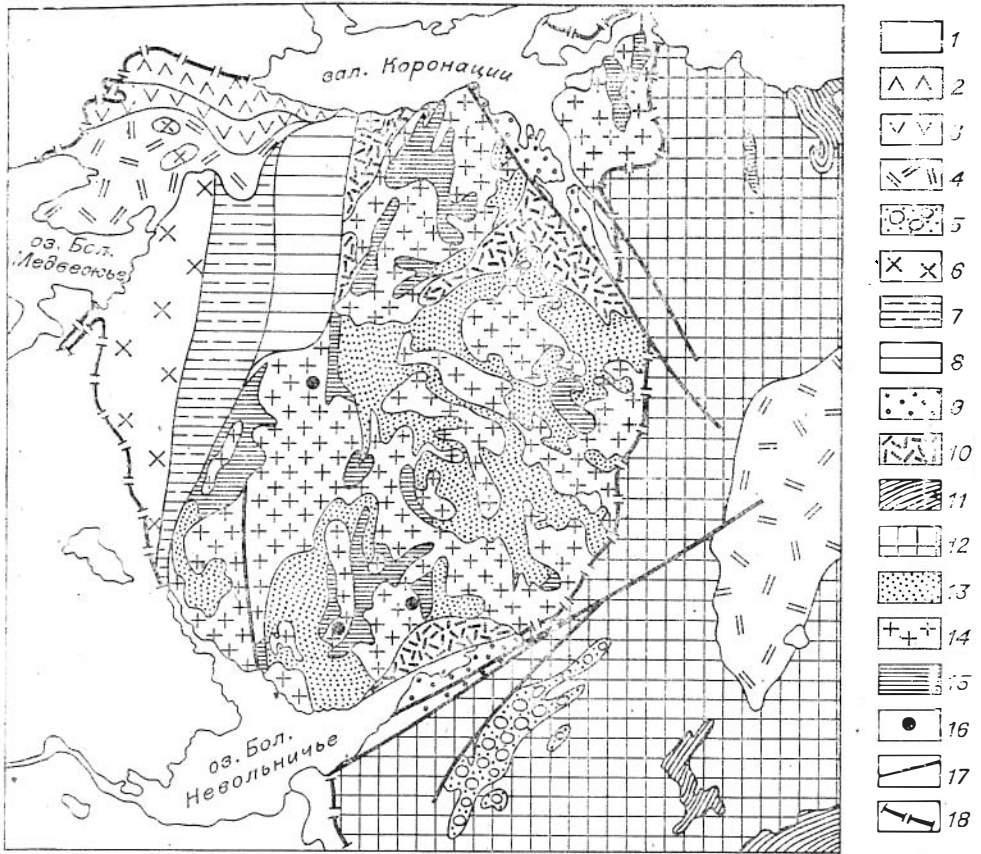


Рис. 11. Схема строения северо-западной части Канадского щита (по [Geology..., 1970a] и др.).

1 — фанерозой; 2, 3 — верхнедокембрийские толщи зоны Копермайн-Ривер (2 — обломочная, 3 — вулканическая); 4 — нижний рифей прогиба Телон; 5 — группа Неначо (верхи нижнего протерозоя); 6 — базальт Грейт-Б.р. и комагматичные вулканы; 7 — метаморфизованный нижний протерозой континентального склона зоны Коронейши, интрузивный батолит Хелбери; 8 — мощная шельфовая толща зоны Коронейши; 9 — нижний протерозой прогибов Атапуску (Ист-Ард) и Батерст; 10 — массивный нескладчатый нижний протерозой массива Слейв; 11—15 — архей: 11 — осадочные толщи и 12 — гранитоидные провинции Черчилл, 13 — осадочные толщи и 14 — гранитоидные провинции Слейв, 15 — вулканы; 16 — участки несогласного перекрытия древних гнейсов зеленокаменными комплексами; 17 — крупные разломы; 18 — границы провинций Канадского щита.

вой и роговообманково-гранулитовой фациях, возможно, представляют собой архейское основание энциплической части трога. Западнее обнажены супракrustальные породы пояса Флин-Флон, относившиеся ранее к архею, а ныне считающиеся нижним протерозоем [Bailes, 1980]. Здесь нижняя группа Амикс (более 5 тыс. м) сложена шаровыми базальтами и рполитами (до 20%). В верхней ее части увеличивается количество протокластитов и большую роль играют граувакковые турбидиты. Выше залегает группа Мисси — флювиоаллювиальные субграувакки и аркозы, трактуемые как предгорный веер (1,5—3 тыс. м). Возможно, среди вулканитов присутствуют и андезиты [Condie, 1982].

Таким образом, провинция Сьюэрипор окаймлена с севера и востока узким (50—100 км) троговым поясом, вытянутым на расстоянии не менее 2300 км. В его пределах развиты интенсивно дислоцированные осадочно-вулканогенные толщи с преимущественно основными вулканиками бимодальной серии. Вулканы тяготеют к верхней и средней частям разреза, тогда как нижняя сложена континентальными кластолитами. Присутствие верхних моласс не обязательно. Характерны чешуйчатые дислокации.

Зона Коронейши расположена на границе провинций Слейв и Бэр в северо-западной части Канадского щита (рис. 14). Здесь П. Хоффман

[Hoffman, 1973 и др.] выделяет «раннепротерозойскую континентальную окраину» и интерпретирует разрезы в стадиях развития. Рассмотрим его модель:

	Мощность, м
1. Докварцитовая стадия. Архейское основание перекрыто глинами с пластами доломитов и пачками основных вулканитов	Возрастает к западу от 20—80 до 250 и более
2. Кварцитовая стадия. Пестроцветные косослопстые ортокварциты, аллювиальные и прибрежные	Соответственно 140 и 750 (может быть 3 тыс.)
3. Доломитовая стадия. Мелководные шельфовые доломиты	500 и 1200
4. Предфлишевая стадия. Глинистые ламиниты	Около 80
5. Флишевая стадия. Грубые граувакковые турбидиты. Снос с запада (с батолита Хепберн)	Около 1,5 тыс.
6. Карбонатно-флишевая стадия. Карбонатно-глинистые ламиниты с прослоями граувакковых турбидитов. Снос с запада	Около 500
7. Молассовая стадия. Ламинитовые глины, алевролиты, карбонаты, средние и кислые вулканиты. Снос с запада	Более 500
8. Фангломератовая стадия. Крупные блоки — реликты грубой верхней молассы	

Зона интересна тем, что параллельно с ней развивались два интракратонных прогиба. Один из них расположен южнее архейского блока и назван П. Хоффманом авлакогеном Атапуску (синоним — Ист-Арм). В течение 1—3-ей стадий здесь в ограниченном разломе грабене формировались более грубые осадки полимиктового состава. Стадии 4—7 выражены так же, как в главной зоне, но их начало знаменуется интенсивным вулканизмом (потоковые базальты, основные туфы и пеллы, туфовые трубки; общая мощность вулканитов до 1400 м). Хорошо выражена моласса стадии 8, достигающая 4 тыс. м и локализованная в пределах упомянутого грабена.

Другой прогиб — авлакоген Батерст — расположен у северной границы провинции Слейв и Черчплл. Он сходен с описанным по типу строения и приуроченности к разломной зоне. В глубь провинции Черчплл оба прогиба выклиниваются.

Комплексы всех прогибов интенсивно дислоцированы и надвинуты на архейский блок по полого залегающие нижнепротерозойские отложения его окраин по субгоризонтальным поверхностям. Минимальная амплитуда смещения на западе оценивается в 60 км. В полосе, пограничной между провинциями Бэр и Слейв, расположены крупные батолиты Хепберн и Грейт-Бэр. С последним связаны комагматичные кислые вулканиты. Граниты датируются цифрами 1725—1855 млн. лет. В окружении батолитов комплексы метаморфизованы.

П. Хоффман сопоставляет с режимом активных континентальных окраин фактически только эпоху внедрения батолита Хепберн, но полагает, что она отвечает стадиям 4—8. Его трактовка интересна и правильна в главном, хотя детали ее спорны. В частности, аналогии с другими граничными поясами Северо-Американской платформы позволяют полагать, что развитие прогиба Коронейши — не следствие внедрения батолита Хепберн, а предшествует ему (об этом же говорит сопряженное развитие «авлакогенов»). Стадия активной континентальной окраины, характеризующейся условиями сжатия, наступает вслед за стадией развития граничного трога в условиях растяжения.

Другие граничные троговые пояса. На севере Западной Австралии расположены две нижнепротерозойские зоны — Кинг-Леопольд и Холлс-Крик, отделяющие плиту Кимберли от южной части платформы. Разрезы их близки и охватывают интервал 2150—1920 млн. лет назад. Разрез начинается потоковыми базальтами с прослоями рполитов. Затем после маломощной пачки кварцевых песчаников следуют шаровые базальтовые лавы с прослоями алевролитов. Выше залегает мощная толща турбидитов. Общая мощность группы Холлс-Крик оценивается в 7 тыс. м. Главный метаморфизм, достигающий на отдельных участках высокой степени, проявился 1920 млн. лет назад. Залегающие выше с несогласием кислые

вулканы Уайтуотер и связанные с ними посткинematические гранитоиды относятся уже к вулканическому поясу трансавстралийского распространения.

Зоны ориентированы друг к другу под углом около 90° (подобно сочленению ветвей Белчер и Флин-Флон Канадского щита), образуя входящий угол. На биссектрисе угла расположена перемычка между (вендско-?) фанерозойскими синеклизами Канинг и Унсо. Структура плиты Кимберли оценивается по-разному. Предполагается, что под ее чехлом залегают архейские породы или аналоги Холлс-Крик. В последнем варианте структурная позиция зон Холлс-Крик и Кинг-Леопольд объясняется позднепалеозойскими поступными движениями. В любом случае зоны разграничивают два принципиально различных блока и отвечают признакам типа граничных троговых поясов. Заметим, что в этом районе хорошо проявляется наложенный характер вулканических поясов более поздней генерации (вулканы Уайтуотер).

Возможно, к рассматриваемому типу надо отнести «Гвианский складчатый пояс» на севере одноименного щита. Его интерпретация как окраино-континентального дана А. Чоудхури [Choudhuri, 1980]. Непосредственным продолжением пояса в Африке является Бирримская область, разделявшая в раннем протерозое Западно-Африканский щит и Нигерийско-Ливийскую зону диахизиса [Муратов, 1979; Крбнер, 1977; и др.].

Условно в этот же тип мы включим зону Ломагунди, ограничивающую на северо-западе массив Зимбабве. Она сходна с зоной Коронейши, но, видимо, отвечает меньшей степени раскрытия. Состав комплекса в основном терригенный, а последовательность толщ не очень ясна из-за неравномерного метаморфизма, обилия надвигов и покровов, сложной складчатости. На архейском фундаменте, вероятно несогласно, залегают группа Пиривирн (филлиты, граувакки, черные графитовые сланцы, кремнистые кварциты; около 7000 м). Группа Деверас, как предполагают, занимает более высокое положение. Это средне- и грубозернистые континентальные кластоциты с прослоями и пакетами толентов базальтов, частыми у разломов (мощность до 5 тыс. м). Группа Ломагунди сложена кварцитами, строматолитовыми доломитами, чередованием аркозовых алевролитов и глинистых сланцев, на юге содержит базальты (1,5 тыс. м).

Основанием отнесения зоны к граничным трогам служит ее краевое положение относительно массива Зимбабве, хотя связь с западными структурами латерального ряда окончательно не ясна.

На Сибирской платформе аналоги граничных троговых поясов не известны. Вероятнее всего, такая зона может быть выделена вдоль меридиональной полосы, объединяющей Борсалинский и Субганский грабены. Эта полоса разделяет Иенгрский и Олекминский блоки щита, различия которых широко известны и весьма существенны. Амфиболовые сланцы, залегающие в нижней части разреза Субганского грабена, имеют литологическими предшественниками базальты и андезитобазальты, а вышележащие слюдяные сланцы — пелитовые отложения [Березкин, 1977]. Грабены расположены в зоне Верхне-Амгинского структурного шва.

Общая характеристика. Таким образом, выделенные граничные троговые пояса характеризуются многими общими чертами. Отметим их (частью повторно). Пояса разделяют крупные блоки, существенно различающиеся чертами строения и, следовательно, типом развития. Это сравнительно узкие (до 50—70 км в поперечнике) полосы, протягивающиеся иногда на расстоянии более 1 тыс. км. Разрезы обычно начинаются фалаховой формацией, сменяющейся карбостромовой. Выше следуют шаровые базальты и турбидитовые толщи. Мощность разреза быстро возрастает от краевых гомоклиналей щитовых массивов. В этом же направлении резко увеличивается содержание вулкаников. Последние принадлежат бимодальной серии, но кислые разновидности встречаются в подчиненном количестве.

Изоклинальные складки часто опрокинуты в сторону щитового массива и надвинуты на него по серии пологих чешуй. Метаморфизм может достигать высоких ступеней (гранулитовая фация?) при зональном типе.

Некоторые из поясов сопрягаются с поперечными (рифтогенными?) прогибами, быстро выклинивающимися по простиранию.

Все данные говорят об энсиалическом заложении поясов, быстром, неравномерном, но подчас значительном по масштабу спрединге с новообразованием океанской коры и быстрым же сокращении прогиба в результате складчатости. Большинство поясов развивалось в сравнительно узком интервале времени (2200—1900 млн. лет), пройдя несколько редуцированный цикл Уилсона. Заметим, что повторных проявлений этого цикла в граничных троговых поясах не фиксируется.

Поиски гомологов выделенных структур в фанерозое привели к выводу об их большом сходстве с краевыми офиолитовыми швами альпид [Ломизе, 1972]. Правда, в граничных троговых поясах практически нет самого существенного компонента офиолитовых швов — собственно офиолитовой триады, а есть только ее фрагменты, лишь намечаются гомологи цветного меланжа. Но все остальные черты «эвгеосинклипалей», структурное положение между крупными разнородными блоками, размеры и конфигурация очень близки. Это лишний раз свидетельствует о большой степени сжатия граничных трогов на стадии складчатости, а следовательно, и раскрытия — на стадии седиментации. Оценка этой степени пока не имеет методической основы.

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ СВЕКОФЕННСКОГО ТИПА

Своеобразие Свекофеннской области Балтийского щита подмечено очень давно. Широкое площадное распространение лептитов при подчиненной роли основных вулканитов, огромные масштабы гранитообразования, сложность структурного рисунка — все это выделяет Свекофеннскую область в ряду разновозрастных элементов. М. В. Муратов [1970, с. 56, 57] дает ей такую образную характеристику: «Свекофеннская система состоит из ряда сильно изгибающихся в плане синклинальных зон в виде дуг и петель, подобных которым нет ни в одной другой протерозойской системе... Между отдельными петлями и дугами... вместо средних массивов расположены обширные поля позднесвекофеннских гранитов, более молодых, чем окаймляющие их зоны». Эти особенности в известной мере напоминают неупорядоченные рисунки архейских складчатых областей, «как бы повторяя их эволюционный путь на ином хронологическом уровне» [Докембрий..., 1977б, с. 229]. И. Седерхольм, отметив отсутствие у «свиония» фундамента, склонился к сопоставлению его с фундаментом карелия.

Радиометрические исследования показали, что максимум геохимического возмущения как в карелидах, так и в свекофеннидах отвечает интервалу 1800—1900 млн. лет, что послужило основанием объединения их в комплекс свекокарелид. Лишь в последнее время от этой концепции, нивелирующей различия структурно-вещественных комплексов и игнорирующей природу геохимического возмущения, отказались.

Соотношения карельского и свекофеннского комплексов отчетливо выражены в Саво-Ладожской зоне, где метатурбидиты калевия несогласно перекрывают ятулий. Несогласие фиксируется в довольно узкой полосе, западнее которой калевий развит в поясе шириной в 70—80 км. Далее на запад эти турбидиты с пакетами шаровых базальтов сменяются более тонкими флишевыми толщами типичного свекофенния. Классический разрез последнего описан А. Симоненом [Simonen, 1980] в сланцевой зоне Тампере:

	Мощность, м
1. Кварц-полевошпатовые породы — лептиты (аркозы, граувакки и пирокластиты), граувакковые сланцы	Более 3 тыс.
2. Основные и средние вулканиты	1500—2200
3. Конгломераты и связанные с ними пласты граувакковых сланцев и аркозов	700—800
4. Основные вулканиты	Более 1000

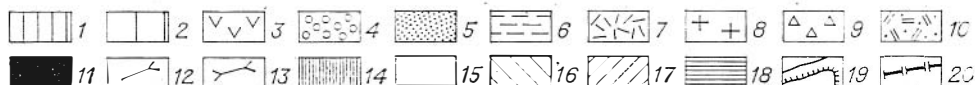
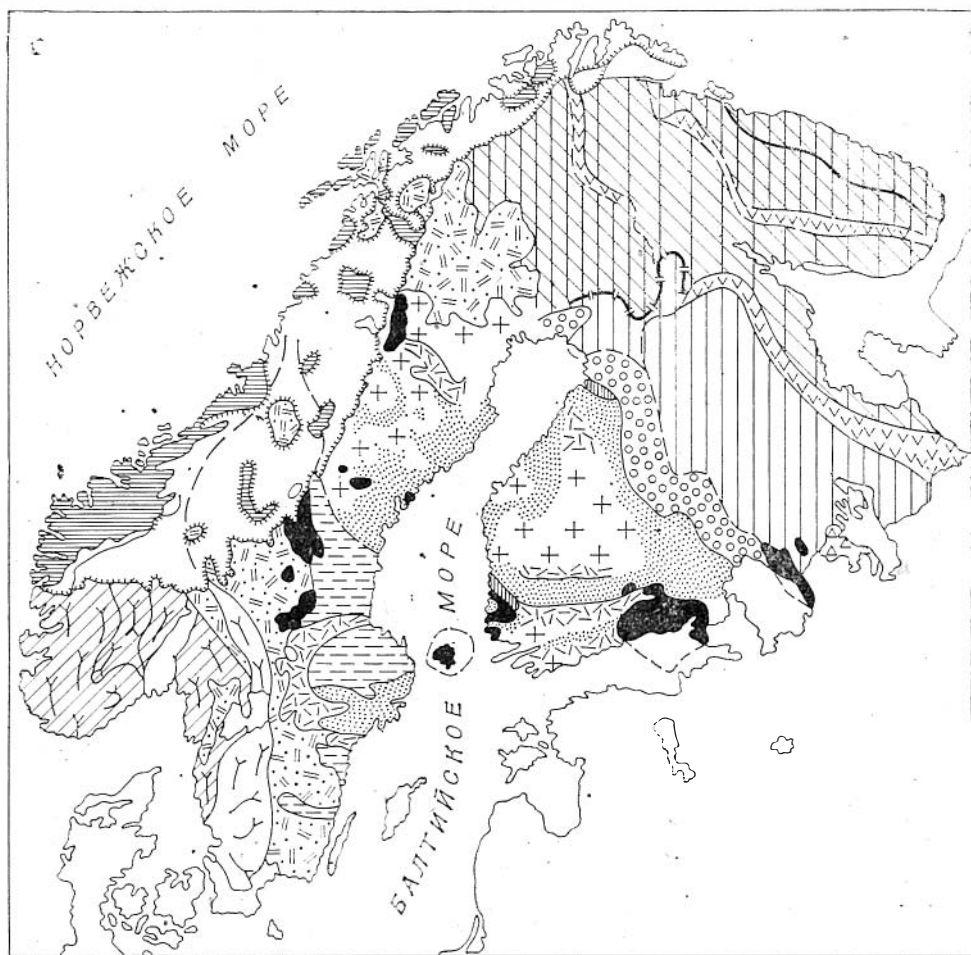


Рис. 15. Схема структуры протерозоя Балтийского щита (по [Тектоника..., 1978; Gaál, 1982; Wilson, 1982 и др.]).

1 — доятулийская континентальная кора Карельского, Кольского и Мурманского блоков; 2 — то же в Беломорской зоне; 3 — граничные троговые пояса; 4 — калевий (комплекс континентального склона); 5—8 — свекофенинский комплекс: 5 — глубоководные граувакки, (6 — шельфовые и субархальные толщи, 7 — вулканисты островных дуг, 8 — граниты; 9 — ведский внутриконтинентальный мульда); 10 — готий (вулcano-плутонический пояс Смоланд — Верmland); 11 — граниты рапак иви; 12 — «доготий»; 13 — дальсландий; 14 — ютний; 15 — верхний рифей — фанерозой; 16, 17 — зоны диахизиса: 16 — свекофенинского, 17 — дальсландского; 18 — переработанный докембри и в каледонидах; 19 — крупные разрывы (в том числе фронты шарьяжей); 20 — северо-западная граница Ятулийского бассейна.

Разрез характеризует граувакково-базальтовую градацию комплекса и отвечает нижним двум третям последнего. Обычно такая триада включает в себя нижнюю метаграувакковую, среднюю метавулканитовую и верхнюю метааргиллитовую части.

Иначе построен комплекс в Центральной Швеции, где он был выделен под названием ботния. Здесь [Гейер, 1967] нижняя часть сложена из сланцев, лептитов с прослоями мраморов и джеспилитов, а в верхней — граувакково-сланцевыми турбидитами. Новые данные [Wilson, 1982] показывают, что толщи могут составлять не единый разрез, а быть членами латерального ряда. В частности, по типам разрезов выделяются области континентальной и (или) пельфовой седиментации, островные дуги и морские бассейны. Турбидиты свойственны последним, а лептиты — островным дугам (рис. 15). Продолжение дуг уходит в Южную Финляндию.

Другая островная дуга, сложенная типичными известково-щелочными вулканитами и шельфовыми осадками, протягивается вдоль границы ленов Вестерботтен и Норботтен, отделяя Ботнийский морской бассейн Свекофеннской области от Карельского континента [Walser, Einarsson, 1982].

Свекофеннская область насыщена огромным количеством интрузивных гранитоидов. Среди них выделяются возрастные генерации. Синкинематические массивы сложены гранодиоритами и кварцевыми диоритами с небольшими телами габбро и перидотитов. Это граниты Хапаранда и Йори Швеции с возрастом около 1900 млн. лет. По составу к ним тяготеет самый крупный Центрально-Финляндский батолит, который, однако, прорывает свекофенские толщи, как и позднекинематические калиевые граниты, возраст которых ближе к 1800 млн. лет. Они отличаются более массивной текстурой, часто связаны с полями мигматитов и образуют купола. Синхронные интрузии затронули и смежную Карельскую область.

Породы свекофеннского комплекса метаморфизованы в различной степени — от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Иногда гранулиты считают образованиями фундамента свекофенид, но большинство геологов относит их к свекофенишо.

Древнейшие цифры в пределах области получены по обломочному циркону из метаграувакк района Тампере — около 2400 млн. лет. Однако внутриформационные конгломераты этого же района содержат гальку гранитоидов с цирконами, возраст которых примерно 1900 млн. лет [Simonen, 1980]. Верхний рубеж ятулия определен по цирконам диабазов в 2160 млн. лет [Gaál, 1982]. Поэтому принимается, что начало седиментации свекофенния приходится на интервал 2200—2100 млн. лет назад.

Радиометрические данные, следовательно, не дают никаких оснований предполагать наличие в области досвекофеннского фундамента. Об этом же говорят низкие первичные отношения изотопов стронция в кислых вулканитах и гранитоидах свекофенид.

Особого рассмотрения требует юго-западная часть щита, т. е. Свеко-Норвежская область. До недавнего времени предполагалось, что здесь присутствуют древние («доготские») комплексы карельского или даже докарельского возраста. Новые радиометрические данные [Welin, Gorbatschev, 1976; Gorbatschev, 1980; и др.] показали, что доготские гнейсы не имеют длительной коровой предистории и сформированы за счет кислых вулканитов и гранитоидов с возрастом 1690—1735 млн. лет. Поскольку эти авторы определяют возраст свекофеннской складчатости в 1750 млн. лет, очевидно, что «доготские» гнейсы синхронны свекофенскому комплексу.

В свете сказанного, Свекофеннская зона представляется областью широкого распространения островных дуг и разделявшихся ими морей, областью интенсивного новообразования континентальной коры в конце раннего протерозоя. Структурный рисунок области подчинен трем главным направлениям: север-северо-западному (край Карельского континента), субширотному (свекофенские дуги) и субмеридиональному (доготские дуги). Интерференция направлений обуславливает сложность рисунка, который наложил отпечаток и на более поздние этапы развития щита. Собственно свекофенское направление выражено и в поясе дисхлизиса, наложенном на континент, и в размещении интрузий гранитов рапакиви, а доготское — в развитии Готского вулcano-плутонического пояса (зона Смоланд-Вермланд) (см. рис. 15).

Вопрос о характере основания Свекофеннской области решается неоднозначно. Л. П. Салон [1979] считает выступами такого основания выходы гранулитов, М. В. Муратов [1973] обращает внимание на широкое распространение гранитоидов, которые рассматривает как анатектические. Х. Туоминен и соавторы [Tuominen et al., 1973] усматривают в области просвечивание более древнего рисунка. Во всех этих вариантах Свекофеннская область относится к энспалическим.

С другой стороны, энспалическую ее природу отстаивают геологи, разрабатывающие неомобилистские ходы [Piirainen, 1975; Gaál, 1982;

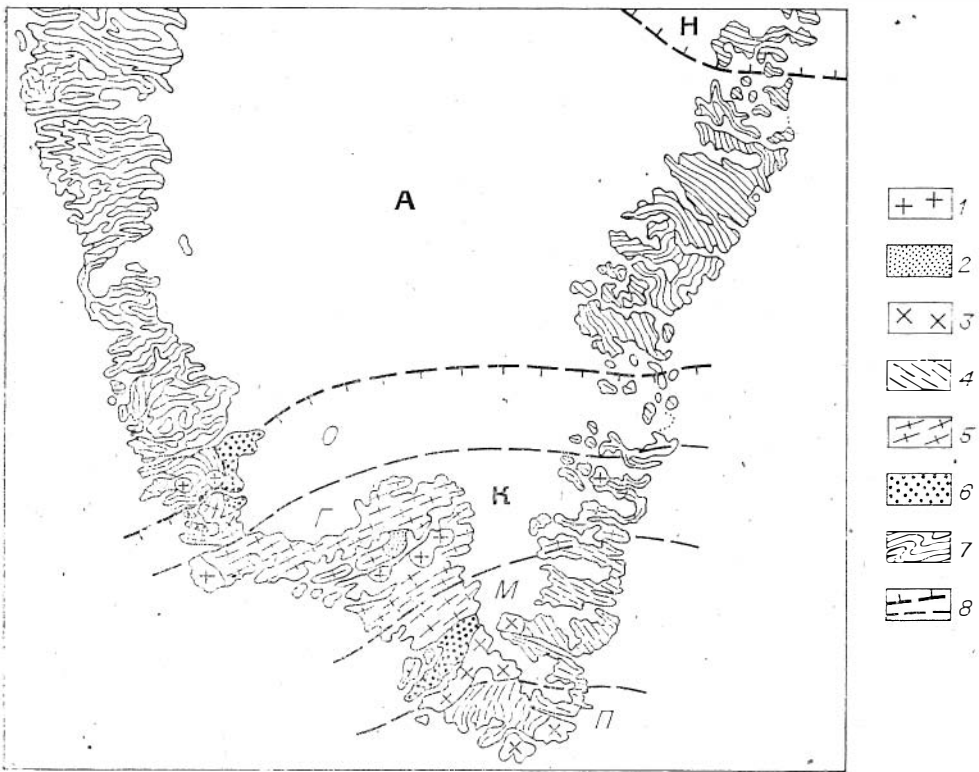


Рис. 16. Схема строения Южной Гренландии (по [Bridgwater e. a., 1973; Kalsbeek, 1982]).

Верхний протерозой: 1 — граниты, 2 — группа Гардар; нижний протерозой: 3 — граниты рапакиви, 4 — мигматиты, 5 — граниты и гнейсы, 6 — супракрупальные породы; 7 — архей; 8 — границы геоструктурных областей и зон. Буквами обозначены: Архейский блок (А); подвижные пояса — Нарсартунский (Н) и Кетилский (К); зоны Кетилского пояса — О — красная, Г — гранитная, М — мигматитовая, П — пластообразных пологих мигматитов.

Хаин, 1972; Тектоника..., 1978; Хейсканен, 1980; и др.]. Этот вывод подкрепляется радиометрическими исследованиями. Поэтому он был поддержан автором [Докембрий..., 1977б]. Следует только уточнить, что это не исключает возможности присутствия в основании островных дуг мелких спалических блоков, не дающих существенной добавки радиогенного материала в продукты вулканизма.

Полных аналогов Свекофеннской области на щитах древних платформ не известно. К. О. Кратц и соавторы [1980] сопоставляют с ней Кетилский мобильный пояс Южной Гренландии. Пояс расположен на самом юге Гренландии и граничит с Архейским (гнейсовым) блоком (рис. 16). В его пределах выделены четыре зоны, различающиеся по характеру строения [Bridgwater e. a., 1973; Kalsbeek, 1982].

Северная, пограничная с Архейским блоком зона названа краевой. Именно здесь хорошо сохранились нижнепротерозойские метаосадочные породы (группа Валлен, 1—1,5 тыс. м) и metabазальты с шаровой текстурой (группа Сортис, 4—4,5 тыс. м), залегающие на архее с отчетливым несогласием. В южном направлении быстро возрастает степень дислоцированности и метаморфизма при быстром же уменьшении мощности супракрупальных толщ, часто уже не отличимых от фундамента. Ширина зоны достигает 60 км. Южнее располагается зона гранитов (около 70 км в поперечнике). В ней преобладают граниты двух генераций: полосчатые с включениями гнейзов и реликтами средних вулканизов, отсутствующих в краевой зоне (возраст оценивается в 1850 млн. лет), и гомогенные (1750 млн. лет). Встречены редкие тела основных и средних интрузий.

Далее следует зона складчатых мигматитов, сложенная преимущественно осадками и вулканидами, метаморфизованными в высокой степени.

Она сменяется зоной пологих пластообразных мигматитов, где метаморфизм достигает гранулитовой фации и широко (до 50% площади) развиты граниты рапакиви с возрастом 1750 млн. лет. Ширина этих двух зон достигает 125 км.

Ранее предполагалось, что Кетилский пояс сложен переработанными архейскими породами, что принималось и автором [Борукаев, 1979]. Однако последние радиометрические исследования показали очень низкие первичные стронциевые отношения в гранитоидах, что противоречит представлениям об их анатектическом происхождении.

Наибольшее сходство Кетилский пояс обнаруживает с Саво-Ладокской зоной Свекофеннской области и, по-видимому, тоже маркирует край раннепротерозойского континента. Зону гранитов и более южные зоны следует рассматривать как участки новообразованной континентальной коры, возникшей в конце раннего протерозоя.

Некоторые черты сходства с Кетилским имеет Ринкский мобильный пояс Западной Гренландии, но здесь присутствуют большие блоки архейских пород (например, гнейсы Уманак), а в нижнепротерозойской толще отмечено значительное количество мраморов, практически отсутствующих в Свекофеннской области.

В связи с изложенным рассмотрим вкратце строение Становой зоны Алданского щита. Д. С. Коржинский [1936] считал, что зона сложена архейскими породами, прошедшими стадию диафтореза. Эти взгляды получили широкое признание. Позже Н. Г. Судовиков, А. Н. Неелов, Ю. К. Дзевановский и др. выделили Становую зону в качестве подвижного нижнепротерозойского пояса, основываясь на присутствии здесь пород, прогрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации и отставшая молодость этого комплекса относительно алданского. Затем в поясе были обнаружены породы гранулитовой фации, слагающие значительные площади (например [Шульдинер, 1969; Карсаков, 1973]), трактуемые как реликты основания пояса. По мере детализации исследований площади этих «реликтов» постоянно увеличиваются.

В последних работах дальневосточных геологов строение Становой зоны представляется в следующем виде [Тектоническое районирование..., 1979; Годзевич, 1981] (см. рис. 12).

От северных блоков Алданского щита зона отделена широкой долой разрывов (в том числе и пологих надвигов), сопровождающейся мощными диафторитами и протянувшейся в субширотном направлении. Южнее расположена серия блоков, сложенных породами гранулитовой фации высоких давлений (чогарская субфация), составляющая северную часть внешнего пояса. В его южной части блоки гранулитов чередуются с прогибами, ориентированными к общему простиранию пояса диагонально и сложенными становым комплексом, прогрессивно метаморфизованным в условиях амфиболитовой фации. В расположенном южнее внутреннем поясе явно преобладают породы станового комплекса (усть-гилуиская серия), главным образом метавулканы основного состава. Простирание вновь согласуется с общим для зоны.

Стратиграфия разработана недостаточно. Гранулитовый комплекс относят к нижнему архею по аналогии с алданским. Указывается, что его нижняя часть сложена основными и местами ультраосновными кристаллосланцами, средняя — глиноземистыми гнейсами и кварцитами, а верхняя — гнейсово-сланцевыми толщами, в верхних частях которых возрастает количество кварцитов и появляются мраморы. Разрезы станового, предположительно верхнеархейского, комплекса коррелируются еще хуже. В усть-гилуиской серии [Годзевич, 1981] в основании преобладают роговообманковые кристаллосланцы основного и среднего состава, в средней части появляются биотитовые, двуслюдяные и высокоглиноземистые гнейсы, а верхняя характеризуется смешанным составом. В тунгирской, иликанской и удско-майской сериях преобладают биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы и появляются карбонатные породы (например, мраморы в лавлинской свите).

Часто отмечается, что «по характеру разреза, особенностям магматизма и метаморфизма становой комплекс резко отличается от нижнепротерозойских образований» [Тектоническое районирование..., 1979, с. 37]. Однако строение разрезов не препятствует тому, чтобы считать их разновозрастными образованиями, метаморфизованными в разной степени. Что же касается особенностей магматизма (в особенности питрузивного) то они действительно заслуживают обсуждения.

Ультраметабазитные древнестановые граниты имеют явно синкinemатический характер. Это согласные тела автохтонного типа с размытыми границами. Позднестановые граниты в отличие от них резко очерчены, гомогенны. Преобладающие цифры, датирующие эти граниты, отвечают интервалу 1740—1900 млн. лет [Тугарinov, Войткевич, 1970], причем сходимые цифры получены разными методами. Поэтому многие геологи [Лейтес, Федоровский, 1977; Докембрий..., 1978; Тектоническое районирование..., 1979] относят завершение развития Становой зоны к концу раннего протерозоя.

Если считать становой комплекс верхним археем или переработанным нижним, то гранитообразование надо связывать с диасхизисом [Докембрий..., 1977б]. Другой вариант предлагают М. З. Глуховский и В. М. Моралев [Докембрий..., 1978]. Они думают, что зона сохранила мобильность от катархея до конца раннего протерозоя.

Однако сопоставление с зонами свекофеннского типа допускает третий, на наш взгляд, не менее правдоподобный вариант. Сходство Становой зоны с описанным заключается в гомологичном положении в латеральном ряду структур, общем характере латеральных и вертикальных рядов формаций, пятипестом распределении пород гранулитовой фации, взаимоотношениях метаморфолитов с гранитоидами, наличии двух генераций последних с разрывом в возрасте в 100—150 млн. лет и др. К этому можно добавить тесную пространственную ассоциацию с более поздними наложенными вулканическими поясами акитканского типа.

Основанием для отнесения гранулитов Становой зоны к нижнему архею была корреляция с гранулитовым же (правда, другой субфации) алданским комплексом. Заметим попутно, что архейский возраст последнего предполагался Д. С. Коряжским на основании корреляции с группой Гренвилл, возраст которой ныне определен как среднерифейский. «Древние» датировки алданского комплекса, как неоднократно подчеркивал А. И. Тугарinov, не корректны методически. В частности, для пород гранулитовой фации не пригоден $Pb - Pb$ изохронный метод, завышающий возраст [Галимов, Бибикова, 1979]. Завышение дает часто и $K - Ar$ метод (амфиболы, базиты и др.) [Семихатов, 1974] и даже $Rb - Sr$.

В пределах Становой зоны древнейшие цифры имеют по апортозитам Джугджурского массива. Цифра 2500 ± 200 млн. лет приводится В. Н. Мошкиным [1980], но она получена $Pb - Pb$ изохронным методом. Более надежные измерения $U - Pb$ методом показали сходимые цифры около 2300 млн. лет [Тугарinov, Войткевич, 1970]. Таким образом, присутствие, а тем более широкое распространение архея в Становой зоне не доказано. Его нельзя и отрицать, но наиболее вероятным представляется, что большая часть гранулитовых толщ зоны принадлежит глубоко метаморфизованному нижнему протерозою.

Сумма данных позволяет отнести Становую зону к зонам свекофеннского типа. Важным следствием из этого будет фиксация южной окраины раннепротерозойского Сибирского континента.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА АКИТКАНСКОГО ТИПА

Характерным элементом структуры докембрия являются вулканические пояса. Некоторые из них входят составной частью в складчатые зоны (питрактонные, перикрактонные), другие имеют самостоятельное значение. Последние широко распространены на территориях всех

Рис. 17. Положение Аkitканско-го вулкано-плутонического пояса в Прибайкалье (по материалам ВСНИИГГнМС, 1981 г.).

1 — Сибирская платформа; 2 — складчатые области; 3, 4 — аkitканская серия и прельский гранитоидный комплекс (3 — в выходах на поверхность, 4 — под платформенным чехлом); 5 — стважины, вскрывшие породы пояса.



континентов и в своем большинстве отвечают узкому временному интервалу близ рубежа раннего протерозоя и рифея.

Внимание к ним усилилось после выделения Е. К. Устевым мезозойского Охотско-Чукотского и А. А. Богдановым палеозойского окраинного (краевого) вулканического пояса Центрального Казахстана. В последнее время усматриваются явные аналогии этих поясов с активными континентальными окраинами андского типа, подробное описание которых в советской литературе дано М. Г. Ломизе [1980; и др.].

Наиболее ярким представителем докембрийских вулканических поясов является Аkitканский пояс Прибайкалья, детально изученный А. А. Бухаровым и другими [Бухаров, 1973; Докембрийские вулканические структуры..., 1979]. Длина пояса определяется А. А. Бухаровым в 1 тыс. км., наибольшая ширина с учетом перекрытой части — в 70—80 км. Однако ширина должна быть несколько увеличена, поскольку в фундаменте прилегающей части Иркутского амфитеатра располагаются связанные с формированием пояса гранитоиды в виде изолированных тел (рис. 17).

В Аkitканском хребте разрез одноименной серии начинается домугдинской свитой, залегающей на подстилающих складчатых толщах с несогласием. Свита сложена трахитовыми, трахандезитовыми и трахидацитовыми порфирами с горизонтами и пачками аркозовых песчаников и черных алевритов (местами до 30%). Подчиненное значение имеют андезитовые, фельзитовые и кварцевые порфиры. Мощность доходит до 4 тыс. м. Порфиры нередко переходят по простиранию в гнабиссальные тела граноспелит-порфиров I фазы прельского интрузивного комплекса. Вышележащая чайская свита представлена толщей песчаников и конгломератов мощностью до 3,5 тыс. м. В небольшом количестве присутствуют туфогенные породы.

В Байкальском хребте чайская свита фацально замещается хибеленской, построенной сложнее. В нижней ее части преобладают рiolиты, кварцевые порфиры и игнимбриты, чередующиеся с резко подчиненными песчаниками и хлорит-мусковитовыми сланцами. Количество пирокластических и игнимбритов увеличивается вверх по разрезу. Эта часть толщи прорвана граноспелитами и гранитами рапакиви II фазы прельского комплекса. Средняя часть сложена преимущественно терригенными породами, разнообразными по структуре, с редкими горизонтами туфов, базальтовых порфиритов и кварцевых порфиритов. Верхняя часть представлена сложной, фацально изменчивой толщей пирокластических, терригенных и эффузивных пород с преобладанием кварцевых и фельзитовых порфиритов и игнимбритов. Границы подразделений, видимо, диахронны, общая мощность свиты превышает 4—5 тыс. м. Толща прорвана гранитами и грауфитами III фазы прельского комплекса (рис. 18).

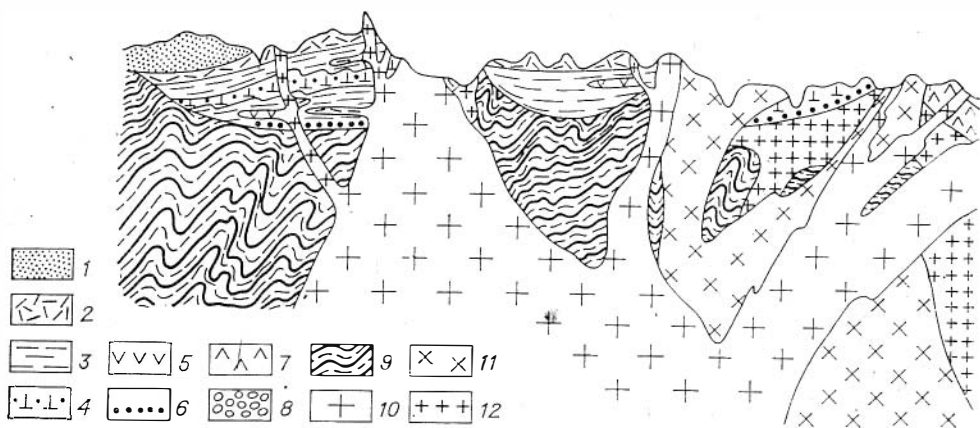


Рис. 18. Генерализованный продольный геологический разрез Северо-Байкальского вулканического пояса ([Бухаров, 1973] с упрощениями).

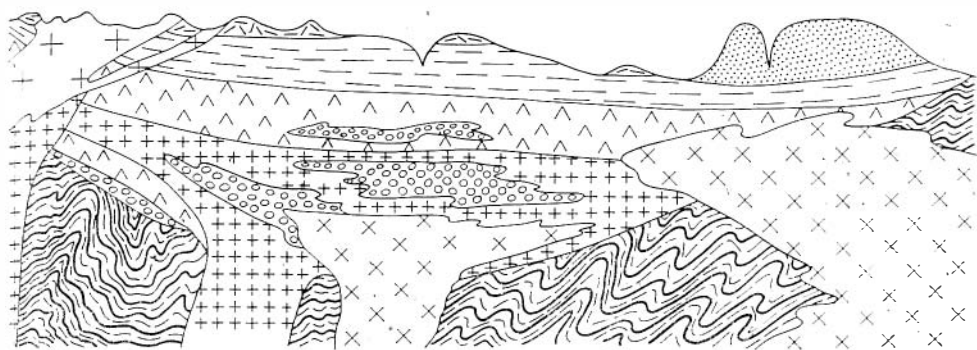
1 — тепторгинская свита; 2—6 — хибеленская и чайская свиты; 2 — эффузивные породы кислого состава, 3 — терригенные породы, 4 — пирокластические образования, 5 — базальтовые порфири-

Таким образом, пояс сложен ассоциацией вулканических (андезито-дацитовая, трахириолитовая, риолитовая формации), осадочных континентальных (фалаховая, молассоидная) и плутонических (гранитоиды) пород, отвечающей вулкано-плутонической ассоциации Е. К. Устиева. Прельский комплекс представлен как крупными массивами типа батолитов, так и малыми субвулканическими телами. Характер вулканизма субсеквентный.

Пояс образован серией межразломных моноклиналей, в которых пласты наклонены иногда очень круто. Однако следов альпийской складчатости нет. Чешуи акитканской серии находятся в аллохтонном залегании на более молодых образованиях Иркутского амфитеатра, будучи перемещены уже в раннем палеозое. Возраст акитканской серии оценивается в 1700 ± 35 млн. лет [Нижняя граница..., 1978].

В Улканском прогибе юго-восточной части Сибирской платформы на кристаллическом основании с несогласием залегают близкая по составу толща [Гамалея, 1968; Константиновский, 1974, 1982; и др.]. Базальная топориканская свита кварцевых песчаников, кварцитов и гравелитов (фалаховая формация) с прослоями лав основного и среднего состава общей мощностью в 200 м сменяется улканской, сложенной трахибазальтамп, трахиандезитами, андезитовыми порфиритами и трахитами с подчиненными пакетами песчаников (300—400 м). Главную часть разреза (2,5—4 тыс. м) составляют кварцевые порфиры, фельзиты, кварцевые ортофиры и игнимбриты элгэтэйской свиты. В небольшом количестве она содержит также аркозовые и реже полимиктовые песчаники, а также базальтовые порфириды, трахидолериты и трахиандезиты. Вулканы этого состава вместе с грубозернистыми песчаниками слагают залегающую с несогласием бириндинскую свиту (до 600 м), завершающую разрез комплекса. Элгэтэйская свита прорвана Улканским плутоном гранитов рапакви. Возраст улканской серии, видимо, около 1800, а гранитоидов — 1650 млн. лет (рис. 19).

Контуры пояса в этом районе не ясны. А. А. Константиновский [1974] прямо сопоставляет с описанным разрез Билякчанского грабена, вулканы приустьевой части р. Учур. Он предполагает также распространение улканских толщ под рифейскими Учуро-Майским прогибом и Маркьюэльской впадиной. Обломки кислых эффузивов, сходных с улканскими, обнаружены в мезозойских конгломератах приленской части Сибирской платформы. Вряд ли, однако, комплекс, слагающий пояс, протягивается единой полосой, подобно акитканскому. Скорее, он сохранился в отдельных прогибах и впадинах, ориентированных по-разному, но в целом составляющих широкую полосу субмеридионального простирания.



ты, 6 — базальные слои хибеленской свиты; 7, 8 — домугдинская свита: 7 — трахпандезиты и андезитодациты, 8 — терригенные породы; 9 — фундамент пояса; 10—12 — гипабиссальные интрузии прельского комплекса (10 — третьей, 11 — второй и 12 — первой фаз).

На Алданском щите вулканитов, синхронных улканским и акитканским, нет. Однако в районе Удоканского прогиба широко развиты интрузии кодарских гранитов рапакиви.

Другой крупный пояс подобного типа может быть намечен на западной окраине Русской платформы. В зоне Смоланд-Вермланд [Gorbatschev, 1980; Горбачев, 1980; Nyström, 1982; и др.] пояс сложен нескладчатым субиотнием. Это серия Дала (аркозовые и кварцевые песчаники, риолиты, игнимбриты, туфы, конгломераты и брекчии, редкие прослои основных эффузивов в нижней части). С ней тесно связаны одноименные порфиры и граниты рапакиви. Надежные радиометрические датировки отвечают интервалу 1700—1600 млн. лет назад. Массивы рапакиви финляндской и советской частей щита (Аланд, Выборгский и др.) датируются в последнее время несколько другими цифрами, но, по-видимому, входят в эту же ассоциацию. Некоторые рапакивиподобные граниты (Рагунда-Нордпингро моложе — около 1450 млн. лет.

На севере зона Смоланд-Вермланд перекрыта каледонскими шарьяжами и обнажена лишь в тектонических окнах. В южном направлении на ее продолжении в Белоруссии выделяется близкая по возрасту житковичская свита (метаэффузивы риолит-дацитового, трахпандезитового и диабазового состава, метапирокластиты, кварциты и сланцы), а также кварцевые порфиры и порфиroidные гранитоиды [Пап, 1977]. По крайней мере частично эти образования коррелируются с вулканогенно-осадочной пугачевской серией и коростеньскими гранитами рапакиви Украинского щита, а возможно, и с овручской серией [Геохронология..., 1965]. Рапакиви слагают также Корсунь-Новомиргородский массив и обнаружены в приазовской части щита. На территории КМА развит синхронный им лискинский комплекс нормальных и аляскитовых гранитов.

Р. З. Левковский [1975] связывает указанные выходы в две «мегакольцевые структуры» Балтийского и Южно-Русского кратонов. Вероятнее, однако, что они образуют единую дугообразную полосу, выпуклую к западу и, быть может, нарушенную по линии Вольно-Полесского и Среднерусского грабенов.

Близкий по составу и строению вулканический пояс протягивается на севере и западе Австралийской платформы. В зоне Холлс-Крик в ассоциацию входят вулканиты Уайтуотер (риолиты, пепловые туфы, вулканические брекчии и конгломераты с горизонтами силликлитов и граувакк), гипабиссально-интрузивные порфиры Костлэро-Хилл и порфиroidные граниты Бау-Ривер. Возраст вулканитов 1940 ± 110 млн. лет [Precambrian..., 1981]. Их аналогами в зоне Пайп-Крик являются вулканиты Эдпт-Ривер, субвулканические кварцевые порфиры и комагматичные им граниты Каллен, Фейтон, Оллиа-Крик и др. Южнее, огибая с юга блок Стерт, протягивается цепочка синхронных указанным и близких им

по составу штоков гранитов и кварцевых порфиров, а в районе Теннант-Крик отмечены гни姆бритовые вулканические трубки. Кислые вулканы входят в состав группы Дейвенпорт. Восточнее аналогичные породы (вулканы Клиффдейл) и связанные с ними граниты датированы 1730 млн. лет [Precambrian..., 1981]. Крайние к востоку выходы обнажены в зонах Лоун-Хилл и Маунт-Айза. Это кислые вулканы (порфириты) и связанные с ними кварциты групп Лейкхардт и Аргилла, прорванные гранитами Колкадун, Иви и Уонга с возрастом около 1700 млн. лет. В восточном направлении в толще быстро увеличивается содержание терригенных пород.

На всем протяжении пояса вулканы довольно полого залегают с несогласием на подстилающих породах, будучи осложнены лишь приравненной складчатостью и метаморфизованы лишь в контактовых зонах интрузий.

Пояс протягивается далее на юг под чехлом рифейских и палеозойских пород, ибо примерно на его простирании в Южной Австралии обнажены кварциты и порфиры Муэйби, образующие с гранитами Чарлстон и Беркитт сходную вулкано-плутоническую ассоциацию. Правда, возраст последней (1600—1500 млн. лет) несколько меньше. Граниты рапакиви р-на Маунт-Пейнтер, тесно связанные с порфирами Пенегуна [Thomson, 1966], не датированы (перекрываются верхним рифеем).

Возможно, рассматриваемый пояс протягивается и далее, вдоль окраины Росской складчатой области Антарктиды. Здесь в верховьях ледника Скотта обнажаются заведомо докембрийские рапакиви [Katz, Waterhouse, 1970], а на плоскогорье Ричер (западная часть Земли Королевы Мод) дорифейская часть чехла сложена аркозовыми, полимиктовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями туфогенных пород и вулканистов [Объяснительная записка..., 1976]. Не исключено, что на продолжении этого же пояса находится массив рапакиви Лаврас в еще плохо изученной части Бразилии, а далее пояс протягивается вдоль южной ветви зоны Парагвай — Арагуайя в зону рондонид [Precambrian..., 1981]. Здесь серия Уатума сложена аркозовыми песчаниками, тонкими граувакками, туфами кварцевых порфиров. Ранее она относилась к палеозою как и ее гомолог — серия Лаврас, но радиометрические измерения показывают возраст в пределах 1550—1600 млн. лет [De Montalvão e. a., 1979]. Другая ветвь отходит на р. Тапажос, где толща представлена туфами, гни姆бритами и риодацитовыми лавами, пронизанными дайками риолитов. Этот район уже находится в непосредственной близости к другому вулканическому поясу, протягивающемуся на северной окраине Южно-Американской платформы.

Последний начинается, видимо, на территории штата Амапа Бразилии и идет через Гвиану, Суринам и Гайану в Венесуэлу. В разных странах слагающие его толщи имеют разные названия, а их изученность еще довольно слаба. В штате Амапа пояс представлен только карибским комплексом гранитов, коррелирующимся с «гранитами 2 и 3» Гвианы и Суринама (1800—1900 млн. лет) [Choubert, 1974]. В Суринаме с ними ассоциируются риолиты Дальбана (1810 млн. лет) [Priem e. a., 1971]. По составу и возрасту им отвечает группа Куовини Южной Гайаны. К северу она замещается кислыми и средними лавами, туфами и комагматическими гранофирами и порфирами группы Ивокрама (1915 млн. лет) и далее ортокварцитами и конгломератами Мурува. В Венесуэле эти образования включаются в поле трансамазонских гранитоидов, среди которых описан массив рапакиви Паргуаса.

На Северо-Американской платформе сходная ассоциация развита в Пеннокской (Южной) провинции [Van Schmus, 1976; Кинг, 1979; и др.]. На нижнепротерозойских образованиях, дислоцированных в пеннокскую эпоху (1950—1850 млн. лет назад), и прорывающих их гранитах Катлер (более 1750 млн. лет) с несогласием залегают риолиты, тесно связанные с гранитами и датироваемые цифрами 1780—1800 млн. лет (рис. 20). Выше (или частично фацально замещающая их) следуют кварциты, распространенные в штатах Висконсин, Миннесота и Южная Дакота. Все эти толщи мета-

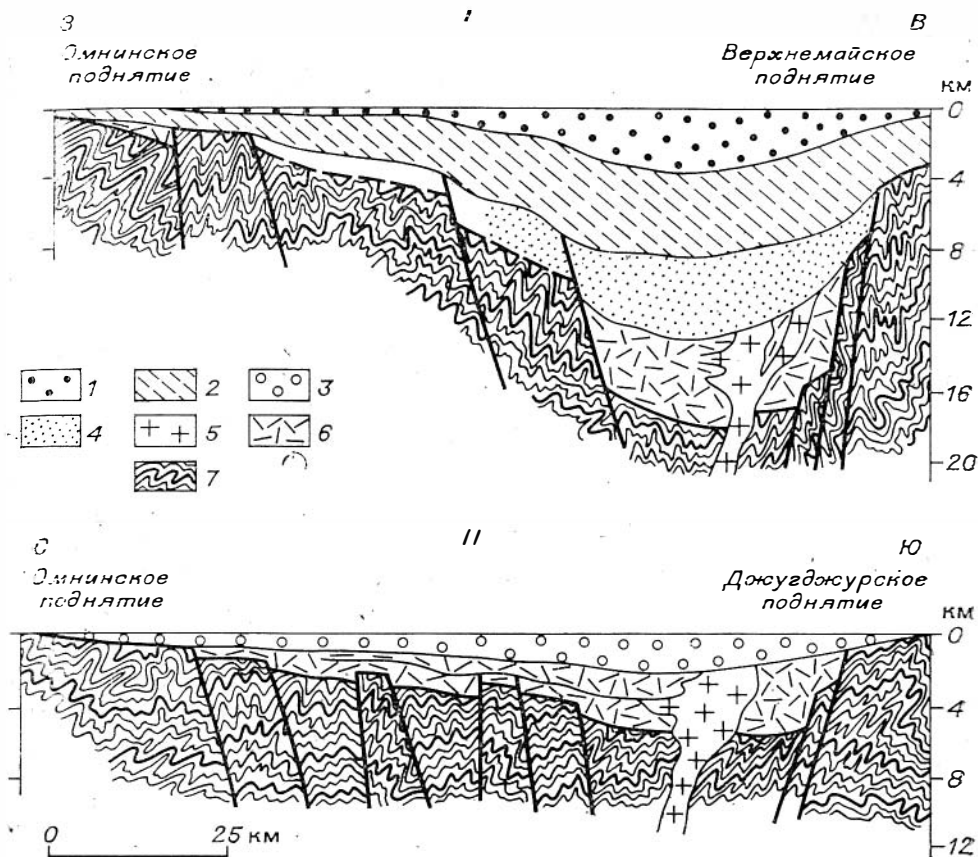


Рис. 19. Схематические разрезы через Юдомо-Майский (I) и Биликчанский (II) прогибы [Константиновский, 1982].

1—3 — рифей: 1 — верхний, 2 — средний, 3 — нижний; 4 — биликчанская серия среднего протерозоя (?); 5 — субвулканические и щелочные интрузии среднего протерозоя; 6 — вулканико-осадочные толщи среднего протерозоя; 7 — архейский кристаллический фундамент.

морфизованы в низкой степени, но дислоцированы слабо, а также прорваны массивом гранитов рапакиви Вулф-Ривер (1500 млн. лет). Пояс метаморфизма этого возраста протягивается в субширотном направлении к полуострову Лабрадор. Здесь развиты группы Брус-Ривер (1528 млн. лет) [Вагаар, 1981], Летиция-Лейк и Айлик. Они сложены кварцевыми порфирами, туфами, кварцитами, порфиритами с конгломератами в основании. Толща интродирована анортозитами и связанными с ними рапакиви. Можно полагать, что указанные участки представляют собой реликты некогда единого вулканического пояса.

Рассмотренные пояса имеют глобальные масштабы. Наряду с ними на щитах платформы встречаются и более мелкие, но сходные по структурно-вещественным комплексам. К их числу могут быть отнесены, например, порфиры (риолиты) и кварциты Ндембера, Кигома, Кейт и Марунгу с возрастом 1900—1800 млн. лет и, возможно, связанные с ними рапакиви [Нагрум, 1960], которые, правда, могут оказаться и более древними. Сходные толща обнажаются в щите Регибат (группы Аюн-Малек, Эглаб), в Мавританской складчатой зоне (группа Панампу), на западе Леоно-Либерийского массива (группа Тарква) [Салоп, 1977]. Кислые вулканы группы Ла-Бин (1870 млн. лет) и перекрывающей ее группы Слон, возникшей вслед за деформацией батолита Грейт-Слейв, тоже образуют часть пояса. [Нилдебранд, 1981] на северо-западе Канадского щита.

Вдоль северного ограничения Северо-Китайской платформы протягивается ряд массивов рапакиви [Ли Ру, 1965]. В Пхеннамской синеклизе, лежащей примерно на восточном продолжении пояса, порфириты ассоциируются с подчиненными кварцитами и филлитами.

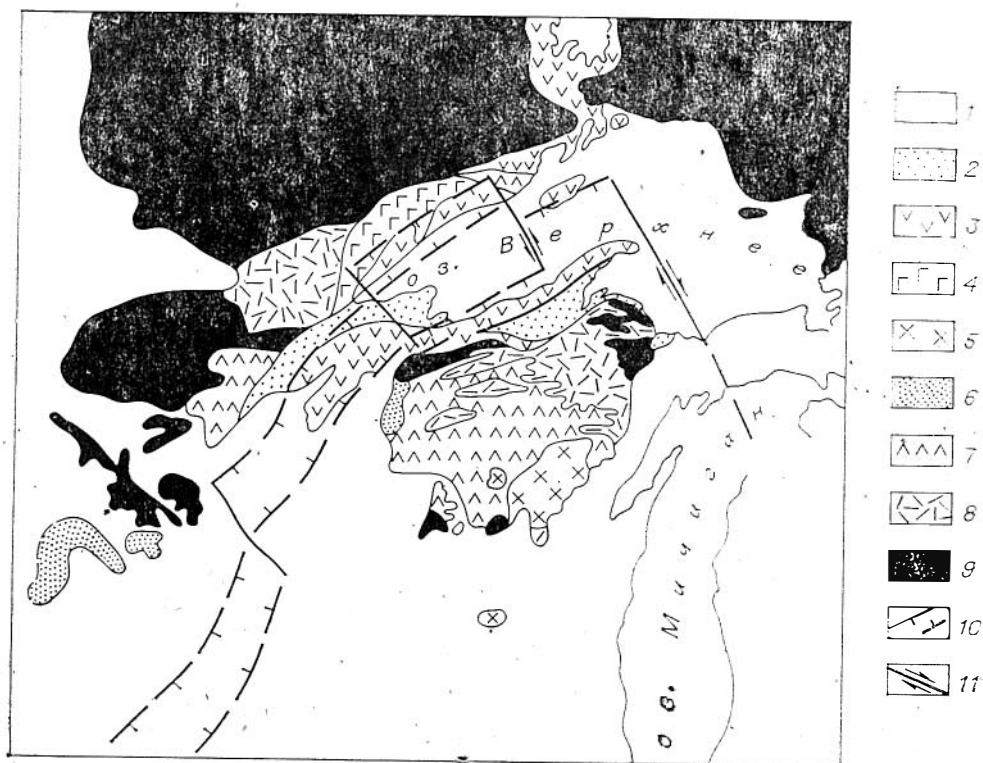


Рис. 20. Схема строения западной части района Великих озер (по материалам [Van Schmus, 1976; Кларк, 1979] и др.).

1' — фанерозой; 2—9 — докембрий: 2 — песчанники Джекобсвилл и гомологи, 3 — надгруппа Кивино, 4 — основные интрузии Дулут и Меллен, 5 — постквинематические плутоны, 6 — кварциты Спу, 7, 8 — пеноскые образования (7 — интрузии и метаморфолиты, 8 — вулканиты и осадочные породы), 9 — архей; 10 — границы рифтов; 11 — трансформные разломы.

В известной мере с описанными ассоциациями сходны образования поясов Матсап и Ватерберг Южной Африки, что отмечалось в интересной сводке В. М. Моралёва и соавторов [1979], но здесь осадочные породы преобладают над вулканитами, которые отличаются сильным щелочным уклоном и средней кислотностью. Изолированные выходы рапакиви, внедрившихся примерно синхронно с описанными, находятся в зоне Фрейзер Западной Австралии, в южной Гренландии.

Вулкано-плутонические ассоциации близкого возрастного уровня обнаруживаются и в фанерозойских складчатых поясах, главным образом в пределах крупных срединных массивов. Особенно представительны они в Центральном Казахстане. В Улутау это майтубинская серия порфиритов и уштобинская свита кварцитов, в Кокчетавском массиве также порфиритовая кууспекская свита [Филатова, 1976]. Гранитоидеи майтубинской серии и несколько более молодые карсакпайские спенилы, по новым данным [Филатова и др., 1982], датируются соответственно цифрами около 1800 и 1690 млн. лет. Несколько более молодая или синхронная упомянутой порфиритово-кварцитовая ассоциация широко развита в Атасу-Мейнтинском междуречье [Зайцев и др., 1980], а также в Бурунтавском поднятии [Маркова, 1961]. Толщи здесь интенсивно дислоцированы, образуют серии лежащих изоклинальных складок с осевыми поверхностями, также изогнутыми в складки.

На Таймыре [Погребинский, 1971] аналогичная ассоциация входит в состав «среднего комплекса». В верхней части чукчинской свиты и в лаптевской свите преобладают порфириты, ассоциирующиеся с кварцито-видными аркозовыми песчанниками, местами красноватыми. В меньшем количестве встречаются порфириты, спилиты, филлиты. В основании толщ предполагаются несогласия, иногда скрытые. Комплекс прорван мета-

морфизованными порфировидными гранитоидами. Один из массивов, находящийся в восточной части мыса Челюскин, представляет пластиннообразным телом, смятым в складки в согласии с вмещающими толщами. В этом отношении он отчасти сходен с Кодарско-Кеменским дополитом. Возраст комплекса не совсем ясен, но чаще всего определяется как дорифейский [Кабаньков, Соболевская, 1981].

На Енисейском крыже концу раннего протерозоя отвечают таракские гранитоиды. Связанных с ними кислых вулканитов нет, а по составу пинтрузии скорее отвечают известково-щелочной серии островных дуг.

К дорифейской вулканоплутонической ассоциации могут относиться лептиниты Гранулитовых гор и их гомологи в Чешском массиве. Кстати, эти районы лежат на непосредственном продолжении к югу зоны Смоланд-Вермланд. Гнейсы нахимовской свиты Ханкайского массива, возможно, имеют литологическими аналогами кислые вулканиты [Докембрий..., 1978]. На массиве Колорадо кварциты Мазатцал составляют непрерывный разрез с подстилающими их риолитами Ред-Рок, которые датруются цифрой 1715 млн. лет [Кинг, 1979]. Сравнительно недалеко от этих выходов в бассейне р. Колорадо расположены тела гранитов рапакиви, возраст которых не очень ясен.

Таким образом, все упомянутые пояса и изолированные площади определенно имеют черты сходства и заслуживают выделения в качестве особого типа геоструктурных областей. Главными его чертами являются преимущественно кислый (риолитовый) состав вулканитов, их континентальный характер и тесная связь с субвулканическими телами кварцевых порфиров, обычная ассоциация этих пород с высокозрелыми кластолитами (кварцитами) и аркозовыми песчаниками. Среди вулканитов присутствуют игнимбриты, туфы, подчиненную роль играют породы среднего и основного состава. Часто с этой ассоциацией парагенетически связаны граниты рапакиви. Толщи в большинстве не складчатые, залегают на подстилающих с угловым несогласием.

Линейная форма и глобальные масштабы некоторых поясов несомненны (Австралия, юг Сибири). В других случаях в пояса могут быть связаны отдельные изолированные области распространения комплексов. Например, в такой пояс следует объединить вулканиты Колорадо, Пеннокской провинции, Южного Лабрадора и рапакиви Южной Гренландии. Возможно, область распространения комплекса в Центральном Казахстане была связующим звеном между поясами юга Сибирской и Русской платформ.

Границы комплексов диахронны. Во-первых, они изменчивы для разных поясов. Во-вторых, даже в пределах одного пояса при хорошей радиометрической изученности улавливается их скольжение. В Австралии, например, пояс омолаживается с севера на юг от 1960—1800 до 1650—1450 млн. лет. Вероятно, возрастное скольжение происходило и в поперечном к простиранию пояса направлении. Так, на широте зоны Маунт-Айза вулканогенный комплекс формировался в интервале 1750—1650, а затем много восточнее (вулканиты Кройдон массива Джорджтаун) — 1450—1400 млн. лет назад. Возможно, это явление связано с «перескоком» границы пояса.

Судя по имеющимся данным, интервал формирования каждого пояса составлял от 100 до 200—250 млн. лет, но вся эпоха их образования охватывала интервал 400—500 млн. лет (примерно от 1950 до 1450 млн. лет назад).

Все эти черты неизбежно приводят к выводу об аналогии рассмотренных вулканических поясов с таковыми активных континентальных окраин андского типа. Правда, аналогия эта не полная.

В Андском поясе — единственном представителе типа современных активных окраин — М. Г. Ломизе [1980] выделяет три стадии (названные им типами). На первых двух стадиях среди вулканитов преобладают андезиты, а сопутствующие пинтрузии представлены графодиоритами, тоналитами, монцонитами. Риолиты начинают играть существенную роль лишь

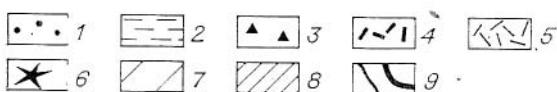
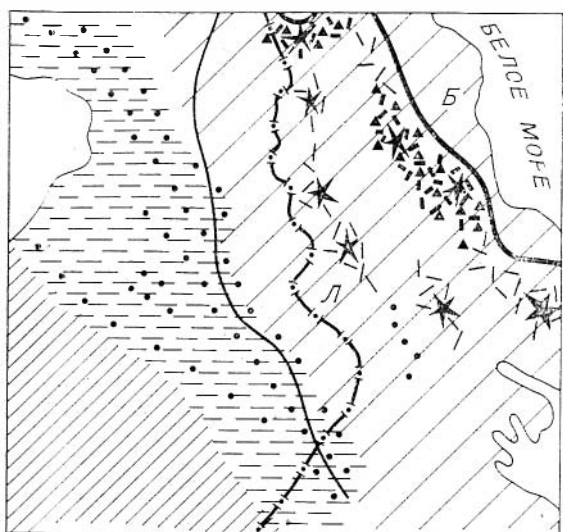


Рис. 21. Фациально-тектоническая схема области седиментации сумия на Балтийском щите [Хейсканен, 1980].

1 — конгломераты; 2 — песчано-глинистый флиш; 3 — вулканогенно-осадочные кластолиты; 4, 5 — участки накопления кислых вулканитов (4 — установленные, 5 — предполагаемые); 6 — предполагаемые центры извержений; 7 — складчато-глыбовые области; 8 — глыбово-складчатые области; 9 — западные границы беломорид (Б) и липид (Л).

поясов (возможно, в силу ограниченности материалов) пока не установлена. Смещение зон вулканизма во времени характерно как для тех, так и для других. Учитывая все это, мы предпочли назвать тип рассмотренных поясов акитканским. Однако в интерпретации палеогеодинамических обстановок в дальнейшем прибегнем к сравнению с Андским поясом.

Как мы убедились, все рассмотренные пояса приурочены по времени образования к середине протерозоя (это и служит обычно основанием для выделения среднего протерозоя как хроностратиграфической единицы). Для других докембрийских эпох они значительно менее характерны. В частности, некоторые пояса, несравненно меньших размеров, возникли на рубеже архея и протерозоя.

Один из них расположен в Южной Африке. Он сложен группой Доминион [Pretambrian..., 1981]. Нижняя часть разреза представлена андезитами, их туфами, туфобрекчиями и кварцевыми порфирами мощностью в 600 м. Выделяется базальный горизонт конгломератов, кварцитов и глинистых кварцитов. Выше следует главная вулканическая толща, в которой преобладают риолиты, туфы и пеплы, а андезиты встречаются в подчиненном количестве (мощность 2100 м). Содержание осадочных пород в группе оценивается лишь в 2,5%. Толща обнажена на площади в 15 тыс. км². Предполагается, что область накопления протягивалась в восток-северо-восточном направлении примерно на 400 км при ширине 100 км. Пояс расположен близ границы Трансваальского массива и зоны Лимпопо, южнее которой вскрыты грубокристаллические порфиридные (рапакивиподобные) граниты Габороне, ассоциирующиеся с кислыми вулканитами Канье. Возраст гранитов — 2592 ± 75 млн. лет.

Другой, наиболее крупный пояс вытянут вдоль северо-восточной границы Карельской области параллельно ее границе с Беломорской (рис. 21). Он сложен сумием в трактовке К. И. Хейсканена [1980], или кератофировой толщей тунгудско-надвоицкой серии, по Т. Ф. Негруца [1979]. Нижняя часть комплекса представлена иногда конгломератами, брекчиями и туфогенными песчаниками (до 200 м). Выше преобладают риолиты, их туфы, кварцевые порфиры (до 1 тыс. м). К. И. Хейсканен подчеркивает самостоятельность комплекса и его несогласное наложение на подстилающие отложения, нередко объединяемые в тунгудско-надвоицкую серию. Пояс протягивается от оз. Панаярви до меридиана Онежского озера на 700 км при ширине до 150 км. Возраст цирконов из риолитов

тов определен в 2420 ± 45 млн. лет [Тугаринов, Бибикова, 1980].

Рифею пояса подобного типа свойственны в еще меньшей мере. Видимо, с ними может сопоставляться область распространения комплекса Малани в Западном Раджастане. Это риолиты, их туфы, пгнимбриты, а также связанные с ними малые тела гранитов и гранофиров, возраст которых оценивается в 940—750 млн. лет [Pichamuthu, 1971; Pareek, 1981]. Ряд впадин, выполненных молассонадами и кислыми вулканитами верхнего рифея, протягивается вдоль западного края массива Жерике параллельно зоне Эспиньясу, а также меридиональными полосами через массив Ахаггар (верхний Фарузий), но масштабы этих форм заставляют относить их уже к другим типам.

ИНТРАКРАТОННЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ

Под этим названием объединяется очень широкий класс структур. К нему относятся все подвижные, преимущественно линейные и дугообразные зоны, расположенные внутри крупных блоков континентальной коры и сложенные складчатыми комплексами. Термин имеет предшественником «интраконтинентальные геосинклинали» Г. Штилле [1964], которые противопоставлялись интерконтинентальным. Нередко зоны именуют складчатыми поясами, складчатыми областями. М. В. Муратов [1975] использует термин «малые пояса» с тем, чтобы отличать их от поясов глобальных масштабов. Н. А. Божко, внесший большой вклад в изучение зон, вначале использовал термин «внутриплатформенные складчатые зоны» [Геология..., 1973], а позже [Божко, 1980] — «интракратонные геосинклинали складчатые системы».

Зоны очень характерны для верхнего докембрия, хотя по ряду признаков к этому типу можно было бы отнести отдельные нижнепротерозойские прогибы и даже отдельные зеленокаменные пояса. Территориально они тяготеют к платформам гондванского ряда, тогда как в Евразии шире распространены внутриплатформенные грабенообразные формы, где преобладают нескладчатые комплексы.

Многие интракратонные зоны квалифицировались ранее как авлакогены. В оценке этого термина автор солидарен с В. С. Журавлевым [Тектоника..., 1966, с. 291], который отметил, что Н. С. Шатский, предложивший термин, отнес к выделенному типу самые разнородные элементы. Впоследствии понятие было расширено до того, что пользоваться им стало невозможно. В последнее время наблюдается также резкое расширение понятия «рифт», так что многие интракратонные складчатые зоны, внутриплатформенные грабены и даже синеклизы именуются рифтогенными. Мы оставим за термином рифт генетический аспект, подчеркивающий образование разнородных типов структур в условиях растяжения.

Типизация интракратонных складчатых зон — задача трудная. Н. А. Божко [1980] подразделяет их на энциплические и эмпматические. Последние, собственно, должны относиться уже к интеркратонным (по терминологии Н. А. Божко, к окраинно-континентальным). Однако часто зоны переходят одна в другую по простиранию, быстро выклиниваются в поле кристаллических пород, перекрыты на окончаниях более молодыми образованиями. К тому же сжатие, следующее за вскрытием офиолитовых зон, приводит смежные сиплические глыбы в соприкосновение, и интеркратонная зона вновь становится интракратонной. Может быть, следовало бы определять в этих терминах тип одной и той же зоны на разных отрезках, но задача эта не имеет особого смысла.

Сознавая трудности вопроса и условность решения, мы будем относиться к интракратонным зонам структуры, выполненные вулканогенно-осадочными толщами без офиолитовой и островодужной ассоциаций, а в случае наличия таковых считать зону интеркратонной.

Поскольку разновозрастные зоны имеют несколько различные харак-

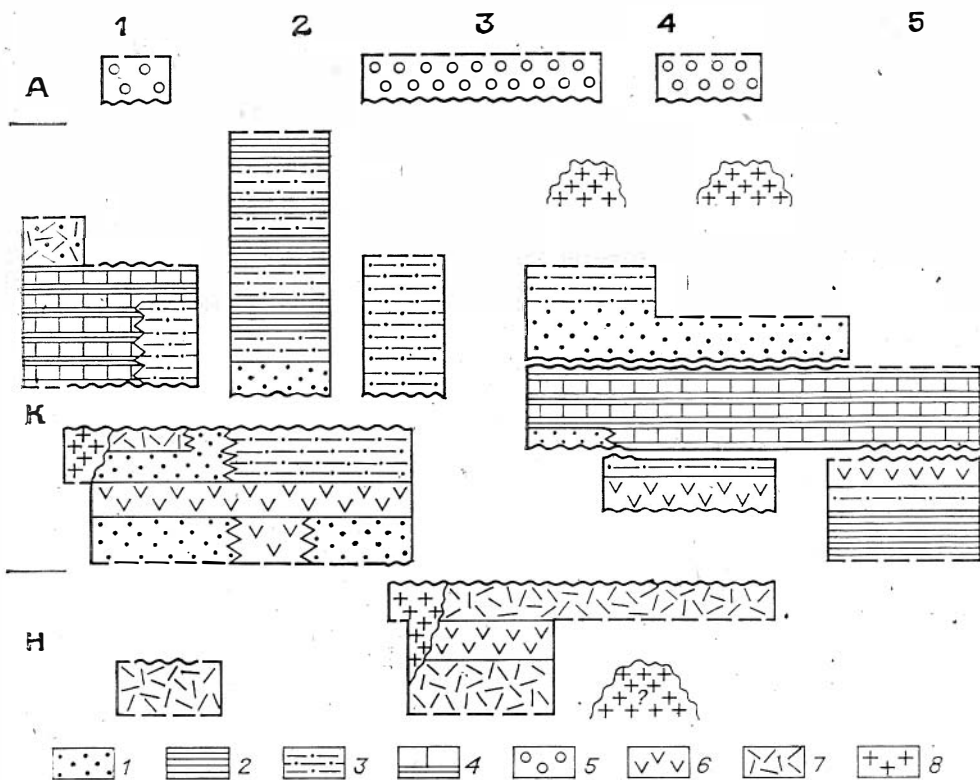


Рис. 22. Формационные ряды интракратонной зоны Маунт-Айза (по материалам [Картер, Брукс, 1965] и др.).

Формации: 1 — фалаховая, 2 — сланцевая, 3 — граувакковая, 4 — карбонатно-терригенная, 5 — молассовая, 6 — базитовая, 7 — порфировая, 8 — гранитоиды. Цифрами обозначены структурно-формационные зоны и подзоны (1 — плита, 2 — западная, 3 — тектонического «рубца», 4 — восточная, 5 — Клонкарри), буквами — подразделения стратиграфической шкалы Австралии (А — аделаида, К — карпентарий, Н — наллагайний).

теристики, целесообразно общий обзор предварить рассмотрением нескольких примеров.

Зона Маунт-Айза. Расположена в штате Квинсленд (Австралия). Вытянута в меридиональном направлении на 400 км при ширине до 200 км. Подразделяется на западный и восточный прогибы, разделенные «тектоническим рубцом» [Картер, Брукс, 1965; и др.]. Основание прогибов сложено мощной вулканоплутонической ассоциацией, прорванной гранитами Колкадун, Иви и Уонга, возраст которых оценивается в 1700 млн. лет. В западном прогибе толща представлена двумя структурно-вещественными комплексами, разделенными крупным несогласием, связанным с внедрением гранитов Сайбелла. В восточном — несогласия отмечаются на двух уровнях, но имеют меньшее значение и не нарушают единства комплекса (рис. 22).

Нижний комплекс западного прогиба и нижняя часть толщи восточного сложены терригенными и вулканогенными породами. На западе преобладают кварциты, на востоке — более глубоководные сланцы. Вулканогенный член представлен мощной пачкой базитов. В западной части — это вулканиты Истерн-Крик, представленные континентальными потоковыми базальтами. По направлению к востоку они уменьшаются в мощности вдвое и в подзоне Клонкарри по ряду петрохимических характеристик приобретают черты толещтов океанского дна. На этом основании зона Маунт-Айза иногда рассматривается в качестве окраинно-континентальной.

Такому заключению противоречит строение более высоких горизонтов. В восточном прогибе метабазиты сменяются карбонатно-терригенной формацией, а затем мелководной фалаховой, а комплекс в целом имеет

регрессионный характер. В западном же прогибе выше несогласия, обусловленного складко- и гранитообразованием на рубеже двух структурно-вещественных комплексов, залегает преимущественно сланцевая группа Маунт-Айза, отражающая стадию нового углубления бассейна. Складчатость мигрирует во времени с востока, где она проявилась раньше и интенсивнее, на запад. К среднему рифею складчатость завершается на всей территории. В западном прогибе формируется вулканогенная моласса (фалаховая и порфировая формации) Лон-Хилл. Одновозрастная близкая по составу ассоциация, расположенная много восточнее, на массиве Джорджтаун (вулканиты Кройдон), вероятно, маркирует край континента того времени. Все это позволяет рассматривать зону Маунт-Айза как интракратонную. В среднем рифее вся ее площадь покрывается плащом континентальных моласс.

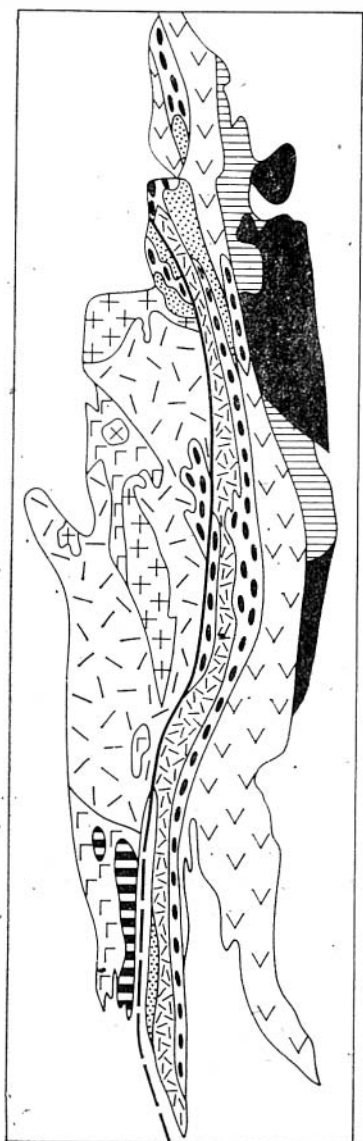
Структура зоны Маунт-Айза асимметрична. С запада на восток увеличивается интенсивность дислокаций и степень метаморфизма толщ. Простые открытые складки, осложненные лишь в приразрывных полосах, сменяются сложными, часто опрокинутыми, с ярко выраженным кляважом осевой поверхности. Степень регионального метаморфизма возрастает от низких ступеней зеленосланцевой фации до амфиболитовой.

На большей части площади зоны предполагается или установлено наличие кристаллического фундамента, подстилающего рифейские толщ. Повсеместно и равномерно распространены граниты, вероятно, анатектические. Относить к энзиматическим подзону Клонкарри (несмотря на присутствие в ее разрезе «океанских» толщ) нецелесообразно, ибо других членов офиолитовой триады и островодужной ассоциации здесь нет. Ряд австралийских геологов вообще считает толщу, слагающую зону, платформенным чехлом [Rutland, 1982].

Сходство с зоной Маунт-Айза имеет трог Саутмансберг Южной Африки. Он вытянут на 450 км при ширине до 40 км. Нижняя часть его разреза сложена преимущественно вулканитами. Это толщевые базальты щелочного уклона, в меньшем количестве встречаются пирокластиты, андезиты и трахиты, а также игнимбриты. В средней части вулканиты чередуются с песчаниками, которые слагают также верхнюю часть разреза, где встречаются пакеты и прослои глинистых сланцев. Песчаники преимущественно кварцевые, мелководные. Общая мощность достигает 7 тыс. м. Толща сильно дислоцирована, особенно в южной части. На запад трог выклинивается, на восток, возможно, раскрывается в Мозамбикский пояс. Ранее толща (группа Лоскоп) сопоставлялась с группой Ватерберг. Новые радиометрические данные [Barton, 1979] показали, что она моложе. Щелочной тренд вулканитов в обеих группах трактуется как их принадлежность к единой щелочной провинции.

Близкий по строению трог выполнен боздакской серией в Центральном Казахстане [Строкин, Филатова, 1977; и др.]. Серия залегает с несогласием на майтюбинской вулканоплутонической ассоциации. Ее нижняя часть сложена порфирами по лавам и туфам базальтового состава и в меньшей мере рполитового состава и хлорит-серцит-кварц-полевошпатовыми сланцами (около 1500 м), выше следуют сланцы с прослоями метавулканитов (до 600 м), а верхняя часть представлена мраморами, кварцитами, сланцами и филлитами (до 1 тыс. м). Сходна с описанными также зона Спл-Лейк на п-ве Лабрадор [Baragar, 1981].

Рассмотренные примеры характеризуют зоны сравнительно кратковременного развития (ранний рифей). Им свойственны высокие содержания вулканитов (преимущественно основного состава) бимодальной серии. Сходство подчеркивается структурной позицией зон, которые расположены на непосредственно предшествующих им вулканических поясах акитканского типа. В. С. Милеев [1976] связывает развитие прогиба, заполненного боздакской серией, с ростом Майтюбинского антиклинория, ограниченного на востоке структурным швом [Строкин, Филатова, 1977] (рис. 23). Видимо, черты постумности присущи и другим рассмотренным зонам.



- 1 — пустой квадрат
- 2 — квадрат с точками
- 3 — квадрат с диагональными линиями
- 4 — квадрат с крестом
- 5 — квадрат с плюсами
- 6 — квадрат с ромбами
- 7 — квадрат с наклонными линиями
- 8 — квадрат с L-образными элементами
- 9 — квадрат с V-образными элементами
- 10 — горизонтальные полосы
- 11 — вертикальные полосы
- 12 — сплошной черный квадрат
- 13 — квадрат с диагональной линией

Рис. 23. Схема стросния докембрия Улутау (Центральный Казахстан) [Строкин, Филатова, 1977].

1 — верхний рифей — фанерозой; 2, 3 — бозадакская серия (2 — надырбайская свита, 3 — белкудукская и карасайская свиты); 4 — карсакайские сиеиты; 5 — гранитонды ордовика; 6, 7 — майтубинская серия (6 — вулканогенно-олигомикто-песчаниковая градация, 7 — вулканогенно-полимикто-конгломератовая градация); 8 — краевая терригенная градация зеленосланцевой формации (верхи верхней кособинской свиты); 9 — зеленосланцевая базальто-спилитовая джекилитонсовая формация (карсакайская серия); 10, 11 — дацито-кератофирровая порфирондная формация (10 — краевая вулканогенно-терригенная формация — нижняя и низы верхней кособинской свиты, 11 — вулканогенно-осадочная градация — аральская серия); 12 — кристаллические сланцы (бектурганская серия); 13 — структурный шов.

Зона Кибара. Расположена в Центральной Африке между массивами Касаи, Замбийским и Танзанийским. Наложена на палеопротерозойскую интракратонную зону Убенди. На западе перекрыта Катангской складчатой зоной, на северо-востоке слепо заканчивается, сочленяясь с Центрально-Африканским массивом. Вытянута в северо-восточном направлении на 1500 км при ширине в 200—300 км.

Зона сложена преимущественно осадочной толщей. В ней обычно выделяются 3—4 серии, разделенные поверхностями размыва, но преобладающими породами во всех сериях являются кварциты, кварцевые песчаники и филлиты. В нижней части присутствуют редкие прослои риолитов и известняков, в средней — лав основного состава, в верхней — кремнистых

известняков и графитовых сланцев. Общая мощность составляет около 10 тыс. м. Обращает на себя внимание очень низкое содержание вулканитов, которые в хроностратиграфическом аналоге толщи — выполнении Бурундийской части зоны — вообще выклиниваются. Возраст толщ определяется как нижний — средний рифей. Толща прорвана гранитами с возрастом около 1200—1300 млн. лет. По латерали складчатый комплекс тесно связан с нескладчатыми, близкими по составу. Это группа Плато Замбийского массива (в нижней части).

Энспалический характер зоны не вызывает сомнений. Анализ несогласий показывает, что ось максимального прогибания перманентно мигрировала в юго-восточном направлении. Зона никак не связана со структурой основания, явно наложена на нее и является новообразованием рифея.

Слабые проявления вулканизма отмечаются и в прогибе Бангемолл Западной Австралии (рис. 5). В нижней части осадочной толщи в небольшом количестве присутствуют риолиты, а выше по разрезу иногда долериты. В целом же толща сложена в нижней части континентальными песчаниками, которые выше сменяются морскими шельфовыми. Иногда

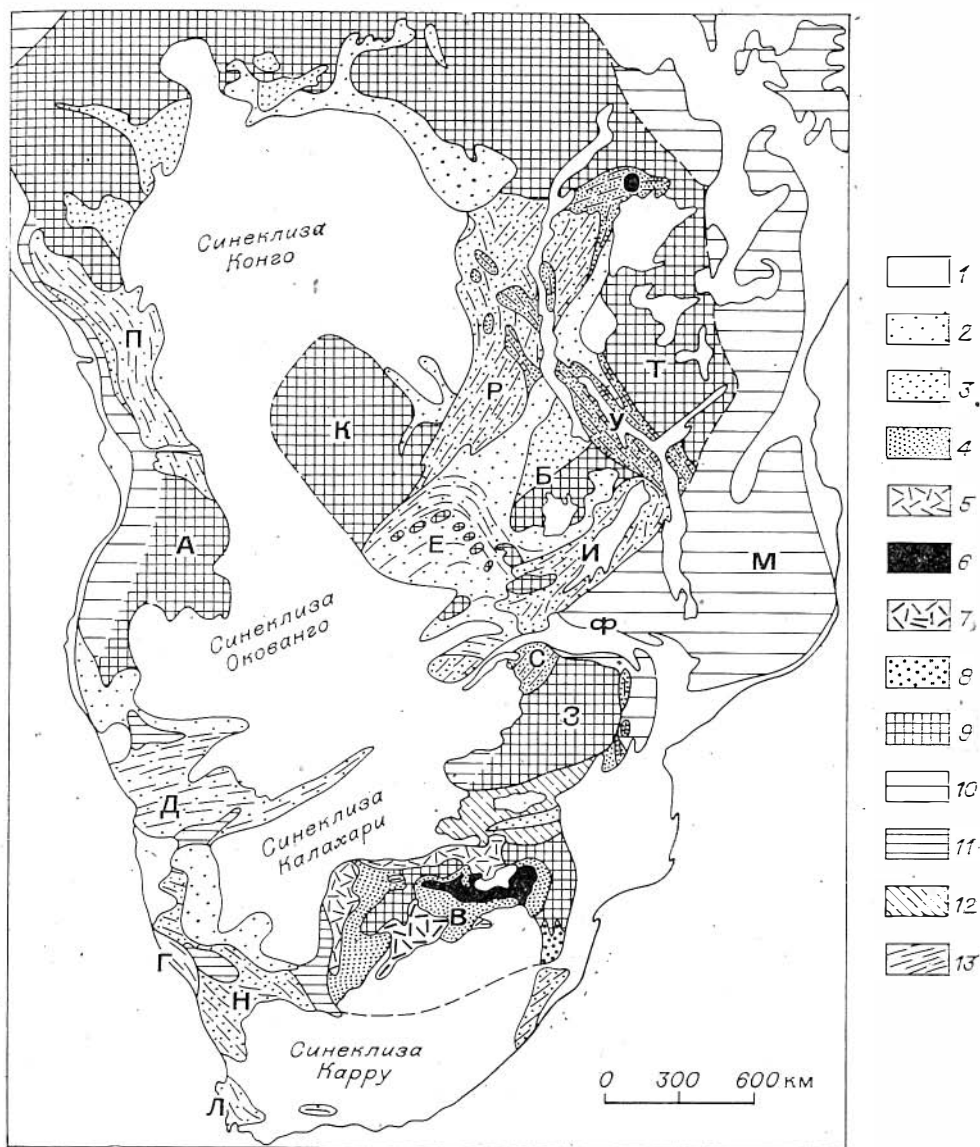


Рис. 24. Схема строения южной части Африканской платформы (на основе [International..., 1968]).

1 — фанерозойский чехол; 2 — верхний рифей и венд; 3 — нижний и средний рифей; 4 — нижний протерозой; 5 — вулканы конца нижнего протерозоя; 6 — доломит Бушвельд; 7 — вулканы конца архей; 8 — верхнеархейский чехол; 9 — архей; 10, 11 — разновозрастные комплексы, переработанные в панафриканскую (10) и более древние (11) эпохи; 12 — зона Лимпопо; 13 — простираные складки.

Геоструктурные области (массивы, пояса, зоны): О — Буганда-Торо, П — Западно-Конголезская, К — Касаи, Р — Кибара, Т — Танзанийский, У — Убэнди-Рузизи, Б — Замбийский, А — Ангола, И — Ируми, М — Мозамбикский, Ф — Замбези, С — Ломангуди, З — Зимбабве, Д — Дамара, Г — Гарпл, В — Трансвааль, Н — Намаква, Л — Малмсберн.

в самой верхней части появляется невыдержанная пачка турбидитов. В северном направлении терригенная толща замещается доломитовой, в восточном — маломощной пачкой высокозрелых мелководных песчанников.

Складчатость сравнительно проста. Ею затронуты и долериты, внедрение которых, возможно, было связано с турбидитовой стадией. Прогиб вытянут в субширотном направлении на 600—700 км при ширине до 150—200. Его простирание примерно следует такому нижнепротерозойской складчатой ветви Каприкори.

Зона Катанга. Эта зона вместе с зоной Кибара образует сложную систему, разделяющую массивы Касап, Зимбабве и Замбийский (рис. 24). Часто она рассматривается как часть единого Дамара-Катангского пояса. Эта традиционная точка зрения (отраженная, в частности, на рис. 32), по-видимому, требует корректив.

Комплекс, слагающий зону, залегает с несогласием на разновозрастных образованиях. Его нижняя часть выделяется под названием группы Роан. Нижняя подгруппа сложена кварцитами, аркозовыми песчаниками, конгломератами с небольшим количеством известняков (около 500 м). Средняя и верхняя подгруппы представлены известняками и глинистыми сланцами, но в средней присутствуют также кварциты и долериты. Общая мощность доходит до 2 тыс. м. Группа Роан смята в серию простых, часто брахиформных складок, в особенности интенсивных в районе Луфилийской дуги, расположенной юго-западнее Замбийского массива. Складчатость и завершение седиментации группы относят к эпохе 840—940 млн. лет назад.

Вышележащая часть комплекса лежит полого, местами горизонтально, в широких впадинах. Она именуется группой Кунделунгу. В основании залегают тиллоподобные породы Большого конгломерата (400 м). Далее следует карбонатно-терригенная толща, сменяющаяся глинистыми сланцами и алевролитами (2 тыс. м). Тиллоиды Малого конгломерата и глинисто-карбонатная толща (2,5 тыс. м) нарастают разрез, который завершается чередованием песчаников и глинисто-карбонатных сланцев (3—4 тыс. м). Верхняя часть группы сложена типичными континентальными образованиями.

Комплекс практически не метаморфизован, складчат очень неравномерно. По латерали он тесно связан с нескладчатыми, аналогичными или сходными по составу толщами, залегающими на смежных массивах. Это группы Плато (частично) Замбийского, Букоба Танзанийского, Бушмай массива Касап. В Луфилийской дуге расположено несколько массивов гранитоидов, внедрившихся в одноименную эпоху (720—640 млн. лет).

В целом размещение комплекса Катанга и его аналогов напоминает нижнепротерозойские бассейны, но вулканитов здесь еще меньше.

Зона Амадиес. Расположена в Центральной Австралии. Вытянута в субширотном направлении на 600—700 км при ширине около 250 км. Граничит на севере с массивом Арапта, а на юге — Масгрейв-Манн. Комплекс залегает на архейских и нижнепротерозойских толщах, частично омоложенных в конце раннего протерозоя и конце раннего рифея.

В основании комплекса залегают базальты хребта Харрис, прорванные дайками и силлами долеритов, возраст которых определяется в 1100—900 млн. лет. Выше следует толща кварцитов, сменяющаяся чередованием кварцитов и глинистых сланцев с мощными пачками и горизонтами доломитов и известняков (до 1,5 тыс. м). Далее с размывом залегает толща, включающая два мощных горизонта тиллоидных пород, разделенных плохо сортированными песчаниками с рассеянной галькой, и завершающаяся флишoidalным чередованием пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями кварцитов и карбонатов (до 5 тыс. м). Эта верхняя часть комплекса, сохраняя строение и лишь несколько варьируя в мощности и степени дислоцированности, выходит далеко за пределы прогиба Амадиес и прослеживается от плато Кимберли на севере Западной Австралии до острова Кенгуру на юге.

Складчатость в прогибе очень сложна. Это объясняется широким развитием шарьяжных смещений. Внутри шарьяжей пласты собраны в серии изоклинальных опрокинутых и даже лежащих складок [Geology..., 1970б]. При общем субширотном простирании зоны складки вытянуты в запад-северо-западном направлении, подставляя друг друга кулисообразно. На западе складчатость быстро затухает в районе оз. Хопкинс, где зона сочленяется с плитой Гибсона. Возраст складчатости — кембрий — ордовик (деламерская орогеня).

Интракратонные складчатые зоны Евразии обычно не выделяются. Они включаются в состав близлежащих складчатых поясов. И все же некоторые зоны могут быть отнесены к типу интракратонных.

Безусловно, таковой является Дальсладская зона Балтийского щита. Тиманская зона, вероятно, отделяет от Русской платформы Печорскую глыбу, как это предполагали А. П. Карпинский и А. А. Богданов. Рифей Тимана представлен мощной карбонатно-терригенной толщей с очень слабыми проявлениями вулканизма, степень дислоцированности и метаморфизма которой возрастает в северо-восточном направлении. В выходах на поверхность и по данным буровых работ зона представляется асимметричной. Проблема Тимана заключается в трактовке строения Печорской синеклизы, сложенной мощной толщей палеозоя. Геофизические данные не дают однозначного ответа на вопрос о характере фундамента синеклизы. С равной достоверностью предполагается наличие, по крайней мере на части территории, кристаллических дорифейских толщ (Печорская глыба) и их отсутствие. Косвенные соображения склоняют скорее к первому варианту.

Как показано С. Н. Ивановым [1981], интракратонного Уральского пояса в рифее еще не существовало. На его месте развивался узкий внутриплатформенный прогиб типа интракратонных зон. Тиман явно образует тройное сочленение с ветвями этого прогиба, в дальнейшем определившими континентальную окраину. Вторым доводом может служить то, что все известные «байкальские» системы, к которым относят и Тиман, имели энциалический («многоэпизодный») характер на большей части своей площади и не вызвали новообразования континентальной коры в ощутимых масштабах. Исходя из этого и общего характера строения и степени метаморфизма комплекса, мы все-таки полагаем интракратонную природу Тимана наиболее вероятной.

Юдомо-Майский прогиб включался в состав перикратонных зон Сибирской платформы или частично относился к эпикратонной геосинклинали Северо-Востока. «Однако положение прогиба между Алдано-Ленским блоком и Охотским поднятием с платформенным типом докембрийского разреза, а также слабый метаморфизм выполняющих прогиб отложений позволяют рассматривать его как структуру, расположенную внутри кратона» [Докембрийская тектоника..., 1964, с. 57]. Мощность рифейской карбонатно-терригенной толщи достигает 10 тыс. м. Специфика прогиба заключается в том, что его ось мигрирует в восточном направлении в течение очень длительного времени (рифей — палеозой), а прогибание в области завершается лишь в мезозое.

Таймырский прогиб по ряду признаков сходен с Юдомо-Майским. Стратиграфия докембрия здесь в последнее время радикально пересматривается, и общепринятой схемы нет. Ясно, однако, что рифейский прогиб располагался между Сибирским и Карским массивами на синклинальной коре. Его ось мигрировала к югу в течение палеозоя. Несомненна интракратонная позиция Хеннамского прогиба Кореи.

Нижнепротерозойские интракратонные складчатые зоны очень мало численны, если не отнести к ним отдельные прогибы бассейнов ятулийского типа. В качестве наиболее характерного примера укажем лишь зону (Рузизи-) Убенди, которая разделяет Танзанийский и Замбийский массивы, будучи вытянута в север-северо-западном направлении на 1200 км при ширине около 200—250. На северо-западе она перекрыта зоной Кибара, наложенной под большим углом, на юго-востоке сочленяется с Мозамбикским поясом. На флангах ограничена крупными разломами.

Зона, хорошо выраженная в структуре, в геологическом плане охарактеризована еще недостаточно. Присутствие в ней нижнепротерозойских супракратальных пород и гранитов несомненно, но степень метаморфизма столь высока, что фундамент зачастую неотличим от выполнения прогиба. Наиболее уверенно они различаются в подзоне Рузизи, где в одноименной группе выделяются нижняя филлитно-кварцитовая и верхняя филлитно-карбонатно-кварцитовая части. При увеличении степени

метаморфизма эти породы переходят в кристаллические сланцы, амфиболиты, биотитовые гнейсы, мраморы, и толща мигматизируется. Такой облик она имеет в подзоне Убеиди, где описан также гранулитовый комплекс с чарнокитами. Зона имеет, следовательно, черты как интракратонной, так и зоны диасхизиса. Заметим, что она сохраняет известную подвижность и после гранитообразования, ибо влияние присущих ей северо-западных простираний ощущается в перекрывающей нижне-среднерифейской группе Кибара.

Общая характеристика. Поскольку недавно Н. А. Божко [1980] этот вопрос подробно рассмотрен применительно к наиболее типичным зонам Гондваны, мы будем широко использовать его выводы с некоторыми необходимыми коррективами.

Интракратонные зоны расположены между стабильными блоками фундамента древних платформ. Они обычно имеют линейную, реже слегка дугообразную форму при длине до 1000—1200 км и ширине — 100—300 км. Сложены мощными (5—10 и даже более тыс. м) карбонатно-терригенными толщами, шельфовыми и литоральными, континентальными, в меньшей степени сравнительно глубоководными. В формационных рядах преобладают фалаховая, карбостромовая, спарамштовая (в верхних частях комплексов) формации при подчиненном значении турбидитовой, аспидной и олистостромовой.

Вулканиты присутствуют в небольшом количестве и принадлежат к бимодальной серии с преобладанием базальтов толептового и щелочного типа континентального ряда. Завершение развития зон связано с широким гранитообразованием. Раннекинематические интрузии присущи только древним зонам, в более молодых превалируют поздние и посткинематические.

Супракратальные комплексы метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (региональный метаморфизм низких и средних давлений типа Барроу) или вообще не метаморфизованы.

Стиль складчатости на площади изменчив, как, впрочем, иногда и по вертикали. В большинстве зон развиты линейные открытые, сжатые и опрокинутые складки, часто сопровождаемые надвигами и шарьяжами. Реже в верхних горизонтах комплексов складчатость имеет брахиформный характер или вообще слабо выражена. Простирания складок параллельны ограничениям зон, которые обычно представлены крупными разрывами (крутопадающими или надвигами). Иногда складчатые комплексы обнаруживают тесную связь с одновозрастными нескладчатыми соседних стабильных блоков.

В некоторых зонах (Маунт-Айза) отчетливо проявляется структурно-фациальная зональность, в других она не улавливается. Однако во всех зонах фиксируется миграция оси прогиба, иногда возвратная. Инверсия проявлена слабо, в силу чего все зоны в структуре соответствующих этажей образуют отрицательные формы.

Обычно отмечают резкое затухание зон на их окончаниях, торцовое сочленение со структурами фундамента. Такое впечатление действительно создается при взгляде на обзорные карты. Как правило, однако, эти торцовые сочленения связаны с наложением на зону более молодой, чаще всего зоны диасхизиса. На палинспастической основе интракратонные зоны «собираются» в протяженные, хотя и разветвленные, системы.

Отмеченные особенности говорят об эволюционной природе интракратонных зон, об их заложении на синклинальной (вероятно, утоненной) коре. По-видимому, точнее всего их сопоставлять с рифтогенными структурами слабой степени раскрытия. Лишь в некоторых случаях растяжение приводит к излиянию ощутимых масс базальтов, но и при этом существенного раздвижения синклинальных блоков не происходит.

По общему структурному рисунку, связи с нескладчатыми образованиями и т. п. области широкого развития интракратонных зон напоминают бассейны ятулийского типа, с которыми, очевидно, образуют единую линию эволюции. С другой стороны, по характеру выполнения, конфигу-

рации и связи в структурных рисунках они обнаруживают известное родство с зонами дпасхпзиса. Существенное отличие заключается в том, что инверсия и последующая денудация обнажают в пределах последних преимущественно корневые части.

В целом интракратонные зоны в своем развитии проходят редуцированный цикл Уплсона, ибо длительность, соотношение стадий и степень их выраженности заметно отличны от классической схемы. В частности, растяжение континентальной коры не доходит до ее разрыва.

О перикратонных зонах

Анализируя историю развития Ангаро-Ленского прогиба, Е. В. Павловский [1959] выделил в качестве платформенных синклинальных структур первого порядка зоны перикратонных опусканий, ограниченные со складчатыми (геосинклинальными) областями и характеризующиеся необычайной длительностью развития (в течение многих геологических периодов или даже нескольких эр). Ю. А. Косыгин [1961], несколько расширив число анализируемых объектов, принял в приведенном определении признак окраинного положения зон относительно «архейских ядер (кратонов)». Позже Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий [1963] предположили, что «перикратонные опускания» наряду с краевыми швами представляют собой типы ограниченной древних платформ раннего заложения: Они отметили также «переходный» характер структур, уточнили стиль деформаций слагающих их толщ. Надо заметить, что во всех рассмотренных случаях исследователи большее внимание уделяли палеотектоническим, нежели тектоническим, аспектам вопроса.

В работе Ю. А. Косыгина и соавторов [1968] было обращено внимание на постепенный, но быстрый переход в пределах зон формаций платформенного класса в таковые геосинклинального, сопровождаемый аналогичным увеличением мощности комплексов. Кроме того, были уточнены особенности современной структуры областей и выделены *перикратонные геосинклинали и геонтиклинали*. С учетом этого мы будем далее использовать сокращенную (но более широкую по объему соответствующего ей понятия) форму термина — перикратонные зоны.

Перикратонные зоны характерны для верхнего докембрия, причем в наибольшей степени присущи его верхнему (верхнерифейско-вендскому) этажу. Яркий пример таких зон — юго-западная окраина Сибирской платформы, включающая Присаянский, Прибайкальский, Байкало-Патомский прогибы и некоторые прилегающие районы.

В Иркутском амфитеатре от Братского выступа в сторону Присаянского свода и от Непского свода в сторону Прибайкальского прогиба быстро увеличивается мощность и, видимо, полнота разрезов верхнего докембрия (до 3—4 тыс. м). Одновременно нарастает количество пелитового материала, появляется флишевая ритмичность. Формационные ряды прогибов хорошо сопоставляются. На подстилающих толщах комплексы залегают с угловым несогласием, большим перерывом и горизонтами кластолитов в основании. Выше следуют карбонатная и флишевая формации, перекрывающиеся непосредственно карбонатно-соленосной формацией платформенного чехла (в основании последнего местами выделяются линзы редуцированной молассы). Комплексы практически амагматичны, лишь в нижнюю часть толщи Присаянского прогиба внедрены пластовые нерсинские диабазы.

Стиль деформаций комплексов существенно различен. Карагасско-оселковский комплекс Присаянского прогиба образует простую моноклинал с едва заметными наклонами пластов, выкручивающимися лишь к Присаянскому разлому. В то же время трехчленный байкальский комплекс смят в крутые, а подчас опрокинутые изоклинали складки, осложненные надвигами. Это служит причиной разноречивого определения границ платформы в данном районе.

Часто в расчет принимается только характер складчатости. В этом случае Прибайкальский прогиб включается в состав платформы, а Прибайкальский — в состав складчатой области. В других вариантах учитывается большое сходство в вещественном составе комплексов и эспалический характер прогибов. Существенно, что в зонах комплексов у их крайних выходов срезаются разломами и, очевидно, должны были иметь продолжение в смежные области. На Бирюсинской глыбе наблюдаются изолированные останцы карагасской серии — следы ее бывшего широкого распространения. Поэтому Н. А. Берзин [1967] ограничивает платформу с юго-запада Главным разломом Восточного Саяна, разделяющим Восточно-Саянский антиклинорий и Бирюсинскую глыбу, выступающую, таким образом, в качестве краевого выступа фундамента платформы. В полосе этого разлома присутствуют гипербазиты, которые позволяют маркировать границу платформы с большей четкостью. Прибайкальский прогиб в этом случае рассматривается как тыловой.

Из сказанного следует, что при вещественном единстве слагающих их комплексов перикратонные зоны в современной структуре разнородны, чем и вызван их «переходный» характер. Их специфика выявляется скорее в палеотектоническом плане. Например, рассмотренные прогибы можно интерпретировать как пассивные окраины Сибирского континента или (скорее) как приконтинентальные склоны окраинных морей.

Примерно так же можно трактовать перикратонную зону Аделаида [Thomson, 1966; Precambrian..., 1981; и др.]. Зона сложена очень мощной толщей верхнего рифея — нижнего палеозоя. В восточной части щита Голар выделяется сравнительно узкая субмеридиональная полоса (шельф Стюарта), где платформенный чехол указанного возрастного интервала едва ли достигает 500 м мощности. Далее к востоку располагается промежуточная зона, а за ней собственно прогиб Аделаида, где мощность интенсивно дислоцированного комплекса варьирует от 5 до 15 тыс. м.

В основании залегают мелководные песчанниковые и шельфовые карбонатные толщи с частыми прослоями основных вулканитов. Выше следуют фалаховая, спарагмитовая, флишoidная и вновь фалаховая (кварциты Паунд с эдиакаровой фауной) формации [Preiss, Forbes, 1981]. Возраст основного вулканизма определяется в 1100 млн. лет. Считать прогиб Аделаида континентальным склоном оснований нет, тем более, что на востоке он ограничен массивом Брокен-Хилл («кратонное ядро Курнамона») с чехлом несколько сокращенной мощности и значительным содержанием кислых вулканитов. Вероятнее, что и здесь мы имеем дело с отложениями окраинного моря.

В Антарктиде перикратонный комплекс представлен преимущественно турбидитами [Tessensohn, 1982]. В зоне Пенсакола присутствуют также шаровые лавы базальтов, есть прослои риолитов. Толща, достигающая мощности 6—10 тыс. м, прорвана гранитами Бердмор с возрастом 700—600 млн. лет. Эти проявления вулканизма отлпчают эту зону от рассмотренных. По своему строению комплекс ближе к отложениям континентального склона. Однако полоса распространения турбидитов ограничена со стороны складчатой области двумя крупными срединными массивами, расположенными на Земле Мэри Бэрд и в районе шельфового ледника Ронне, выступая в современной структуре в качестве интракратонной зоны.

Тесная связь зон, выделявшихся как перикратонные, и интракратонных вообще чрезвычайно характерна. Например, Учуро-Майский рифейский прогиб расположен между Алданским щитом и Охотским массивом. В структуре рифейского этажа он выступает в роли интракратонного, а в современной часто рассматривается как перикратонный. Последнее связано с тем, что ограничение Сибирской платформы на этом участке сравнительно молодо и обусловлено развитием мезозойд Северо-Востока СССР.

Близкая картина наблюдается в Предуралье. Здесь восточный склон Русской платформы долгое время рассматривался в качестве многоосин-

клинали, а затем — перикратонного опускания. С. Н. Иванов [1981] дал принципиально новую трактовку стратотипического рифейского комплекса. Он показал, что этот комплекс имеет рифтогенно-депрессивный (парагеосинклинальный) характер. Об этом свидетельствуют формационные ряды, щелочной уклон вулкаников и др. Развитие собственно уралид начинается лишь в раннем палеозое после раскола рифейско-вендской депрессии и возникновения офиолитового шва. Следовательно, Предуралье можно рассматривать как западный борт интракратонной зоны, развившейся позже в окраинно-континентальную.

Даже из приведенного очень краткого обзора становится ясным, что перикратонные зоны не имеют специфической структурно-вещественной характеристики. Слагающие их комплексы тяготеют то к платформенному чехлу, то к выполнению интракратонных зон. Сильно изменчивы проявления вулканизма, стиль складчатости. Единственной общей чертой является их промежуточное положение между платформами и складчатыми поясами. В палеотектоническом аспекте общность подчеркивается приуроченностью зон к окраинам континентов. Однако зоны отнюдь не исчерпывают понятия окраины, ибо могут отвечать разным ее частям и, вероятно, даже разным типам (пассивным, активным).

ИНТЕРКРАТОННЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

В этот тип включаются немногочисленные, глобальных размеров складчатые пояса, разделяющие платформенные области. Фактически это хорошо известные фанерозойские складчатые пояса, развитие которых началось в докембрии и продолжалось в палеозое, а некоторых — и позже. Однако тип следует пополнить некоторыми более мелкими по масштабам поясами более короткого интервала развития, замкнувшимися в конце докембрия — начале палеозоя. К ним относятся пояса Гарпи-Малмберги (вероятно, находящий продолжение в Дагомейско-Фарузийской полосе), Мавританский (возможно, продолжающийся в зону Парагвай — Арагуайя — Аракса Южной Америки) и Аравийско-Нубийский. В современной структуре эти «недоразвитые» пояса занимают большей частью внутриконтинентальную позицию, но, как будет видно, по типу строения и развития тяготеют к интракратонным. Пояса характерны только для рифея, ибо предшествующие им мобильные зоны несравнимы с ними по масштабу.

Главным признаком, присущим структурам этого типа, является присутствие в их пределах офиолитовых и островодужных ассоциаций. Поэтому при характеристике мы обратим особое внимание именно на участки распространения этих ассоциаций. Интракратонные складчатые пояса были подразделены [Карта..., 1974] на *внешние* и *внутренние* части, различающиеся как формационными рядами, так и общей структурой. Это подразделение в известной мере условно, как и границы между частями, но в типичном выражении последние существенно различны.

Во *внешних*, прилежащих к платформенным областям частях складчатых поясов широко развиты карбонатно-терригенные и карбонатные комплексы (4—5 тыс. м), во многом сходные с платформенными чехлами. Изометричные, угловатой формы области их распространения разделены узкими линейными и дугобразными полосами, сложенными преимущественно вулканогенными, сланцевыми, флишевыми и граувакковыми толщами (6—10 тыс. м). Часто внутри полос размещаются цепочки прерывистых выходов гипербазитов.

В тех случаях, когда перикратонные комплексы платформ бывают складчатыми, эти зоны по формальным соображениям тоже надо включать во внешние части поясов. Тогда границы платформ и складчатых поясов теряют определенность даже в пределах сравнительно узкого хроностратиграфического интервала.

Внешняя часть примерно в охарактеризованном виде присуща восточной половине Тихоокеанского пояса.

Серия срединных массивов, разделенных складчатыми ветвями, располагается в Южной Австралии и Новом Южном Уэльсе (складчатая область Аделаида). Один из них — Брокен-Хилл (Курнамона) — хорошо выражен в структуре, другие — Фром, Пару — перекрыты мощным мезозойским чехлом Большого Артезианского бассейна и выделены по косвенным признакам [Докембрий..., 1976а]. Основная часть области сложена терригенными, карбонатными и спаргамитовой формациями. В складчатых ветвях мощность достигает 10 тыс. м, на массивах резко сокращается.

Структура рифея на Северо-Востоке СССР не очень ясна, хотя и здесь выделяется серия древних массивов (Омолонский, Приколымский, Чукотский и др.). В Русском сегменте Тихоокеанского пояса аналогичные массивы расположены на Земле Мэри Бэрд и в районе шельфового ледника Ронне. Складчатые ветви сложены преимущественно граувакковыми турбидитовыми толщами [Tessensohn, 1982].

Близ границы с внутренней частью пояса возрастает количество вулканитов, которые по типу тяготеют к островодужной ассоциации. Например, в терригенной толще Торреуанджи массива Брокен-Хилл содержится много покровов андезитов и базальтов, а также прослои и линзы фельзитов, кварцевых порфиров и их туфов.

Многие черты внешних частей присущи Алтае-Саянской области Центрально-Азиатского пояса, хотя строения рифейских толщ здесь гораздо сложнее, чем в рассматриваемых областях [Волков, Парфенов, 1970; Коробейников и др., 1979; Пинус и др., 1958; и др.]. Ввиду слабой разработанности стратиграфии рифея (ряд геологов вообще отрицает наличие рифейских отложений на значительной части территории области) некоторые детали трактуются в упомянутых работах по-разному (например, нижняя граница этажа), но общий стиль структуры понимается одинаково. Изометричные участки развития карбонатных толщ рассматриваются как срединные массивы (Минусинский, Центрально-Тувинский и др.), разделенные складчатыми ветвями. Границей, отделяющей внешнюю часть пояса от внутренней, является, видимо, полоса распространения меланжево-olistостромовой ассоциации [Берзин, 1979].

Эта полоса, в пределах которой сосредоточена основная масса гипербазитовых тел, протягивается из р-на г. Томска через Кузнецкий Алатау и, огибая Западно-Саянский антиклинорий, далее по северной окраине Озерной зоны Монголии (рис. 25). Другая полоса гипербазитов проходит примерно вдоль р. Енисей на одноименном крыле, а затем окаймляет с юга Дербинский антиклинорий. Не исключено, что эта полоса древнее упомянутой. Вулканиты в складчатых ветвях характеризуются базальтоидно-кислым составом [Вулканические ассоциации..., 1976], сменяющимся как в сторону платформы, так и в сторону внутренней части пояса базальтоидным. В направлении к платформе увеличивается щелочность породы, в основном за счет K_2O [Ножкин, Болдырев, 1979].

Сложный перекрестный структурный план присущ не только внешним частям поясов, но и крупным массивам дорифейской спалической коры, заключенным в пояс. Примером может служить Казахстанско-Тяньшанский массив. Здесь рифей представлен двумя этажами [Зайцев, Хераскова, 1979]. Нижний из них сложен слюдяными сланцами и кварцитами кокчетавской серии и относится к дислоцированному эпипседонскому чехлу. Время его образования оценивается в 1150—850 млн. лет назад [Зайцев, 1974], хотя толща может оказаться более древней.

В верхнем этаже преобладают вулканогенные породы, местами присутствуют офиолиты, причем верхняя часть ассоциации заходит уже в кембрий. Вулканогенные прогибы образуют густую сеть (рис. 26) и разделяют многочисленные блоки, на которых этаж представлен карбонатной, спаргамитовой и фалаховой формациями в уменьшенных мощностях.

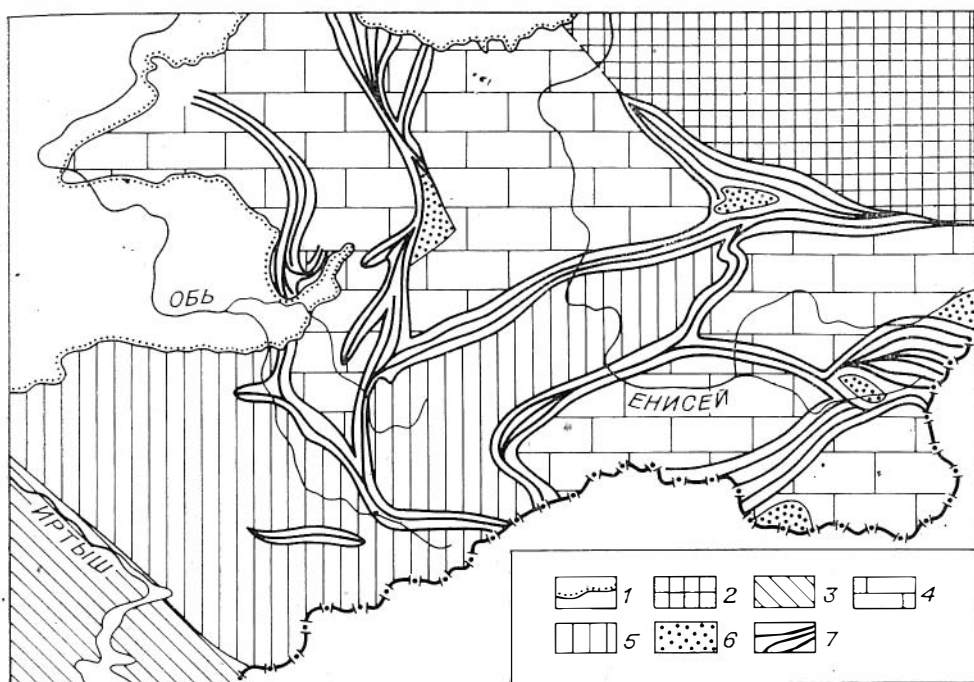


Рис. 25. Схема структуры верхнего докембрия Алтае-Саянской области (по материалам [Шинус и др., 1958; Волков, Парфенов, 1970; Берзин, 1979; Коробейников и др., 1979]).

1 — граница чехла Западно-Сибирской плиты; 2 — Сибирская платформа; 3 — Обь-Зайсанская зона; 4 — карбонатные толщи; 5 — терригенные толщи; 6 — выходы дорифейских толщ на поверхность; 7 — офиолитовые зоны.

Степень насыщенности разрезов вулканогенным материалом возрастает в восточном направлении.

Внутренние части складчатых поясов сложены главным образом однообразными сланцевыми и турбидитовыми толщами, иногда с подчиненными им пакетами и линзами базитов толеитового типа. Такие толщи широко распространены в Горном и Рудном Алтае. В Чарской покровной зоне, близ осевой части складчатого пояса, они сменяются офиолитовой ассоциацией. Близкие по составу сланцевые толщи обнажены на о-ве Южном Новой Зеландии (группы Гринленд и Ваюта), островах Тасмания и Кинг-Блоков древних пород здесь не обнаруживается. Складчатость относится к линейному типу, и простирания выдерживаются на большие расстояния.

Подразделение складчатых поясов на внешние и внутренние части возможно не повсеместно. Свообразно, в частности, строение Грэмпиано-Аппалачского пояса. Этот пояс, узкая линейная форма которого особенно отчетливо выявляется на палинспастической основе [Борукаев, 1976; Парфенов, 1976], разделяет Северо-Американскую, Русскую и Африканскую платформы. Перикратонные зоны целиком перекрыты складчатыми комплексами пояса, залегающими в аллохтонных пластинках с суммарной амплитудой горизонтального смещения, превышающей 100 км. Под аллохтонами геофизическими методами обнаружены отдельные «разрывно-блоковые бассейны», выполненные осадочной толщей [Harris e. a., 1981].

В Аппалачах [Кинг, 1979] верхняя часть докембрия (докембрий Z, по шкале США 1972 г.) и подстилающий ее кристаллический фундамент (докембрий Y) обнажаются в поднятнн Блу-Ридж. Поднятие надвинуто на северо-западе по серии пологих поверхностей на Провинцию хребтов и долин, а на юге отделено разрывом Бревард от зоны Пьемонта. Этак сложен грубообломочной толщей, перекрывающейся турбидитами. Выше следуют метабазальты, замещающиеся по латерали бимодальной серией вулканитов с горizontами спарангитовой формации. На этой толще с пе-

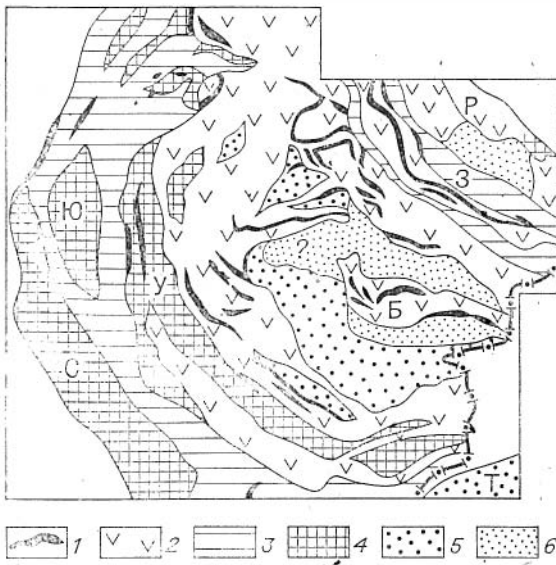


Рис. 26. Положение гипербазитовых поясов в палеозойских складчатых системах Казахстана ([Зайцев, 1980] с упрощениями).

1 — гипербазитовые пояса; 2 — эвгеосинклинальные зоны; 3 — хемигеосинклинальные зоны; 4—6 — геосинклинальные поднятия; 4 — сложенные докембрием, 5 — характеризованные преимущественным карбонатным осадконакоплением, 6 — предполагаемые, глубоко погруженные в среднем и позднем палеозое.

Массивы: С — Сырдарьинский, Ю — Южно-Тургайский, У — Улутау-Монкумский, Б — Балхашский, Т — Тарымский; складчатые системы: Р — Рудного Алтая, З — Зайсанская.

рерывом залегает фалаховая формация, относящаяся к кембрию, по, возможно, частично принадлежащая венду. В Пьедмонте верхнерифейско-вендские толщи сильно метаморфизованы и неотличимы от кристаллического основания.

Поперечный разрез пояса хорошо расшифровывается в сечении через о. Ньюфаундленд. Здесь складчатая зона, выделяющаяся под названием Центрального мобильного пояса, расположена между двумя массивами — Западной и Авалонской «платформами» (рис. 27), отделяясь от них крупными разломами.

На массивах этаж сложен маломощными вулканитами пестрого состава, залегающими на кристаллических толщах и с разрывом перекрывающимися нескладчатой терригенной толщей венда (?) — кембрия. В Центральном мобильном поясе верхний докембрий представлен группами Гандер и Флёр-де-Лис, вскрытыми в одноименных блоках [Kennedy, 1975].

Группа Гандер сложена алевроитовыми и песчанистыми сланцами, местами галечными, с прослоями графит-биотитовых, хлоритовых и мусковитовых сланцев. В верхней части разреза, общая мощность которого превышает 8 тыс. м, присутствуют в небольшом количестве метавулканисты. Толща содержит тела гипербазитов и прорвана гранитоидами, датированными рубежом докембрия и кембрия. В группе Флёр-де-Лис количество вулканитов резко возрастает, отмечаются подушечные лавы, пирокластическая, стратиграфический диапазон разреза расширяется за счет приращения к нему кембрийских отложений. Офиолиты особенно характерны для западной части выступа. Их датируют верхами докембрия — низами кембрия.

Мы сравнительно подробно рассмотрели строение Ньюфаундленда, ибо весьма интересной особенностью является присутствие трех достоверно разновозрастных офиолитовых ассоциаций. Древнейшая из них, заведомо докембрийская, связана с докембрийской орогенной Гандер. Следующая по возрасту ассоциируется с породами группы Флёр-де-Лис. Наконец, самая молодая офиолитовая ассоциация относится уже к ордовика. Офиолиты располагаются в виде узких вытянутых полос, ориентированных вдоль простирания пояса.

Структурная зона, отвечающая Центральному мобильному поясу, протягивается в Каледонскую неметаморфическую зону Ирландии и Англии. Метаморфическая зона этого района, сложенная Торридонским и Мойнским терригенными комплексами, соответствует Западной «платформе», а Докембрийский кратон Центральной Англии и окраин Уэльса — Авалонской. На Балтийском щите структурная зональность пояса сильно осложнена грандиозными каледонскими шарьяжами, а в каледонской области Восточной Гренландии, сходной по строению, к тому же недостаточно изучена.

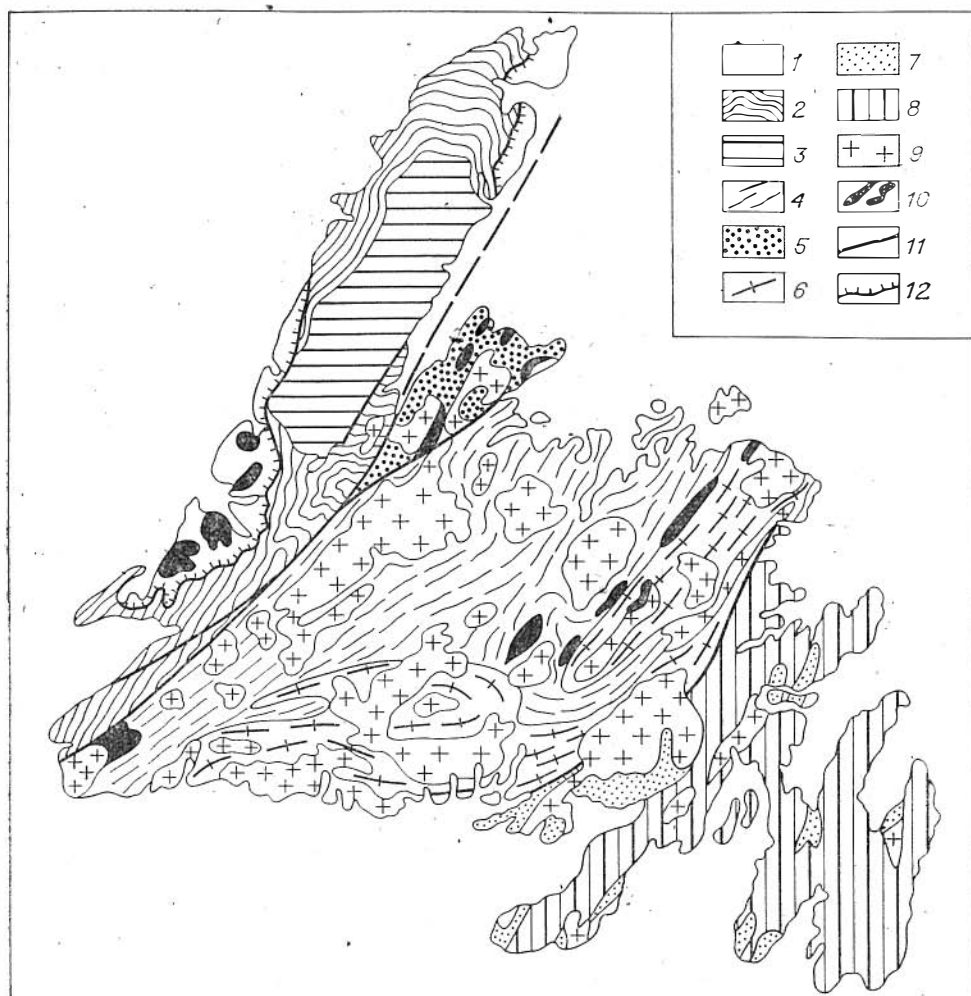


Рис. 27. Схема строения о. Ньюфаундленд (по [Geology..., 1970a; Kennedy, 1975] и др.). 1—3 — Западная «платформа»: 1 — аллохтоны Хамбер-Арм и Хейр-Бей, 2 — палеозой, 3 — докембрий; 4—6 — Центральный мобильный пояс: 4 — палеозой, 5 — супергруппа Флёр-де-Лис, 6 — группа Харбор; 7, 8 — Авалонская «платформа»: 7 — нижний палеозой, 8 — докембрий; 9 — палеозойские гранитоиды; 10 — гипербазиты; 11 — разрывные смещения; 12 — крупные надвиги.

Своеобразно строение Средиземноморского пояса. Судя по широкому распространению массивов дорифейских пород (Иранский, Кабульский, Родопский, Чешский, Центрально-Французский, Армориканский, Иберийский и др.) в северной части пояса, его структура напоминает таковую Алтае-Саянской области. В пределах массивов выделяются толщи, датруемые как верхний докембрий, — Бривер Армориканского массива и его аналоги, альгонк Чешского массива и т. п. Это довольно разнообразные преимущественно терригенные комплексы с варьирующими по количеству и составу вулканитами, по всегда интенсивно дислоцированные, часто метаморфизованные. Иногда между комплексами устанавливаются структурные связи, но чаще их взаимоотношения не ясны, ибо они обнажены в изолированных разбросанных выходах.

Анализируя палеозойскую структуру пояса, А. А. Белов [1981] показал, что массивы и другие выступы докембрийского основания слагают здесь более половины площади, будучи разделены и расчленены узкими оффиолитовыми зонами. Обычно выступы относят к массивам байкальской консолидации, хотя вероятен более древний возраст их кристаллического цоколя. Южная часть пояса, видимо, целиком сложена карбонатно-терригенными толщами, плавно увеличивающими свою мощность в север-

ном направлении. Эта часть определенно имеет сходство с перикратонными зонами и принадлежит окраинам платформ гондванского ряда.

Уже из краткого обзора видна большая сложность интеркратонных поясов, наличие в них структурно-фацальной зональности, большого количества выступов древнего основания, неравномерность проявления складчатости. Мы не касались вопросов метаморфизма и гранитообразования, поскольку эти процессы имеют уже фанерозойский возраст. В фанерозой же продолжают многие стратиграфические ряды формаций. В частности, в очень многих случаях (Алтае-Саянская область, Центральный Казахстан) фанерозой принадлежат верхние члены офиолитовой триады.

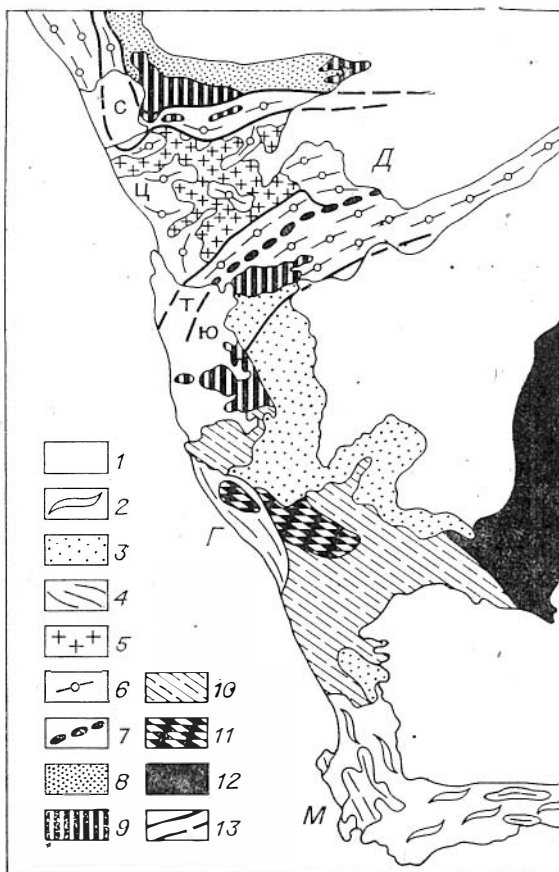
Иначе построены интеркратонные пояса Африки и Южной Америки, названные ранее «недоразвитыми». Это сравнительно узкие зоны, отвечающие по размерам, составу толщ, стилю складчатости и характеру метаморфизма частным офиолитовым зонам крупных поясов или их группам. В отличие от типичных поясов, развитие которых продолжается в палеозое, здесь оно завершается близ рубежа докембрия и фанерозоя. Лишь в мезозое и кайнозое их активность иногда возрождается, и они становятся ареной рифтогенеза. Роль этих поясов в структуре как верхнего докембрия, так и фанерозоя очень велика. Поэтому мы включаем их в интеркратонные складчатые пояса, но будем рассматривать в качестве особого типа, который назовем *аравийским* по названию характерного представителя — Аравийско-Нубийского пояса.

Этот пояс разделяет Африку и Евразию и вытянут в северо-западном направлении более чем на 2,5 тыс. км. Ширина не менее 1 тыс. км, но может быть значительно больше, ибо восточная граница пояса на Аравийском полуострове не установлена. Западная граница фестончатая. Здесь пояс граничит с массивом Западного Нила, являющимся, видимо, частью Центрально-Африканского кратона. Древнейшие в пределах пояса толщи обнажены близ его западной границы в пределах Нубийского массива. Это гранитизированная серия Митик с возрастом 1800—1900 млн. лет [Саллум и др., 1979], хотя в более южных районах возможно и присутствие архея. Породы серии залегают в виде небольших куполовидных поднятий, вытянутых узкой полосой вдоль западной границы пояса и перекрытых с резким несогласием верхним докембрием.

В основании рифейского комплекса залегают песчано-граувакково-сланцевая серия Восточной пустыни. Ее перекрывает серия Аталла, сложенная базальтами, порфирами, риолитами, их туфами и граувакками. Обе серии пронизаны телами гипербазитов и достигают большой мощности (по разным оценкам, от 3—5 до 20 тыс. м). В Саудовской Аравии с серией Восточной пустыни иногда сопоставляют серию Хали, но на большей части площади ни ее, ни более древнего фундамента (выделяющегося лишь проблематично) нет, а комплекс начинается непосредственно базальтами группы Банш, которая вместе с вышележащими группами Баха (турбидиты, кремнистые породы, кварциты, аркозы) и Джидда (андезиты, дациты, пирокластиты, в меньшей степени базальты) отвечает серии Аталла.

Эта часть разреза представляет наибольший интерес. Толентовые базальты Банш отвечают островодужной толентовой серии [Greenwood e. a., 1976]. Их возраст определен в 1168 ± 110 млн. лет [Fleck e. a., 1981]. Анализ осадочной части разреза показал отсутствие материала с близлежащей континентальной суши. Граувакки, аркозы и кварциты в турбидитовой группе Баха трактуются как продукты быстрого размыва базальтов. Известково-щелочная группа Джидда может быть несколько моложе названных или замещать их по латерали. В тесной связи с этими группами находятся несколько гипербазитовых поясов Саудовской Аравии, в двух из которых (Джебель-Васк и Джебель-Эс) [Shanti, Robo1, 1979] обнаружены полные офиолитовые комплексы. Описанная часть комплекса прорвана дюритами (960 млн. лет), смята в субмеридиональные складки и метаморфизована в фацции зеленых сланцев.

Рис. 28. Схема строения Юго-Западной Африки (по материалам [Barnes, Sawyer, 1980] и др.). 1 — фанерозойский чехол; 2 — капский складчатый комплекс; 3 — группа Нама; 4 — складчатые комплексы зон Гарип (Г) и Малмсбери (М); 5 — граниты Салем; 6 — супергруппа Дамара; 7 — гипербазитовый шов; 8 — группа Отави; 9 — додамарский фундамент; 10 — зона Намакwa; 11 — зона Рихтерсвелд; 12 — массив Трансвааль; 13 — границы зон внутри области Дамара (Д): северной (с), центральной (ц), линсеамента и трога (т) и южной (ю).



Особенности разреза и латеральные взаимоотношения толщ не оставляют сомнений в том, что здесь мы наблюдаем серию островных дуг и офиолитов океанского дна (вероятнее всего, основания этих дуг). Такая трактовка в настоящее время принимается исследователями региона практически единодушно.

Выше залегают группы Абла и Халаба, сложенные граувакками, а также андезитами, дацитами, пирокластолитами. Возможно, группы разделены несогласием, связанным с внедрением трондьемитов и мигматизацией группы Абла (800—780 млн. лет), а совместно они прорваны кварцевыми монцонитами (650—600 млн. лет). Метаморфизм варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (в группе Абла предполагается присутствие гранулитов). Складки сохраняют меридиональные тренды. Очевидно, что стадия отвечает интервалу развития зрелых дуг и междугловых прогибов.

Комплекс с резким несогласием перекрывается группой Мурдама, сложенной конгломератами, граувакками, карбонатно-терригенными породами и в небольшом количестве андезитами и пирокластолитами. Эта мощная (6 тыс. м) толща уже слабо метаморфизована и, возможно, начинается собой комплекс континентальной стадии развития пояса. Она прорвана гранитами и кварцевыми монцонитами с возрастом 570—550 млн. лет.

По типу строения Аравийско-Нубийский пояс напоминает Свекоефенскую складчатую область. Здесь тоже весьма проблематичен древний фундамент (возможно, присутствующий лишь в виде небольших осколков), преобладают островодужные ассоциации и граувакковая формация, слагающие чередующиеся и сложно переплетающиеся полосы, присутствуют огромные объемы (57 % всей площади) гранитоидов известково-щелочной серии с низким первичным стронциевым отношением.

На севере пояс уходит под воды Средиземного моря. Здесь на его площади большую роль начинают играть выступы древнего основания, и предполагается, что утоненной сиалической корой подстилаются островные дуги [Shimron, 1980]. Это намечает тенденцию к выклиниванию пояса. На юге же он скрыт под водами Индийского океана.

Другой пояс расположен на крайнем юго-западе Африки. Он с резким структурным несогласием наложен на преимущественно дорифейские комплексы с молодыми гранитоидами провинции Рихтерсвелд (Виолдриф) и подвергшиеся диахлизису в конце среднего рифея толщи провинции

Намаква. Пояс вытянут вдоль побережья в северо-западном направлении и состоит из двух звеньев — Гариш и Малмсбери (рис. 28).

В зоне Гариш [Kröner, Blignault, 1976] древнейшие толщи датируются цифрами около 1000 млн. лет. В нижней части залегают сланцы и тиллоиды, в которых выше по разрезу начинают появляться, а затем преобладать известняки и кварциты (10—15 тыс. м). Далее следуют шаровые толеитовые базальты и граувакки в ассоциации с серпентинизированными и свежими гипербазитами (9 тыс. м), сменяющиеся к востоку андезитами. Седиментация завершается внедрением основных интрузий с возрастом около 880 млн. лет. Аналогичная смена офиолитовой ассоциации островодужной, а затем шельфовыми отложениями в восточном направлении наблюдается и в зоне Малмсбери. Толщи в обеих зонах очень сильно дислоцированы, а на границе с более древними участками метаморфизованы в глаукофан-сланцевой фации и кливажированы с восточной вергентностью. По типу строения комплекс сходен с «трансгрессивными» комплексами граничных троговых поясов нижнего протерозоя.

Северное продолжение пояса скрыто под водами Атлантического океана. Однако его присутствие несомненно, ибо зона Дамара, очевидно, образует со звеньями пояса тройное сочленение [Coward, 1981]. Строение этой зоны сложно, а оценки ее природы противоречивы. Часто ее считают южным продолжением Ирумийской интракратонной зоны. Между тем зона Дамара имеет широтное простирание и расположена к зоне Ируми кулисообразно. Разнятся и их разрезы.

Области Дамара присуща структурно-фациальная зональность (см. рис. 28). Южная и северная зоны рассматриваются как эпиконтинентальные, хотя в первой из них встречаются гипербазиты. Но особенно обильны они в зоне разлома, отделяющего южную зону от зоны трога с максимальными мощностями группы. Здесь же развиты амфиболиты Матчлесс, сопоставляющиеся с базальтами океанского дна [Barnes, Sawyer, 1980]. Последовательность вулканизма представляется в следующем виде. Заложение области сопровождается формированием щелочной серии Носиб (фельзиты, трахиандезиты, риолиты, игнимбриты, туфы). Средняя стадия отвечает базальтам Матчлесс, после чего в центральной зоне образуются крупные батолиты гранитоидов Салем известково-щелочной серии. Метаморфизм развит неравномерно: на севере он много выше (амфиболитовая фация), чем на юге (зеленосланцевая). В зоне линеймента расположены посткинematические граниты Донкерхук (528 млн. лет).

Асимметрична и складчатость, увеличивающая интенсивность в южном направлении, где часто сопровождается покровами. Общее сокращение площади за счет складчатости оценивается в 80%. Все эти данные говорят о тесной связи развития области Дамара с поясом Гариш-Малмсбери и об энзиматической природе области. Будучи ослабленной ветвью тройного сочленения, на восток она быстро выклинивается, переходя по простиранию, возможно, в зону дисхизиса Замбези.

В Южной Америке аналогичный пояс разделяет массивы Гойяс и Сан-Франсиску и выделяется под названием Бразильского складчатого пояса. Он протягивается в северо-западном направлении вдоль линии Рио-де-Жанейро — Бразилиа и затем в северном — вдоль левобережья р. Токантинс в район устья р. Амазонки. В пределах всего пояса обнаружены многочисленные тела гипербазитов, входящих в офиолитовую ассоциацию [Shackleton, 1977].

На полиспастической основе пояса объединяются (см. рис. 33), а их продолжением служит Мавритано-Сенегальский пояс.

Наконец, к этому же типу надо отнести Ахаггаро-Атакорийскую область. Ее особенностью является наличие тел габброидов и гипербазитов при отсутствии островодужной серии. Следы выклинивания этого пояса на юге обнаруживаются в Западно-Конголезской интракратонной складчатой зоне в виде толеитовых базальтов, а на север он раскрывается к Средиземноморскому поясу.

Пояса имеют небольшие ответвления, возможно, местами кулисообразно.

разно подставляются другими зонами (например, по восточному побережью Бразилии). Их структурный рисунок в деталях еще не ясен. Однако уже изложенные сведения показывают своеобразие типа и связь этих структур с другими типами.

ЗОНЫ ДИАСХИЗИСА

При изучении щитов древних платформ давно обращено внимание на своеобразные зоны, интерпретация положения которых в общей структуре вызывала затруднения. По вещественному составу и высокой степени метаморфизма стратифицированных комплексов они близки к смежным древнейшим «ядрам» щитов, но существенно отличаются от них структурным планом, развитием наложенного метаморфизма и широким распространением относительно молодых интрузивных комплексов. Радиометрические методы выявили молодость последних тектономагматических проявлений в этих зонах по сравнению с возрастом складчатого фундамента и даже нижних горизонтов чехла в смежных ядрах. Среди наиболее крупных и известных зон такого типа назовем пояса Гренвиллский и Мозамбикский.

В современной литературе указанные зоны обозначаются самыми различными терминами (мобильные, орогенные, гранулитовые, чарнокитовые и т. п. пояса). Наиболее часто употребляется термин «пояс (зона) активизации». М. А. Семихатовым [1974] предложен термин «зоны диасхизиса» (от греческого *διασχισίς* — процесс разрушения, взламывания), который мы и будем использовать. Н. А. Божко [1979] использует в качестве синонима транслитерацию английского «тектонотермальная переработка», а Е. В. Павловский и М. З. Глуховский [1982] — термин У. Кеннеди — термотектогенез.

Зоны обнаружены на всех платформах, но в наиболее типичном виде встречаются на платформах Лаврогондии. В пределах Африканской платформы располагаются крупные Мозамбикский и Ливийско-Нигерийский пояса, зона Кейс, а также пояс Лимпопо. Северо-Американская платформа окаймлена на юго-востоке протяженным Гренвиллским поясом. Он граничит с зоной «элсонской складчатости», на большей части своей площади, перекрытой фанерозойским чехлом, а также с меридиональной зоной Нейн, занимающей восточную часть п-ова Лабрадор. Оба эти участка также относятся к поясу диасхизиса. На Австралийской платформе зонами диасхизиса (Дарлинг, Фрейзер-Стерлинг) ограничен блок Илгарн. В этот же тип зон надо включить краевые части щитов Аранта и Масгрейв-Манн, пограничные с авлакогеном Амадиес. Восточно-Бразильский щит Южно-Американской платформы и практически все побережье Восточно-Антарктической платформы также являются зонами омоложения. В пределах Индостанской платформы ранее намечался единый Восточно-Гатский пояс активизации, который ныне подразделен на три области [Геология..., 1975]. Выделена также Раджастанско-Делийская зона. Как заметил В. Е. Хаин, подавляющее большинство зон тяготеет к окраинам «молодых» океанов — Атлантического, Индийского, Арктического.

При выделении, изучении и характеристике зон широко используются радиометрические методы. Однако не все они равнозначны. Метаморфические толщи в зонах обнаруживают сильный разброс цифр, которые в принципе могут принимать любые значения между реликтивными (так называемый геологический возраст пород) и датирующими пик омоложения в силу неполного удаления продуктов радиоактивного распада при метаморфизме. По этой причине при датировании эпох диасхизиса предпочтительно отдается часто цифрам, полученным при анализах пород «молодых» гранитных массивов. Известны и случаи завышения возраста пород при наложении на них гранулитового метаморфизма. Однако быстро прогрессирующие изохронные (цирконометрия и др.) и новые (Sm — Nd и др.) методы уже выявляют в казавшейся ранее однородной последовательности

цифр дискретные группировки, отвечающие стадиям диасхизиса. При этом обнаруживается обычно неоднократное омоложение одной и той же зоны.

Наложенная складчатость и насыщенность «молодыми» интрузивными массивами к окраине зоны постепенно ослабевает. В некоторых случаях границы поясов совмещают с крупными разломами (Гренвиллский фронт), но такое совпадение относительно, ибо омоложенные породы располагаются по обе стороны разлома. Поэтому переходы от зон диасхизиса к смежным обычно бывают постепенными.

Большинство зон диасхизиса имеет удлиненную в плане (линейную, реже криволинейную) форму. Соотношение длины и ширины изменчиво, колеблется от 10 : 1 до 3 : 1. Длина поясов в ряде случаев превышает 6 тыс. км (Мозамбикский пояс), но чаще измеряется сотнями километров. Однако форма и размеры зон диасхизиса не всегда могут быть установлены с необходимой точностью, в особенности если они граничат с плитами и океанами.

Почти вся площадь поясов диасхизиса сложена глубоко метаморфизованными, часто гранитизированными осадочно-вулканогенными комплексами, которые по составу очень сходны с комплексами смежных с поясами блоков фундамента. К. Стоквелл проводит прямые аналогии между древнейшими гранитогнейсо-гранулитовыми комплексами блока Унгава и пояса Гренвилл. Сопоставления оказываются возможными и в тех случаях, когда толщи, слагающие пояса диасхизиса и смежные блоки, метаморфизованы в различной степени. Например, гнейсы Лимпопо коррелируются с зеленокаменными комплексами Трансваальского и Родезийского массивов.

В целом нижний структурный этаж зон диасхизиса сложен породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и прогрессивной амфиболитовой фаций. Однако такой характер породы сохранили лишь в пределах блоков и пластин, разделенных полосами и участками распространения пород, испытавших диафторез, вплоть до зеленосланцевой фации. Устойчивая корреляция пород гранулитовой фации и зон диасхизиса и явилась причиной выделения «гранулитовых поясов».

Время накопления (геологический возраст) нижнего структурного этажа обычно оторвано от наиболее интенсивных проявлений диасхизиса. Перерыв оценивается интервалами до 1 млрд. лет, но в случаях проявления повторного фанерозойского омоложения может превышать эту величину. Например, породы алданского комплекса, относимого к архею, подверглись «активизации» в мезозое (около 200 млн. лет назад).

Лишь в редких случаях и на ограниченных по площади участках распространены толщи, по возрасту «приближенные» к эпохе омоложения, хотя и в этих случаях перерыв достигает сотен миллионов лет. Такие толщи обычно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций или же вообще не метаморфизованы. Б. М. Келлер [1973] отмечает, что преобладающую роль в сложении таких комплексов играют породы фалаховой формации.

Новейшие радиометрические данные показывают, что породы второго структурного этажа распространены много шире, чем предполагалось ранее, но зачастую метаморфизованы весьма глубоко, смяты субконформно с нижним этажом и в итоге практически неотличимы от него (сходная картина отмечалась нами для областей свекофеннского типа).

Довольно широко распространены в пределах зон молодые интрузивные образования, по возрасту которых обычно и датируется эпоха диасхизиса. Это преимущественно граниты, которые сопровождаются пегматитами с редкометалльной минерализацией. Некоторые граниты по типу сходны с рашакви. Очень характерны интрузивные массивы габбро-анортозитов. К их числу относятся многочисленные тела в пределах провинции Гренвилл, включая знаменитую интрузию Адирондак. На ее примере Н. Херц выделил анортозиты адирондакского (массивного) типа, противопоставив их анортозитам бушвельдского типа, входящим составным элементом в расслоенные дифференцированные интрузии. Анортозиты

адирондакского типа настолько характерны для зон диасхизиса, что могут служить для них диагностическим признаком.

Некоторые исследователи полагают, что столь же тесная связь существует между зонами активизации и массивами карбонатитов, которые часто расположены в пределах поясов диасхизиса. Однако детальный анализ [Ельянов, Моралев, 1974, с. 58] показал, что более общей является связь «проявлений щелочно-ультраосновного, щелочно-базитового и щелочного негранитного магматизма с зонами растяжения, возникшими в земной коре в различные эпохи и имевшими разное тектоническое выражение».

Складчатая и разрывная структура поясов диасхизиса очень сложна и изучена в целом явно недостаточно. Наиболее детальные структурные исследования проведены в Северо-Западных нагорьях Шотландии (их обзор приведен в работе Л. М. Парфенова [1973]) и в Беломорском поясе (В. В. Эз и др.). Как правило, наложенная складчатость характеризуется относительной простотой и меньшей интенсивностью в сравнении с более ранними генерациями дислокаций и не «маскирует» полностью древнюю структуру разновозрастных комплексов.

Разрывная структура зон также весьма сложна. Собственно эпохам диасхизиса, видимо, отвечают преимущественно крутопадающие разломы разной глубины, согласующиеся по простиранию с открытыми наложенными складками. Не исключено, однако, что наряду с ними развиты и надвиги, поскольку последние весьма характерны для окраинных частей Беломорского, Гренвиллского и других поясов. В зоне Лимпопо обнаружен останец шарьяжа.

Из приведенной краткой характеристики видно, что зоны диасхизиса представляют собой весьма сложные образования. Поскольку на всей их площади обнаружены кристаллические толщи, зоны должны быть отнесены к щитам древних платформ. В то же время в пределах щитов они существенно отличаются от смежных участков широким развитием поздних интрузий, наложенной складчатости и иногда метаморфизма особого типа. Радиометрические данные указывают на длительность и многоактность проявлений диасхизиса. Именно поэтому зоны и рассматриваются как участки тектонотермальной переработки древних толщ.

Наиболее примечательной чертой зон является их наложенный характер. Однако такой вывод еще ничего не говорит о природе зон, их роли в структуре докембрия, положении в системе и латеральных рядах геоструктурных областей. Широко известны зоны риферского диасхизиса, менее детально изучены дорифейские. Пока еще не исследовалась периодичность проявлений диасхизиса, его связи и соотношения с другими тектоническими процессами лишь намечены [Борукаев, 1981]. Поэтому представляется необходимым кратко рассмотреть некоторые типовые зоны, чтобы на их примере подойти к решению общих проблем диасхизиса.

Зона Лимпопо. Расположена между массивами Зимбабве и Трансвааль. Вытянута в восток-северо-восточном направлении более чем на 700 км при ширине около 300 км. На окончаниях перекрыта чехлом, на востоке предположительно сочленяется с Мозамбикским поясом. Подразделяется на северную краевую, центральную (с подзонами Пикве и Мессина) и южную краевую зоны, разграниченные крупными разрывными зонами Туля-Саби на севере и Саутпансберг на юге [Mason, 1973; Coward *et al.*, 1973; Precambrian..., 1981; и др.] (рис. 29).

Древнейшие породы обнажены в центральной зоне. Это гнейсы Санд-Ривер (3858 млн. лет) и прорывающие их две серии основных даек (3643 и 3128 млн. лет). Толщи метаморфизованы совместно в гранулитовой фации. Выше залегает группа Лимпопо. Ее нижняя часть (подгруппа Шанзи) представлена биотит-гранатовыми и лейкократовыми гнейсами с горизонтами магнетитовых кварцитов и известково-кремнистых пород. Эта толща прорвана рассланцованными апортозитами (3221 млн. лет). Далее следует подгруппа Мессина, сложенная глиноземистыми гнейсами, дже-спилитами, кварцитами с горизонтами и прослоями амфиболитов и из-

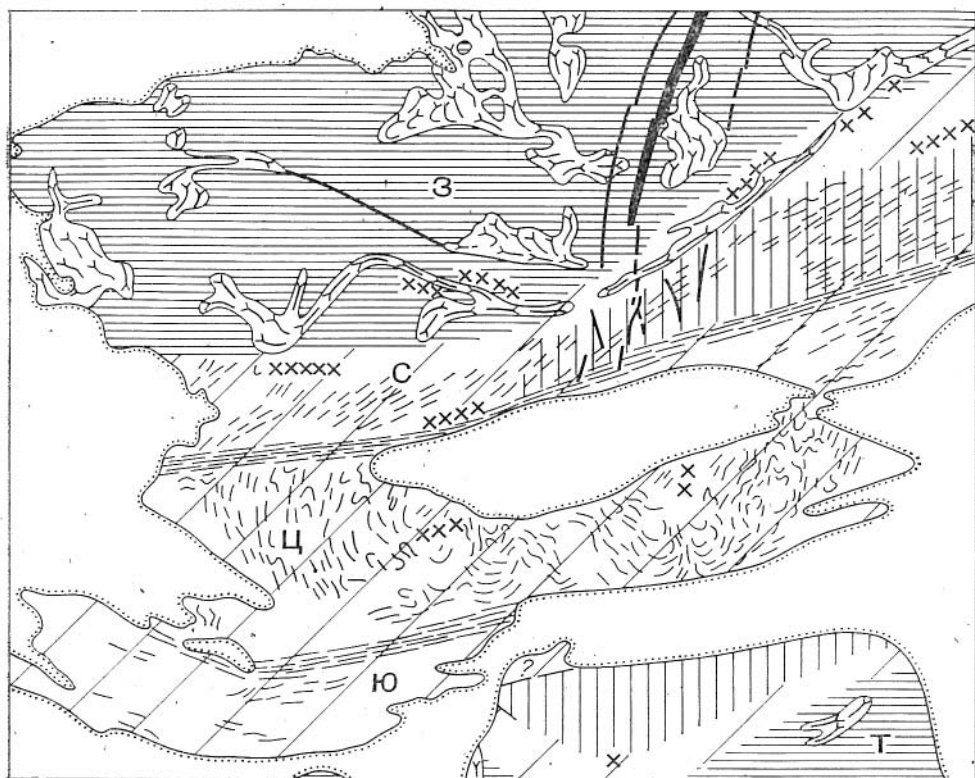


Рис. 29. Схема строения зоны Лимпопо (по материалам [Mason, 1973; Coward & a., 1973; Precambrian..., 1981]).

1 — чехол; 2 — граниты рапаниви; 3, 4 — породы зоны Лимпопо: 3 — в амфиболитовой, 4 — в гранулитовой фации метаморфизма; 5 — Великая дайка и ее сателлиты; 6 — зеленокаменные пояса; 7 — гранитоиднейсы массивов (З — Зимбабве, Т — Трансвааль); 8 — разрывные зоны; 9 — простирация сланцеватости в метаморфолитах.

Части зоны Лимпопо: С — северная крайняя, Ц — центральная и Ю — южная крайняя.

вестково-кремнистых пород. Толща метаморфизована в амфиболитовой фации и прорвана порфиroidными анатектическими гранитами (ныне гранитоиднейсы) Булаи с возрастом 2690—2772 млн. лет. В подзоне Пикве метаморфизм несколько выше (верхняя ступень амфиболитовой фации) и фиксируется наложенный зональный метаморфизм с возрастом 1900—2100 млн. лет.

В северной краевой зоне развит амфиболит-гранулитовый комплекс. Среди гранулитов, чарнокитов и эндербитов встречаются реликты метасадочных пород и metabазитов, сопоставляющихся с зеленокаменными комплексами. Присутствуют джеспилиты. Время гранулитового метаморфизма повышенных давлений (обнаружен сапфирин) и чарнокитообразования определяется в 2930 млн. лет, а амфиболит-гранулитового (регрессивного?) и внедрения порфиroidных гранитов — в 2700 млн. лет. Зона пересечена апофизами Великой дайки, не метаморфизованными и не складчатыми (примерно 2600 млн. лет).

В южной краевой зоне среди тоналитовых ортопироксеновых гнейсов отмечаются также реликты метапелитов и metabазитов. Здесь фиксируется три периода метаморфизма: гранулитового повышенных давлений, гранулитового низких давлений, сопровождаемого внедрением порфиroidных гранитов Маток (2645 млн. лет), и амфиболитового (? регрессивного).

Складчатая структура пояса сложна и неоднородна. Ранние изоклинальные складки с субгоризонтальными поверхностями развиты на всей площади. В северной и центральной зонах на них наложены субмеридиональные открытые складки, образование которых связывают с интерва-

дом 2600—2000 млн. лет назад. В зоне Тули-Сабии они опрокидываются, фиксируя левостороннее (по другим авторам, правостороннее) сдвиговое смещение. В центральной зоне на эту структуру наложены купола и чаши, синхронные зональному метаморфизму 1900—2100 млн. лет. Возможно, гранулиты южной зоны подняты по разрыву Саутпансберг еще до образования сдвигов. В краевых зонах преобладает сланцеватость, параллельная общему простиранию пояса.

Предполагается, что на рубеже около 3200 млн. лет назад (возраст анортозитов) пояс Лимпопо входил в состав единой структурной области с ограничивающими его массивами. Вероятно, подгруппа Шанзи отвечает древним зеленокаменным поясам. Позже возник прогиб Лимпопо. Характер пород подгруппы Мессина говорит об энсиалической природе прогиба. Здесь отсутствуют метаэффузивы, которые появляются в сравнительно небольшом количестве лишь в подзоне Пикве. По характеру развития прогиб напоминает области тимптонского типа, в особенности в названной подзоне. Эпоха 2600—2700 млн. лет назад характеризуется повсеместным метаморфизмом, интенсивной складчатостью и внедрением порфировидных гранитов. Общее сжатие сопровождается надвиганием в северном направлении.

Более поздние субмеридиональную складчатость, сдвиговые смещения, зональный метаморфизм, образование гранит-мигматитового комплекса Махалапье (2250 млн. лет), куполовидно-чашеобразную складчатость и региональное омоложение Rb — Sr систем в минералах (около 2000 млн. лет) надо относить уже к проявлениям днаксизиса, синхронного так называемой эбурнейской складчатости.

Как видно, новые данные позволяют несколько уточнить представления о зоне [Борукаев, 1976]. В ее развитии выделяется несколько этапов, детализируется структурная симметрия, выявляется большая роль продольных сдвиговых смещений. Однако в силе остается главный вывод — проявлениям днаксизиса предшествует длительное развитие энсиалического прогиба весьма малой степени раскрытия (амфиболиты средней части подгруппы Мессина в подзоне Пикве).

С зоной Лимпопо, по-видимому, очень сходна зона Касила, расположенная на юго-западе Леоно-Либерийского щита.

Беломорская зона. До конца архея зона развивалась как область тимптонского типа (см. ранее). Нижнепротерозойские толщи в ее пределах распространены локально, и возраст их дискутируется. Если нижний протерозой полосы, пограничной между Карельским и Беломорским блоками, т. е. Пана-Выгозерской зоны [Негруца, 1978], может быть отнесен к тому или другому блоку с равными основаниями, то принадлежность лапландских гранулитов к Беломорской зоне редко оспаривается. Правда, многие исследователи считают их очень древними [Салоп, 1973 и др.], но последние данные говорят об их нижнепротерозойском возрасте.

Гранулитовый комплекс слагает дугообразную полосу, надвинутую на зеленокаменный пояс р. Зап. Инари. Он представлен основными (гиперстен- и гранат-гиперстен-плагноклазовые гнейсы) и кислыми (гранатовые и гранат-силлиманитовые гнейсы) гранулитами. Присутствуют кордперитовые разности. Предполагается, что исходными породами были лавы (андезиты, риолиты) и осадочные (граувакки, аркозы, пелиты). Возраст синкинематических гранитоидов и метаморфизма определяется в 1900—1950 млн. лет [Тугаринов, Бибилова, 1980], а цирконов из гранодиоритовых куполов облекания — в 2700 млн. лет. Эти цифры ограничивают интервал времени накопления и структурного оформления комплекса. Аналогии в строении гранулитового и свекофеннского комплексов [Тугаринов, Бибилова, 1980] позволяют определять нижнюю границу в 2400—2200 млн. лет.

В эпоху 1900—1700 млн. лет назад в зоне проявился наложенный метаморфизм амфиболитовой фации, внедрились щелочные граниты и, по-видимому, усложнилась складчатая структура [Металлогения..., 1980]. Геохимическое возмущение охватило не только Беломорскую зо-

ну, он и прилежащие к ней Кольскую и северо-западную часть Карельской [Пушкарев и др., 1978], причем полоса омоложения в общих чертах следует субширотному (свекофеннскому s. str.) направлению.

Зона Черчилл. В провинцию Черчилл канадские геологи включают довольно разнородные элементы [Geology..., 1970a]. Были сделаны попытки подразделить зону на части [Башарин и др., 1973; Муратов, 1979], которые основывались на чередовании в пределах зоны нижнепротерозойских прогибов и участков, лишенных синхронных толщ («срединных массивов»). Однако при этом все же упускалось из виду, что в гудзонскую эпоху вся территория была охвачена мощными процессами термальной переработки, которая вполне сопоставима с диасхизисом [Борукаев, 1979]. Поэтому мы будем рассматривать в качестве зоны диасхизиса практически всю провинцию, выделив из нее лишь граничные троговые пояса в связи с их особым положением в структуре и уже отмеченными специфическими чертами.

Зона Черчилл расположена между массивом Слейв и граничным троговым поясом Белчер-Флин-Флон. На большей части ее территории обнажается архейский фундамент, представленный гранитогнейсами с реликтами зеленокаменных поясов и гранулитов. Супракрустальные нижнепротерозойские толщи наиболее широко представлены в прогибах Вулластон, Ранкин-Инлет и поясе Фокс-Комити (рис. 30).

В прогибе Вулластон толща состоит из двух частей [Money e. a., 1970], разделенных несогласием. Нижняя часть сложена граувакками с прослоями вулканитов бимодальной серии (3 тыс. м). Верхняя начинается пачкой кварцитов, сменяющейся вверх глинистыми сланцами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками с подчиненными известняками и джеспилитами (4 тыс. м). Толща интенсивно дислоцирована и зонально метаморфизована, так что иногда плохо отделяется от фундамента. Возраст определяется в 1900—1700 млн. лет.

Более сложно построен разрез прогиба Ранкин-Инлет. Фактически в нем объединяются разрезы двух генераций прогибов. Нижняя часть толщи рассматривается как выполнение прогиба Каминак [Goodwin, 1974]. Это полевошпатовые и хлоритовые кварцевые песчаники, алевролиты и полимиктовые конгломераты до 1 тыс. м. Они расположены в узком грабенообразном прогибе. Залегающая выше с разрывом толща распространена шире. Базальные валунные конгломераты сменяются мощной пачкой кварцитов и песчаников. Выше согласно следует толща глинистых сланцев, в которой на западе появляются языки шаровых базальтов, ассоциирующихся с туфами и кремнистыми породами. Осадочно-вулканогенная пачка перекрывается граувакковой с прослоями доломитов и затем незрелыми полевошпатовыми и доломитовыми кварцевыми песчаниками и пестроцветными глинистыми сланцами молассового облика [Bell, 1970]. Общая мощность местами достигает 5 тыс. м. Возраст определяется по-разному в интервале 2300—1700 млн. лет.

Р. Белл дает интересную трактовку разреза. В нижней части он выделяет эпиконтинентальные прогибы (три!), перекрывающиеся «платформенным» кварцитовым чехлом. Глинистые сланцы и базальты начинают «геосинклинальную» стадию, которая завершается молассовой. Подобное быстрое углубление эпеналических прогибов очень характерно для рассмотренных нами бассейнов.

Пояс Фокс-Комити состоит из двух прогибов. В южном из них (Фокс) кварциты перекрываются карбонатами, затем следуют графитовые кремнистые сланцы, кварц-сланцевые породы и джеспилиты. Новый цикл начинают метабазальты, карбонатные железистые породы и серпентиниты, которые перекрываются метаграувакками, алевролитами и глинистыми сланцами, а в верхней части толщи появляются кварциты и мраморы [Jackson, Taylor, 1972]. В северном прогибе (Комити) разрез сходен, но метабазитов значительно меньше. Толщи прорваны гранитами с многочисленными пегматитами, интенсивно складчаты и мигматизированы. На Баффиновой Земле часты пластовые анортозиты. Местами отмечены на-

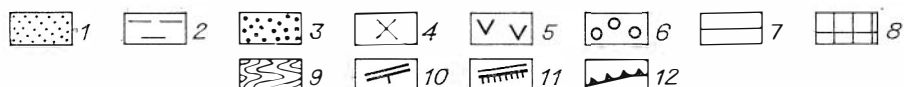
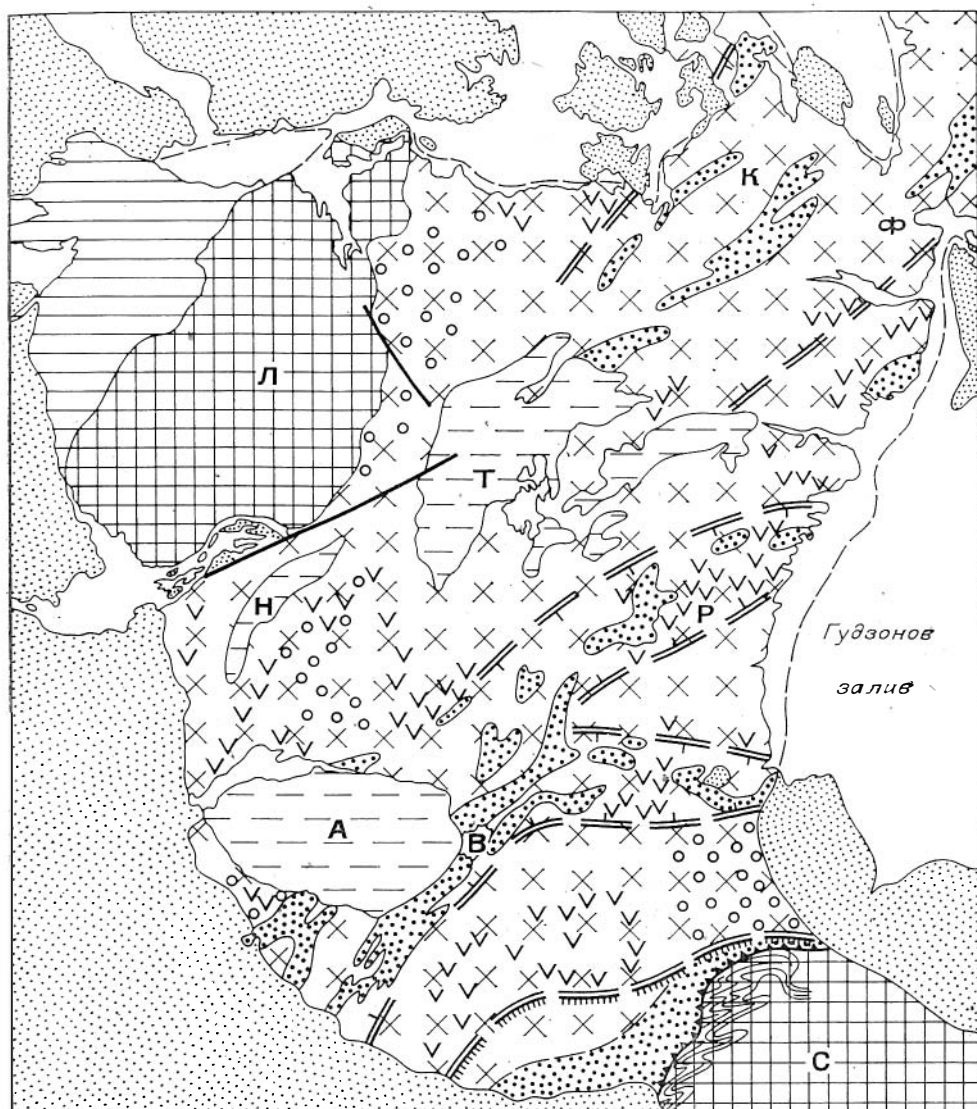


Рис. 30. Схема строения западной части провинции Черчилл (по [Geology..., 1970a] и др.).

1 — фанерозойский чехол; 2—6 — провинция Черчилл: 2 — рифей (прогибы: А — Атабаска, Н — Ноначо, Т — Телон), 3 — супракrustальные тощи нижнего протерозоя, 4 — гранитоидеи, 5 — реликты зеленокаменных поясов, 6 — реликты гранулитов; 7 — провинция Фор; 8 — архей провинций Сьюэрипор (С) и Слейв (Sl); 9 — гранулиты пояса Пиквитони; 10 — границы областей предполагаемого широкого распространения нижнего протерозоя (В — Буластон, Р — Равин-Иллет, Ф — Фокс, К — Комити); 11 — северная граница трогового пояса Флин-Флон — Томсон; 12 — фронт Нельсон.

двиги. Возраст метаморфизма определяется в 1850—1950 млн. лет, а изохронное Rb — Sr определение 2341 млн. лет может говорить о возрасте пород.

Таким образом, во всех разрезах прогибов, расположенных в разных частях зоны, видны общие черты. Все комплексы начинаются фалаховой формацией, варьирующей в мощности и иногда сочетающейся с карбостромовой в верхней части. Выше, отделяясь несогласием и горизонтом конгломератов или согласно, лежат сланцевая или турбидитовая формация, в которую вклиниваются метавулканы (преимущественно метабазальты, местами отмечены и рполиты). Положение джеспилитовой фор-

мации непостоянно. Иногда разрезы завершаются молассоподобной толщей.

По типу разрезов прогибы напоминают бассейны ятулийского типа, но несколько отличаются от них резко подчиненным содержанием вулканитов. Есть черты сходства и с некоторыми зеленокаменными поясами (например, Ботсваны). Их сближает бимодальный характер вулканизма и положение вулканитов в средней части осадочно-вулканогенной толщи.

Энциалическая природа прогибов несомненна. Более того, есть основания полагать, что прогибы сохранились в структуре зоны лишь потому, что содержат вулканиты (разломные зоны?), тогда как латеральные осадочные гомологи толщ гранитизированы и неотличимы от архейских гранитогнейсов. Такой случай описан [Lewry, Sibbald, 1980] для прогибов Вулластон и Вирджин-Ривер, разделенных полосой гранитогнейсов Муджатик. Размытый характер границ прогиба Вулластон давно отмечен [Money *et al.*, 1970].

Некоторые исследователи, отмечая большую протяженность пояса Фокс-Комити, полагают, что эту зону следует выделить особо. Иногда ею разделяют блоки Гудзонский на юге и Слейв-Бутия на севере [Goodwin, 1974]. Повторим, что эту операцию можно продолжить и расчленив всю провинцию на серию блоков, нарушив единство зоны в момент проявления заключительных тектонотермальных проявлений. К тому же оснований для такого расчленения не дает повсеместное сходство главных черт разрезов.

Интересно, что и в строении зоны Черчилл улавливается симметрия. В частности, главные поля с реликтами гранулитовых фаций тяготеют к ограничивающим зону массивам Слейв и Сьюпириор и значительно более редки в центральной части. Эта последняя в отличие от зоны Лимпопо сложена в основном породами фундамента, часто перекрываемого непосредственно рифеем.

Сумма изложенных данных позволяет полагать, что в раннем протерозое зона представляла собой обширную область шельфового и литорального осадконакопления. Во второй половине раннего протерозоя (с рубежа 2300 или 2000 млн. лет) она дифференцировалась с образованием нескольких относительно глубоководных (но энциалических) прогибов по типу Ятулийского бассейна. Диасхизис связан с общей инверсией области осадконакопления. В этом случае существенного отрыва диасхизиса от этапа седиментации нет.

Зона Гренвилл. Расположена на юго-востоке Канадского щита. Занимает площадь около 650 тыс. км², но, вероятно, продолжается к юго-востоку под Аппалачский складчатый пояс. На большей части территории обнажены кварц-полевошпатовые гнейсы (рис. 31), лишь местами перекрытые супракрустальными породами. Обильны интрузии анортозитов и гранитов типа рапакиви [Baer, 1973, 1977; Winne-Edwards, 1965, 1976; и др.]. Широко развиты породы гранулитовой фации метаморфизма.

Стратиграфическое положение и возраст супракрустальной группы Гренвилл, выделенной У. Логаном еще в 1865 г., долгое время дискутировалось. По составу и типу стратификации ее сопоставляли с группами Гурон, Кивино, Тимискаминг, по степени метаморфизма относили к архею. Программа широких радиометрических исследований, проведенных Геологической службой Канады, показала массовое распространение на территории провинции пород с возрастом около 1 млрд. лет.

В самых общих чертах стратиграфия зоны представляется ныне в следующем виде. Дорифейские гранитогнейсы прорваны анортозитами и перекрыты мелководными осадочными толщами собственно серии Гренвилл среднерифейского возраста. Геохимическое возмущение около 1000 млн. лет назад отвечает диасхизису.

Вдоль северо-западной границы зоны вытянута полоса интенсивно дислоцированных и часто милонитизированных пород, называемая Гренвиллским фронтом. Здесь уверенно распознаются реликты толщ смежных провинций Сьюпириор и Черчилл. Вергентность северо-западная. На за-

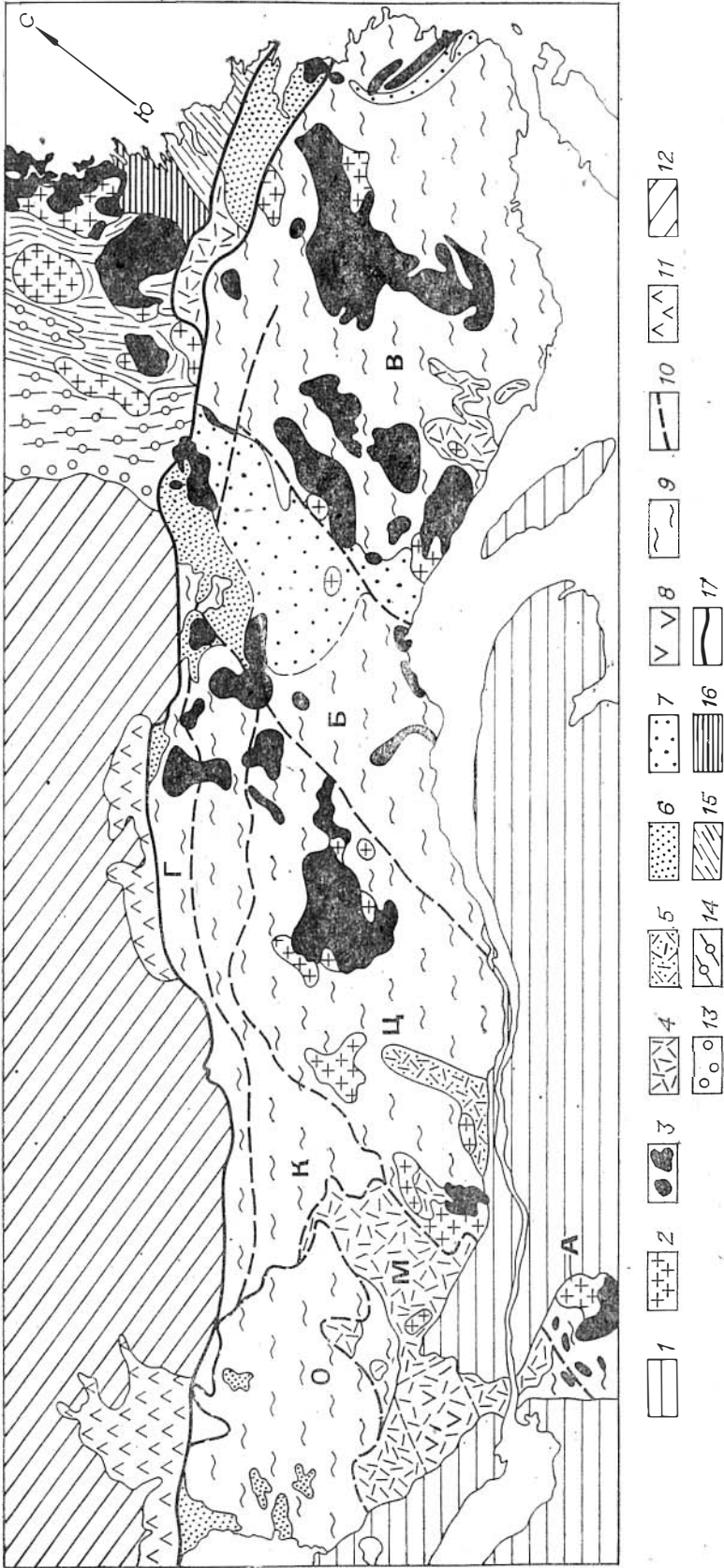


Рис. 31. Схема районирования зоны диваизиса Гренвилл (по [Geology..., 1970a] и др.).

1 — фанерозой; 2 — границы; 3 — аноргизиты. Провинция Гренвилл: 4 — рифей, 5 — ? рифей — ? нижний протерозой, 6 — нижний протерозой (группа Гамон и др.); 7 — ? инвазий протерозой, 8 — базальты в рифейских толщах, 9 — гранитоиды, 10 — границы структурных районов (Г — зона Гренвиллского фронта, О — гнейсовый сегмент Онтарио, М — Центральный метаседиментный пояс, К — гнейсовый сегмент Квебек, Ц — Центральный гранулитовый пояс, В — сегмент Байе — Кома, В — провинция Восточный Гренвилл). Провинция Сьюпринор: 11 — нижний протерозой, 12 — архей, Провинция Черчилл: 13, 14 — нижний протерозой (13 — нескладчатый, 14 — складчатый), 15 — гранитоиды протерозой и архей, 16 — архей, 17 — крупные разрывные зоны Гренвиллского фронта.

паде границы полосы четкие, на востоке она выделяется менее уверенно. Примерно параллельно ей в западной части протягивается гнейсовый сегмент Квебек. Здесь преобладают меланократовые гнейсы, плохо стратифицированные, часто в гранулитовой фации метаморфизма. Их сопоставляют с археем.

Расположенная южнее главная часть провинции разделяется на сегменты субмеридиональными линиями, грубая прямолинейность которых обусловлена, очевидно, разломами. Западный гнейсовый сегмент Онтарио сложен в основном серыми и розовыми, хорошо стратифицированными гнейсами амфиболитовой, реже гранулитовой фации предположительно нижнепротерозойского возраста. Здесь уверенно распознаются метаморфизованные аналоги группы Гурон.

Восточнее расположен Центральный метаосадочный пояс, в котором развита собственно группа Гренвилл. Она сложена в основном мраморами, глиноземистыми гнейсами, кварцитами. В мраморах обнаружены псевдоморфозы по кристаллам гипса. Присутствуют конгломераты. Степень метаморфизма варьирует от амфиболитовой фации до зеленосланцевой, причем породы часто сохраняют первичные осадочные текстуры. В центральной части пояса толща содержит вулканы (базальты, андезиты, риолиты), датированные цифрами 1310—1250 млн. лет. Эта часть разреза включается в состав группы Гренвилл или рассматривается в качестве самостоятельной группы Гастингс. Вулканы с несогласием и конгломератами в основании перекрываются группой Флинтон, сложенной снизу вверх кварцитами, карбонатами (известняки, доломиты мраморизованные) и сланцами. Интервал формирования группы Флинтон определяется в 1080—1050 млн. лет.

Центральный метаосадочный пояс крупным разрывом Шибугамо-Гатино отделен от Центрального гранулитового района, в котором очень широко представлены породы гранулитовой фации, частью сопоставляющиеся с группой Гренвилл (s. l.), а частью относимые к архею. Глиноземистые гнейсы и подчиненные им кварциты преобладают над мраморами.

В расположенном восточнее сегменте Байе-Комо распознаются метаморфизованные аналоги надгруппы Каниаписко Лабрадорского трога, протягивающиеся сюда с севера. Это группа Ганьон и ее предполагаемые гомологи, образующие вместе широкую полосу меридионального простирания. Восточный сегмент зоны Гренвилл изучен хуже и сложен в основном гнейсами.

Долгое время предполагалось, что гранулитовый метаморфизм провинции имеет региональный характер и весьма древний возраст. Позже [Вагг, 1976] выяснено, что его проявления связаны с контактовыми зонами анортозитовых интрузий, с размещением которых он обнаруживает хорошую корреляцию. Следовательно, по крайней мере, существенная часть гранулитов имеет нижне-среднерифейский возраст, отвечающий возрасту анортозитов (1500—1000 млн. лет).

Складчатая структура зоны сложна и тоже варьирует в разных сегментах. Часто, в особенности на участках развития супракrustальных толщ, хорошо выражены ранние субмеридиональные простирания, на которые наложены «гренвиллские» северо-восточные. Первые из них обычно связывались с гудзонской (предрифейской) складчатостью. Однако они хорошо выражены в среднерифейских породах серии Гренвилл.

Интересно размещение анортозитов. Их главные тела образуют меридиональные полосы [Wynne-Edwards, 1976], в пределах которых возраст омолаживается к югу. Молодые граниты часто тесно связаны с анортозитами и, по-видимому, комагматичны им.

Гипотез в отношении происхождения провинции Гренвилл недостаточно. Она относится к зонам континентального столкновения тибетского типа [Dewey, Burke, 1973], пластичного спрединга [Wynne-Edwards, 1976], новообразования континентальной коры [McCulloch, Wasserburg, 1978] и т. д. В большинстве гипотез обсуждаются причины ремобилиза-

ции древнего фундамента. Лишь в гипотезе новообразования коры существование его вообще отрицается.

Дж. Вассербург и М. Мак-Каллох исследовали породы зоны Sm — Nd методом и получили цифры около 1000 млн. лет. Поскольку Sm — Nd метод дает время образования пород и нечувствителен к дальнейшей их геологической истории, исследователи не допускают присутствия в зоне более древних пород. Заметим, что определения проводились по концентратам — смесям минеральных фракций разных пород, расположенных в разных участках зоны, местоположение которых не указано. Можно лишь догадываться, что пробы отбирались в основном из изверженных пород, наиболее молодых, возможно мантийного происхождения. Не исключено, что на части территории провинции действительно преобладают новообразованные сиалические породы. Однако распространять этот вывод на всю зону, на наш взгляд, преждевременно, поскольку геологические данные о продолжении сюда архейских и нижнепротерозойских пород более убедительны. Они же противоречат гипотезе о грандиозном (5 тыс. км) дрейфе провинции перед столкновением с другими провинциями Канадского щита [Irwing, Mc Glynn, 1976].

А. Баер [Baer, 1976] подробно описал развитие Центрального метасадочного пояса. Он предполагает, что пояс заложился как грабенообразный прогиб (авлакоген) в связи с внедрением анортозитов и в дальнейшем контролировал простирания гренвиллских складок. Он же [Baer, 1977] предположил наличие крупного сдвига в зоне и подразделил гренвиллскую эпоху на два термальных события — около 1100 и около 950 млн. лет [Baer, 1981]. Грабен имеет субмеридиональное простирание, отличное от общего для зоны северо-восточного, и вряд ли обусловил наложенную складчатость, которую сам А. Баер связывает с континентальным столкновением.

Наличие двух всплеск геохимического возмущения представляется очень вероятным. Оспаривая этот вывод, К. Белл [Bell, 1981] ссылается на многократность проявления таких всплеск в разных зонах. Однако в зоне Гренвилл они могут быть хорошо увязаны с особенностями структуры. Эпоха 1100 млн. лет, выраженная в нарушении Pb — Sr и U — Pb систем, отвечает завершению седиментации в троге и формированию меридиональных складок, а эпоха 950 млн. лет связана с общим омоложением и наложенной складчатостью (она отражена только в K — Ar системах). Первая эпоха широко проявилась на всем щите, вторая — в пределах провинции (собственно диасхизис).

Много интересных моментов содержится в гипотезе Х. Винн-Эдвардса [Wynne-Edwards, 1976]. Он трактует разделяющие сегменты субмеридиональные разломы как трансформные, связывает с ними тела анортозитов и указывает на омоложение их в южном направлении. Отсюда делается вывод о наличии зоны спрединга, параллельной общему простиранию провинции и обуславливающей ее развитие. Спрединг осуществляется в пластической форме, и нагретая и утоненная сиалическая кора без разрыва сгруживается в северо-западном направлении. Модель позволяет объяснить отсутствие древней сутурной линии, необходимой в классическом варианте континентального столкновения, но отсутствующей в структуре.

Завершая краткое описание зоны Гренвилл, подчеркнем ее исключительно сложное строение, многоактность развития. Важно отметить, что проявлениями диасхизиса здесь тоже предшествовало формирование энсиалического мелководного прогиба и разрыв между возрастом его толщ и возрастом диасхизиса не столь велик, как предполагалось ранее. В любой трактовке диасхизис связан с сильным латеральным сжатием.

Панафриканский диасхизис. Диасхизис проявлялся в фундаменте Африканской платформы неоднократно. Однако наибольшей интенсивностью и шириной отличается позднедокембрийско-раннепалеозойская эпоха, выделенная У. Кеннеди [Kennedy, 1964] под названием панафриканского тектонического эпизода. Эта же эпоха в Южной Америке называется бразильской. Диасхизис охватил огромные площади Мозамбикско-

го, Ливийско-Нигерийского и Бразильского поясов и прилежащие участки щитов. Близкие по возрасту проявления диасхизиса зафиксированы в Западной Австралии, в Индии, в Восточной Антарктиде и в Авалонской области Ньюфаундленда.

Не рассматривая строение этих областей подробно, обратим внимание лишь на некоторые их черты, имеющие принципиальное значение.

Почти во всех зонах обнаружены толщи, по возрасту близкие к эпохе диасхизиса. Их подробный анализ проведен Н. А. Божко [1980]. Это песчано-сланцевые толщи с подчиненными карбонатами и вулканитами, умеренных мощностей, сравнительно слабо метаморфизованные или без следов метаморфизма. Они залегают в изолированных небольших впадинах.

Если наличие таких толщ во многих областях диасхизиса обычно признается, то в Мозамбикском поясе оно часто подвергается сомнению. Новые данные показывают, что группа Умкоцдо, ранее относившаяся к нижнему протерозою, не древнее 1350, а вероятнее всего, и 1080 млн. лет [Barton, 1979]. Латеральный переход этой группы в метаморфизованные породы Мозамбикского пояса (зона Маника) давно известен. Следовательно, по крайней мере, нижне- и среднерифейские образования в нем присутствуют, а складчатость и метаморфизм проявились после эбурнейской эпохи.

Надо заметить, что возрастные рамки панафриканского эпизода, намеченные У. Кеннеди очень условно, в последнее время значительно расширяются. Отчасти это связано с развитием радиометрических методов, уточняющих возраст тех или иных объектов, а отчасти, очевидно, с объективным явлением — многократным омоложением, не укладывающимся в рамки определенной эпохи и «скользящим» во времени. Фактически к панафриканскому диасхизису ныне относят все тектонотермальные события в интервале от 800 (иногда даже 1000, например [Bertrand, Cabu, 1978]) до 400 (например [Kröner, 1977]) млн. лет назад.

Распознавание наложенной складчатости в зонах диасхизиса очень затруднено в силу значительной постумности древних направлений. Например, выявленное Э. Аккерманом [Ackermann, 1962] пересечение древних простираний более молодыми может быть связано как с панафриканской эпохой, так и с предшествующими ей (эбурнейской и др.). Индивидуальность панафриканского направления чувствуется только в континентальных масштабах, поскольку Мозамбикский пояс скорее наложен на поперечные пояса Лимпопо, Замбези(?), Ирумийский, чем образует с ними сочленение типа тройного.

Очень интересен и важен вопрос о наличии в рассматриваемых зонах молодых гранитоидов. Обычно предполагается, что такие граниты развиты широко. В обоснование приводятся радиометрические данные, полученные К — Ar и изохронным Rb — Sr методами. U — Pb метод дает близкие цифры по некоторым породам гранулитовой фации [Coolen e. a., 1982], отражая возникновение ее минеральных парагенезов именно в панафриканскую эпоху. Однако этот же метод показывает, что широкое развитие синхронных гранитоидов в пределах зон предполагать нельзя. Очень интересная работа по изучению цирконов в ордовикско-четвертичных толщах окраин Средиземного моря [Gaudette, Hurley, 1979] дала неожиданные результаты. Все датировки цирконов легли на изохрону 1750 млн. лет. Следовательно, существенной добавки более молодых цирконов (600—700 млн. лет) к ним не было, а значит, панафриканские гранитоиды не занимали и не занимают больших площадей в зонах диасхизиса.

* * *

*

Строго говоря, в понятие диасхизис включаются довольно разнородные процессы, связанные лишь одной общей чертой, которая определяется как преобразование фундамента древних платформ. Как-то не обрача-

лось внимание на то, что эти процессы вызывают разные следствия в толщах разного гипсометрического уровня, споры о природе зон обусловливались желанием иметь общую модель их развития на базе некритического сравнения со структурами фанерозоя.

В частности, исследователи, принимающие концепцию тектономагматических циклов, вообще не усматривают в этих зонах какой-либо специфики и иногда избирают их тектонотипами планетарной эпохи диасхизма (например, гренвиллской). Часто диасхизис прямо сопоставляется с завершающей складчатостью. Другие придают большое значение факту значительного разрыва между геологическим возрастом слагающих зону толщ и временем последних тектономагматических проявлений и поэтому выделяют их в особый тип. Как сейчас представляется, непреходимой грани между этими взглядами нет.

В пределах всех зон обнаружены толщи, непосредственно предшествующие или близкие по возрасту проявлениям диасхизиса. Эти толщи накопились в энциалических, иногда довольно глубоких прогибах, расположенных на территории зон. Современная локализация таких толщ преимущественно в краевых частях зон говорит об интенсивной инверсии прогибов и значительном денудационном срезе областей, равного которому в фанерозойских областях мы не знаем. Об этом говорит и очень широкое развитие пород гранулитовой фации, которые частично являются новообразованными. Наряду с подмеченной И. Уотсон [A discussion..., 1973] максимальной переработкой гранулитов в средних горизонтах коры возможны и случаи зонального метаморфизма с участием пород гранулитовой фации.

Дж. Дьюи [Dewey, 1977; Burke e. a., 1977] относит большинство из описанных элементов к зонам столкновения континентов. С механизмом столкновения хорошо согласуются особенности магматизма зон, их форма и структура, преобладание пород реактивированного фундамента. Правда, далеко не во всех случаях устанавливаются даже какие-либо следы сутур. Дж. Дьюи и соавторы полагают, что в таких случаях сутура располагается очень далеко от самой области и перекрыта молодыми толщами или скрыта водами океана. Более вероятно, что столкновение в зонах диасхизиса не предваряется новообразованием океанской коры. Растяжение протекает в энциалических условиях, приводя лишь к утонению континентальной коры, а последующее сжатие вызывает столкновение, по-видимому, особого типа. Трудно пока однозначно определить геодинамическую обстановку, в которой происходит лишь термальная переработка древних толщ (например, в провинции Черчилл). Поэтому употребление широкого термина «диасхизис» представляется на нынешней стадии изучения этих сложных зон оправданным.

Широкие проявления диасхизиса по времени совпадают с глобальными эпохами тектогенеза, примерно отвечающими границам хелогенных циклов Дж. Саттона [Sutton, 1963]. Специфика процесса заключается в том, что он не приводит к новообразованию континентальной коры, но преобразует ее.

О гранулитовых (чарнокитовых) поясах

В наиболее определенной форме структуры этого типа выделены Е. А. Долгиновым, В. М. Моралевым и В. П. Поникаровым [1973]. В трактовке этих авторов, они свойственны самому раннему докембрию (эпохе, предшествовавшей заложению зеленокаменных поясов и последующей массовой гранитизации) и противостоят гнейсовым складчатым овам (овоидам). В качестве примеров авторами рассмотрены пояса Восточных Гат, Нортемптон-Луни-Фрейзер, Мозамбикский, а также пояса Восточно-Антарктического щита.

Характеристика поясов дана в сравнительном плане с оводами. Если в последних среди полей гранитов встречаются лишь ксенолиты и тенивые магматиты однообразных гнейсовых серий (биотитовые, гранат-

биотитовые, роговообманковые гнейсы и сланцы), то для поясов характерны протофиолитовые комплексы (гиперстеновые гранулиты, железистые кварциты, глиноземистые и графитовые гнейсы, мраморы). В отличие от амфиболитовой фации ооидов в поясах преобладают породы гранулитовой фации с неоднократными проявлениями диафтореза и наложенного метаморфизма. В овидах расположены крупные мигмоплутоны гранитов, плагиогранитов и гранодиоритов, в поясах — гиперстеновые граниты (чарнокиты), анортозиты и гипербазиты, калиевые граниты и сиениты. Складчатые дислокации отличаются соответственно нелинейными изометричными и протяженными линейными формами. Ограничения чарнокитовых поясов рассматривались как шовные.

Отмечалось, что принципиально различна последующая история развития поясов и ооидов, широкие проявления в поясах повторного метаморфизма, радиометрического омоложения и рифтообразования.

Отдельные элементы приведенного определения давно фиксировались геологами (например, А. Ф. Вильсоном [1965]). Обычное присутствие гранулитов в зонах диасхизиса (активизации и т. п.) отмечалось постоянно. Новыми в трактовке Е. А. Долгинова с соавторами были, пожалуй, два момента: 1) представления о заложении двух типов структур на заре тектонической истории планеты, 2) представления об их направленном унаследованном развитии вплоть до наших дней.

Несколько ранее подобные структуры выделены Б. Уиндли и Д. Бриджуотером [Windley, Bridgewater, 1971]. Они различали архейские комплексы высокого уровня (= овидам) и глубокого уровня (= поясам). Впоследствии привились термины «гранит-зеленокаменные» и «гранулит-гнейсовые комплексы» [Windley, 1973]. В этой трактовке основное внимание уделяется степени эрозийного среза многоэтажной структуры. Однако и здесь проблема рассматривается в сравнительном плане.

Очевидно, что ключ к решению проблемы лежит в двух областях: 1) в соотношениях гранулитовых поясов со смежными структурными элементами, 2) в области генезиса гранулитов.

Р. Шеклтон [1980] приводит три модели соотношения структур.

1. Гранулиты древнее, чем остальные ассоциирующиеся с ними породы. Эти взгляды были очень широко распространены в прошлом, но поддерживаются многими крупными исследователями и ныне (Л. П. Саллоц, А. М. Смирнов, В. И. Шульдинер и др.). Логические следствия этой модели: 1) раннеархейский возраст всех гранулитов, 2) возможность определения возраста толщи по наличию в ней гранулитов. Именно этой модели отвечает трактовка Е. А. Долгинова и соавторов.

2. Гранулиты образуются вследствие метаморфизма в пределах складчатого пояса. Логическое следствие — возраст метаморфизма отвечает времени складчатости в данном поясе. Эта модель отстаивалась, в частности, составителями Тектонической карты Евразии [Тектоника..., 1966], допускавшими широкие возрастные диапазоны проявления гранулитового метаморфизма, вплоть до фанерозойского.

3. Гранулитовые комплексы представляют собой более глубокие уровни (ниже поверхности Конрада) обширных складчатых областей. Они могут протягиваться под смежными структурными областями. Таким образом, пояса могут быть сложены разновозрастными толщами, попадавшими в сходные термодинамические условия в результате погружения и позже выведенные из глубоких уровней на поверхность. Р. Шеклтон отдает предпочтение именно этой модели, которая в последние годы широко признана. В частности, она принималась и нами [Докембрий..., 1977б]. Из этой модели следует, что гранулитовая фация тоже может входить в зональный метаморфический комплекс.

Рассмотрим некоторые данные о соотношениях гранулитовых областей и смежных с ними.

В периферических частях пояса Лимпопо прослеживаются по простирацию зеленокаменные пояса массивов Зимбабве (см. рис. 4) и Транс-

вааль, пересекающие границы фациальных зон метаморфизма. Р. Шеклтон [1980] обращает внимание на широкую метаморфическую зональность этого района, в которую вписывается и гранулитовая фация, всегда ассоциирующаяся с амфиболитовой. Подобная же картина характерна для юга штата Карнатака Индии. Правда, Р. Шеклтон справедливо замечает, что это явление можно объяснить и локальным наложением гранулитового метаморфизма на породы амфиболитовой фации.

Более определенно широкая метаморфическая зональность проявлена на Алдайском щите, где она подробно исследована и описана Р. Ф. Черкасовым [1979]. Здесь пироксен-гранулитовая субфация свойственна внутренней (Суннагинской) изометричной в плане зоне, расположенной в Тимптоно-Учурском междуречье. Окаймляющая ее промежуточная зона характеризуется роговообманково-гранулитовой субфацией, а в Олекминской и Батомгской зонах преобладают породы амфиболитовой фации. В Олекминской зоне эта широкая зональность осложнена более узкой, и «гранулитовые антиклинали» чередуются с «амфиболитовыми синклиналиями». Аналогичное чередование отмечено в Нагсугтоксской зоне Южной Гренландии [Korstgaard, 1979].

Непрерывная зональность от зеленосланцевой до нижних ступеней гранулитовой фации установлена в протерозое Хамар-Дабана Л. П. Нпкитиной, В. Я. Хильтовой и А. А. Шафеевым [Шафеев, 1969].

Эти структурные данные говорят о тесной связи гранулитовой фации с амфиболитовой в едином ряду. Часто описываемые факты нарушения этой связи обусловлены, по крайней мере в подавляющем большинстве случаев, тектоническими несогласиями.

Представления об исключительно архейском (раннеархейском, до-рифейском) возрасте гранулитового метаморфизма в последнее десятилетие сильно поколебались в связи с развитием радиометрических методов, в особенности цирконометрии [Тугаринов, Бибилова, 1980] и Sm — Nd метода. [Mc Culloch, Wasserburg, 1978]. Кристаллографические особенности позволяют выделять мономинеральные фракции цирконов, сингенетичных гранулитовой фракции, и таким образом датировать проявления гранулитового метаморфизма. Обнаружено, что первая в истории Земли глобальная эпоха гранулитового метаморфизма имела место 2800—3000 млн. лет назад, т. е. позже возникновения первых спалитических масс (3,8—3,6 млрд. лет назад). Правда, появились данные о реликтах древней — 3,6 млрд. лет назад — эпохи [Griffin e. a., 1980], но они еще требуют проверки. Широкие проявления гранулитового метаморфизма приурочены к эпохам 1900—1700 (Балтийский щит, Центральная Австралия), 1100—1000 (Канадский щит) и 700—600 млн. лет назад (Африка [Coolen e. a., 1982], Австралия [Compston, Arriens, 1968]).

Эти данные хорошо согласуются с определениями по Sm — Nd методу. Преимущества последнего перед прочими радиометрическими методами заключаются в том, что оба элемента обладают близкой величиной космической распространенности, близки по химическим свойствам, трудно разделяемы в природных процессах и мало чувствительны к наложенным явлениям [Галимов, Бибилова, 1979].

Наличие сравнительно молодых гранулитов предполагалось и по структурным данным. Так, уже упоминавшиеся нижнепротерозойские толщи Лабрадорского трога прослеживаются через Гренвиллский фронт в провинцию Гренвилл, где они метаморфизованы в гранулитовой фации. Здесь же расположены среднерифейская группа Гренвилл [Baer, 1976] и среднерифейские вулканиты [Brooks e. a., 1981], также содержащие минеральные парагенезы гранулитовой фации. Ныне эти предположения получили надежное подтверждение.

Появились данные об очень молодых (мезозойско-кайнозойских?) гранулитах [Hutchison, 1975]. Недавно Б. Уиндли [Windley, 1981] сделал обзор фанерозойских гранулитов, которые, как выясняется в ходе детальных радиометрических исследований, распространены довольно широко. Принципиально важной представляется возможность корреля-

ции гранулитов с различными геодинамическими обстановками. Для фанерозоя это осуществляется с большей уверенностью. В частности, Б. Уиндли показывает, что гранулиты могут находиться в срединно-океанских хребтах, на активных окраинах плит островодужного и андского типов, в корневых частях батолитов, в краевых морях, в зонах континентального столкновения гималайского типа и в связи с посткинematическими интрузиями.

Докембрийские гранулиты в этом плане подробно не изучались. Однако некоторые типы структурных обстановок, с которыми они связаны, могут быть выделены.

Упомянутая широкая зональность, в которой участвуют «стандартные» двупироксеновые гранулиты умеренных давлений и температур ($P = 6-8$ кбар, $T = 800-850^\circ$), обусловлена пологими сводообразными поднятиями типа антиклиз. Эти поля гранулитов, по-видимому, имеют наиболее широкое распространение (Алданский щит и краевые части Анабарского, блоки Унгава Канадского и Уит Западно-Австралийского щитов, чарнокитовое поле Южной Индии и т. п.).

Наряду с этим часто встречаются полосы гранулитов повышенных давлений и температур ($P = 8-10$ кбар, $T = 850-950^\circ\text{C}$). Одна из них вытянута вдоль границы Станового и северных блоков Алданского щита и определенно связана с глубинными надвигами [Карсаков, 1980]. Диафторированные гранулиты высоких давлений свойственны сланцевому поясу Западной Инарп, окаймляющему с юга лапландский гранулитовый комплекс [Raith e. a., 1982], зоне Пиквитони Канадского щита [Эрманович, Девисон, 1980]. Связь подобных пород с надвигами нужно ожидать и в центральной части Анабарского щита. Такого рода обстановки следует сопоставить с континентальными окраинами и краевыми морями на завершающих стадиях развития.

В других случаях узкие полосы гранулитов связаны с субвертикальными разломами. Рассмотрим подробнее один из таких случаев.

В провинции Сьюпириор между гранит-зеленокаменными поясами Абитиб и Вава протягивается в север-северо-восточном направлении зона Капескейсинг. Ее ширина достигает 20 км при длине около 600 км, границы на многих участках совпадают с крупными крутопадающими разрывами. Зона сложена парагнейсами, основными метавулканитами и метаналитами [Persival, Coe, 1981]. Минеральный парагенез (гранат — клинопироксен — роговая обманка — плагиоклаз — кварц в метабазитах) определяет гранулитовую фацию высоких давлений. Примечательна приуроченность к зоне массива анортозитов, нигде более в этой части провинции Сьюпириор не встречающихся.

Зона Капескейсинг отличается от смежных не только повышенным метаморфизмом, но и составом толщ, тектоническим рисунком и степенью дислоцированности. В частности, здесь нет джеспилитов, граувакк и кислых вулканитов, отсутствуют сжатые вертикальные складки, сланцеватость наклонена сравнительно полого. Границы зоны по разным характеристикам не совпадают и в пределах промежуточных полос распылчатые. Например, на востоке гранулитовая фация фиксируется в породах гранит-зеленокаменной области Абитиб, смятых в широтные складки.

Дж. Персивал и К. Ко склоняются к заключению о синхронном развитии комплексов разной степени метаморфизма. Различия в их строении они связывают с развитием зоны Капескейсинг на коре континентального типа, а смежных с ней — на океанской. Более вероятной представляется трактовка зоны как крупного сдвига [Watson, 1980]. С этим лучше согласуются наложенный характер катаклаза, локализация в пределах зоны анортозитов Шоумир, малая ширина зоны и секущее положение в общей системе структур.

Значительные сдвиговые компоненты имеют также разломы Дарлинг и Фрейзер Австралии, с которыми ассоциируются гранулиты. Наконец, весь пояс Лимпопо или, по крайней мере, его северная граница [Coward e. a., 1973] рассматриваются как зона крупного пластичного

сдвига. Правосторонний сдвиг с амплитудой в 200—300 км описан А. Баером [Baer, 1977] в провинции Гренвилл.

Обобщая эти данные, М. Кац [1980] полагает, что гранулитовые пояса связаны с древними трансформными зонами, секущими по отношению к зеленокаменным рифтам.

Серия Гренвилл и толщи, обнаженные в этой провинции вообще, для которых предполагался равномерный гранулитовый метаморфизм ареального типа, метаморфизованы неравномерно. В последние годы стало ясно, что главные ареалы гранулитов связаны с контактовыми зонами анортозитовых массивов [Baer, 1976; Wynne-Edwards, 1976]. Сохранение гранулитов с анортозитами — явление весьма частое (Лимпопо, Джугжур и т. п.).

Таким образом, и для докембрия, пока в самых общих чертах, намечается связь гранулитов с разными геодинамическими обстановками. Похоже, что и петрологические особенности таких гранулитов должны быть различными, но пока материалов для подобных заключений нет.

Интересные данные получены по геохимии гранулитовой фации, входящей в широкие зоны. По сравнению с амфиболитовой фацией ее породы обеднены К, Rb, U и Th, показывают высокие отношения К/Rb, Ba/Rb и пониженные — К/Sr, К/Ba и Rb/Sr [Калсбэк, 1980]. Иногда предполагается, что вынос литофилов произошел очень быстро, на самых ранних стадиях развития Земли [Тарни, 1980]. Однако новые материалы более подтверждают принятую нами [Докембрий..., 1977б, с. 172] модель антектического фракционирования.

Эта модель основана на представлениях о наложенном характере гранулитового метаморфизма [Winkler, 1967; Fife, 1973; и др.], о «высушивании» пород первично амфиболитовой фации и отделении от нее гранитной фазы, о соответствующем разделении коры по плотности.

Тонкие исследования, проведенные в Гренландии [Калсбэк, 1980], показали, что различия в геохимии фаций (в частности, по содержанию К) нивелируются в областях сонахождения гранулитов и гранитов. Из этого неизбежно следует вывод о комплементарности процессов метаморфизма гранулитовой фации и гранитообразования. Становится ясным, что большая часть гранулитов представляет собой рестит ранее существовавших пород. Следами переплавления последних являются обильные чарнокит-мигматиты.

Существенные литологические различия между гранулитовыми поясами и смежными областями, к которым неоднократно аппелируют исследователи, на наш взгляд, сильно преувеличены. Они отчасти обусловлены степенью метаморфизма. Проведенное В. М. Моралевым [1981] детальное изучение основных гранулитов Индостанского и Алданского щитов показало, что metabasites отвечают как океанским, так и островодужным базальтам, а отчасти и внутриплитным.

Все сказанное приводит к выводу, что модель древности гранулитовых поясов относительно других геологических образований уже не отвечает сумме накопленного материала. Вполне корректна модель приуроченности гранулитов к глубинным уровням обширных областей, которая требует лишь некоторых уточнений в структурном аспекте.

Гранулиты образуют, очевидно, сплошной панконтинентальный слой — цоколь континентов. Поскольку нижние горизонты коры сложены древнейшими образованиями, между возрастом и степенью метаморфизма существует известная корреляция, но далеко не такая прямая. В зону *PT* условий гранулитовой фации попадали и более молодые породы. Верхняя граница зоны, очевидно, не горизонтальна, а имеет сложный рельеф в связи с изменениями геотермических градиентов, наличием областей избыточного в сравнении с литостатическим давлением, областей особого флюидного режима. Поэтому отчасти верна и модель, предполагающая образование гранулитов в результате метаморфизма в пределах складчатого пояса.

Также энспалические пояса отнесены нами к зонам днасхизиса. Показано, что именно в зонах днасхизиса широко распространены гранулиты. Понятие зоны днасхизиса не связывается ни с возрастом заложения (днасхизис может быть разновозрастным), ни с положением относительно других структур (внутри- и окраинноконтинентальные зоны днасхизиса). Обязательным признаком является только энспалическая природа, что хорошо согласуется с представлениями о вторичном характере гранулитового метаморфизма.

По этим причинам мы включаем полигенетичные структуры, относившиеся к гранулитовым (чарнокитовым) поясам, в более широкий тип зон днасхизиса. Заметим попутно, что многие зарубежные исследователи, применявшие ранее термин «гранулитовый пояс», в последнее время заменяют его термином «мобильный пояс», тоже отвечающим более широкому понятию.

СТАБИЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

Области, выделяемые под названием стабильных, представляют собой участки континентальной коры, обычно не подверженные альпипотипной складчатости, метаморфизму, термальной переработке и сравнительно слабо проницаемые для магматических расплавов. В них происходят денудация древних пород и накопление континентальных и шельфовых осадков. Полный набор перечисленных признаков — случай редкий, но уже их большинство характеризует стабильную область. Понятие примерно отвечает терминам *кратон* (Л. Кюбер, Г. Штилле), *плита* (Э. Зюсс), *глыба + устойчивый шельф* (С. Н. Бубнов), *платформа* (Н. С. Шатский).

Стабильные области ограничены мобильными. Здесь еще раз следует подчеркнуть, что в работе рассматриваются геоструктурные области низшего порядка, т. е. глобального и континентального масштабов. Это важно иметь в виду, так как при изменении масштаба могут меняться и контуры областей. Например, вендскую Русскую платформу можно «раздробить» на серию блоков с учетом относительной подвижности грабенообразных прогибов — «авлакогенов».

Стабильные области способны дробиться и раскалываться с раздвижением ранее смежных блоков. Эти процессы вызывают известную дисхронность ограничений областей (например, соседство современных платформ по периметру с разновозрастными складчатými поясами). Поэтому о границах, контурах, форме и размерах стабильной области можно говорить только применительно к некоторой эпохе, к определенному моменту времени. Во времени меняются также типы стабильных областей.

Показателем стабильной области является наличие на ее территории широко распространенных недислоцированных отложений чехла. В современной структуре такой чехол характерен для плит древних (эпикарельских) и молодых (эпигерцинских) платформ, однако на некоторых из них он сохранился лишь в изолированных участках типа впадин, синеклиз (например, на Африканской платформе). Сохранность дорифейских чехлов много хуже. Поэтому для районирования древних этажей приходится прибегать к косвенным признакам, к некоторым палеогеографическим и палеотектоническим реконструкциям. Многие из областей выделяются как стабильные только в плане устойчивости относительно смежных с ними (мобильных).

Поэтому при поэтажном анализе структуры стабильные области (особенно древних этажей) как бы теряют индивидуальность (имеют нулевую характеристику). Их главные черты определяются признаками не данного этажа, а ему предшествующего, слагающего фундамент области.

С учетом сказанного в настоящем разделе очень кратко рассмотрены разновозрастные стабильные области. Приводятся лишь общие характеристики типов и некоторые примеры. Конкретные данные содержатся в части, посвященной анализу структуры этажей.

Платформы

Платформы присущи только верхнему докембрию, если принять классическое определение этой группы структур. Это естественно, поскольку определение выработывалось на основе анализа современного структурного плана, главные черты которого определяют рифейско-фанерозойские структурно-вещественные комплексы.

Границы платформ примерно отвечают таковым древних платформ современной структуры (правда, с исключениями). И это находит себе естественное объяснение, поскольку различия между складчатыми и нескладчатыми комплексами особенно отчетливо проявились в вендско-кембрийских толщах, отвечающих эпохе широчайшей трансгрессии.

Главными элементами платформ являются *щиты* и *плиты*. Их контуры в верхнедокембрийском этапе уже могут существенно отличаться от современных. Например, Северо-Американская платформа в нем выступает как щит, ибо платформенный чехол на ее территории широко распространился лишь в кембрии. Плита Русской платформы была покрыта вендским чехлом практически вся, но в качестве щитов выступали Воронежский (совместно с Украинским образующий Сарматский щит) и Волго-Камский массивы. Чехол, вероятно, распространился на восток за пределы современной платформы на часть территории современной Западно-Сибирской «плиты». В восточной части Сибирской платформы венд и кембрий целиком покрывали участки современных Алданского и Анабарского щитов. Следовательно, структура платформенных докембрийских чехлов во многом определена последующей историей.

Антеклизы и синеклизы обычно выделяются в качестве структурных элементов чехла. Особенностью докембрийских чехлов является их приуроченность к отрицательным формам рельефа фундамента, так что роль антеклиз в их строении несущественна (точнее, в роли антеклиз выступают участки выходов к подошве кембрия пород фундамента, т. е. в нашей терминологии — щиты). Особенно показательна в этом отношении Африканская платформа с ее изолированными «синеклизмами» Таудени, Вольта и Конго.

Иногда по периферии платформ расположены линейные или дугообразные зоны, в которых происходит быстрое увеличение мощности чехла в сторону смежной складчатой области, сопровождаемое изменением формационных рядов. Размещение таких зон отвечает известному закону А. П. Карпинского. Е. В. Павловский [1959] выделил их под названием зон перикратонных опусканий. Им уже свойственна определенная мобильность, в связи с чем они рассмотрены в специальном разделе.

Платформенные чехлы сложены сравнительно маломощными, фациально выдержанными толщами континентального и шельфового происхождения. Формационные ряды характеризуются различными сочетаниями фалаховой, карбостромовой и спарагмитовой формаций [Келлер, 1973]. Первая из них представлена кварцевыми и аркозовыми, в меньшей степени полимиктовыми песчаниками, иногда с резко подчиненными прослоями конгломератов и глинистых сланцев, и образует сложный комплекс континентальных и прибрежно-морских отложений. Слагающие формацию породы отличаются от молассовых образований более высокой зрелостью. В карбостромовой формации преобладают слоистые и массивные известняки и доломиты с обильными строматолитами, часто образующими биогермы. По латерали эти породы могут переходить в плитчатые кремнистые известняки или черные битуминозные известняки. Спарагмитовая формация — это терригенная толща, содержащая горизонты валуново-глыбовых образований, которым часто приписывается ледниковое происхождение. Б. М. Келлер склоняется к точке зрения о маршиногляциальном происхождении горизонтов. Формация распространена менее широко, чем две предыдущие, но очень характерна для самых верхних горизонтов докембрия (лапландские тиллиты Европы, тиллиты Эган Австралии и др.).

Редко в составе чехлов встречаются молассоидные (обычно в основании), флишоидные, вулканогенные (обычно бимодальные, трапловые) формации. Отсутствуют гранитные интрузии.

Нижние горизонты чехлов диахронны. Верхняя граница проводится нами по изохроне 570 ± 20 млн. лет в соответствии со стратиграфической шкалой 1978 г. Эта изохрона, разумеется, пересекает фациальные границы. По подошве кембрия размеры платформ варьируют от 2,9 (Индостанская) до 29 (Африканская), составляя в среднем около 10 млн. км². Однако эти цифры мало показательны, ибо большинство платформ (если не все) в докембрии были частями огромных континентальных масс — суперконтинентов (или даже одного суперконтинента).

Кратоны

Термин «кратоген» был введен в 1921 г. Д. Кобером для обозначения стабильных областей, противопоставлявшихся им мобильным «корогенам». В 1936 г. Г. Штилле употребил усеченную форму термина — *кратон*, приняв прежний объем понятия (кратон = платформа).

Ю. А. Косыгин [1961] — вслед за А. Н. Мазаровичем обратил внимание на палеотектонический аспект применения термина в работах Г. Штилле и назвал кратоном архейские ядра древних платформ. В свете современных данных радиогеохронологии это понятие отвечает дорифейскому фундаменту платформ и прилегающих эпикратонных систем. Так, выделенный им Северо-Азиатский кратон охватил Сибирскую платформу и Верхояно-Чукотскую эпикратонную систему. Примерно это же понятие А. В. Пейве и В. М. Синицын [1950] обозначали термином «пан-платформа».

В новейшей структуре осадочной оболочки есть полный аналог кратона в таком понимании. Это — континент. В современной трактовке континенты представляют собой крупные блоки спалической коры, ограниченные континентальным склоном. Континенты и океаны рассматриваются как «глубинные тектонические структуры, структурные элементы литосферы первого порядка» [Хаин, 1973, с. 40]. Даже если отвлечься от геофизических различий в типах коры, которым некоторые исследователи в последнее время склонны не придавать геологического значения (Г. Д. Афанасьев, Н. К. Булин, В. А. Соловьев и др.); нельзя игнорировать четкую выраженность этих элементов на бимодальной гипсографической кривой.

В то время как структурные элементы второго порядка (платформы и складчатые пояса) выделяются как целостные по какому-то признаку единицы (одновозрастная складчатость, синхронное развитие чехла и т. п.), континенты являют собой разнородные в тектоническом отношении области, спаянные в единую массу и имеющие общим признаком лишь континентальный тип коры.

Палеотектонические реконструкции показывают, что спалические массы в ходе геологической истории разделялись и группировались по-разному, образуя крупные массивы, нередко превосходившие современные континенты по размерам. Средняя площадь современного континента около 30 млн. км², а крупнейший из них — Евразия — достигает 54. В то же время верхнепалеозойская Гондвана, единство которой неоспоримо, занимала территорию от 70—75 (в мобилистском варианте интерпретации) до 150 (в фиксистском варианте) млн. км². Предполагавшаяся А. Вегенером Пангея и реконструированный А. Пайпером [Piper, 1976] протерозойский суперконтинент включали в себя все спалические массивы.

С учетом сказанного мы будем применять термин «кратон» в палеотектоническом (и палеогеографическом) смысле для обозначения континентов и суперконтинентов прошлого. Анализ показал, что первые в истории спалические массивы такого масштаба могли появиться еще в конце раннего архея, а заведомо существовали со второй половины раннего

протерозоя. При реконструкции кратонов большое значение имеет анализ мобильных зон, часть которых маркирует древние границы континентов. Термины (интра-) перикратонные и т. п., следовательно, употребляются как синонимы терминов (интра-) периконтинентальные.

В зарубежной литературе как синоним кратона в изложенном значении стал употребляться термин «хелоген» [Precambrian..., 1981].

Щитовые массивы

Этот тип структур выделен автором и его коллегами [Башарин и др., 1973] при анализе структуры среднего докембрия. Позже [Докембрий..., 1977б] признаки типа и множество входящих в него элементов пересмотрены. Некоторые коррективы надо внести и сейчас в связи с появлением новых данных и уточнением аспектов анализа. В качестве типичных представителей назовем массивы Сьюпириор, Западно-Австралийский, Южно-Гренландский и Карельский.

Щитовые массивы — это наиболее крупные стабильные элементы нижнепротерозойской структуры, в некоторой степени гомологичные платформам рифея и древним платформам современного структурного плана. Они обнаруживаются в составе фундамента всех древних платформ. Их фундамент сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными архейскими толщами. Почти по всему периметру они ограничены ломаными, состоящими из прямолинейных отрезков, или дугообразными линиями и обычно имеют в плане сложную конфигурацию. Сходство с платформами заключается в срезании этими линиями архейских структур фундамента массивов. Линии безусловно связаны с глубинными разломами, отделявшими массивы от смежных граничных троговых поясов, зон диасхизиса и вулканических областей свекофеннского типа. Большая часть площади массивов сложена породами фундамента, что сближает их с щитами платформ.

На территории многих щитовых массивов располагаются бассейны, характеризующиеся относительной подвижностью. Часто области распространения чехла тяготеют к окраинам массивов, образуя специфические тектонические формы, названные канадскими геологами *краевыми гомоклиналями* [Tectonic..., 1969]. На Канадском щите это сравнительно узкие полосы выходов, вытянутые вдоль западной и восточной границ блока Унгава, вдоль Гренвиллского фронта в районе оз. Мистассини. В пределах гомоклиналей толщи залегают почти горизонтально с весьма пологим наклоном в сторону смежной складчатой ветви. На границе с последней обычно наблюдается резкое изменение степени дислоцированности и изоклинально складчатые толщи смежной ветви частично перекрывают гомоклинали по серии чешуйчатых надвигов (шарьяжей). Вещественные комплексы гомоклиналей и смежных граничных троговых поясов изоформационны, хотя мощности их довольно сильно различаются (в поясах много больше). Породы чехла в отличие от своих складчатых гомологов очень слабо метаморфизованы. Такие соотношения позволяют полагать, что краевые гомоклинали фиксируют периферические зоны массивов, оформившиеся на стадии складкообразования. Тыльная граница гомоклиналей эрозионная, но, как правило, прямолинейная, что определяется флексуобразным перегибом, параллельным разломам смежной складчатой зоны. В структурном плане краевые гомоклинали гомологичны склонам щитов. Видимо, их можно считать предшественниками краевых систем [Зоненшайн и др., 1966] и зон перикратонных опусканий [Павловский, 1959] платформ.

Другие области распространения чехла на щитовых массивах в какой-то степени аналогичны плитам древних платформ, хотя имеют значительно меньшую площадь и не подразделяются на синеклизы и антеклизы (например, плита Рорайма на Гвнанском щитовом массиве).

Щитовые массивы выделялись ранее под названиями «протоплатформа» (Е. В. Павловский), «эоплатформа» (В. Е. Хаин) и др. В зарубежной

литературе в последние годы к ним все чаще применяется термин «кратон» с указанием возрастного интервала существования (например, [Preston..., 1981]) для противопоставления мобильным поясам.

Литоплинты

Этот термин Ю. К. Дзевановского [Дзевановский, Судовиков, 1960] будет использоваться в применении к древнейшим (архейским) массивам («островам») спалической коры, хотя об их стабильности можно говорить только условно. Ряд характеристик из авторского определения должен быть исключен, ибо может трактоваться неоднозначно.

Поскольку речь идет о древнейшем этаже, литоплинты выделяются на площади сугубо условно. Их границы не могут быть установлены с необходимой точностью.

Фактически в этот тип объединяются выходы и предполагаемые области распространения древнейших спалических образований Земли — комплекса серых гнейсов — области, в которых скарпаты этих гнейсов рассеяны среди более молодых гранитогнейсов. Часто последующая переработка практически стирает черты литоплинтов и реконструировать их приходится по косвенным признакам. Как правило, на литоплинты наложены зеленокаменные пояса, так что судить о наличии или отсутствии относительно стабильного участка приходится с учетом количественных показателей. Области сгущения поясов рассматриваются в качестве ограниченных литоплинтов.

При всех объективных трудностях выделение этого типа структур представляется целесообразным для интерпретации ранних стадий развития осадочной оболочки.

III. СТРУКТУРА ДОКЕМБРИЯ КОНТИНЕНТОВ

□

В этой части кратко характеризуются расположение и взаимоотношения геоструктурных областей различных типов. Имея целью выявление эволюционных изменений структуры и ее составляющих, автор, как и ранее, предпочел проводить описание поэтапно, но в данном случае сверху вниз по оси времени, как бы снимая один этаж за другим. Такой способ нов, а поэтому таит в себе много трудностей. Возможно, в силу нетрадиционности он окажется и более сложным для восприятия. Однако его применение позволяет, как представляется, более объективно и непредвзято оценивать соотношения структурных планов разновозрастных этажей, их генеральные структурные рисунки и на этой базе проследить затем развитие структуры.

В основу выделения этажей положена уточненная и модернизированная схема периодизации истории Земли, разработанная ранее [Борукаев, 1976; 1977; Докембрий..., 1977б; и др.]. Границы этажей принимаются квазинизохронными в пределах оговоренной точности определения по данным радиогеохронологии. Этажи индексируются в терминах шкалы СССР 1978 г. с некоторыми изменениями и дополнениями.

Обоснование возраста этажей или структурно-вещественных комплексов обычно не приводится, за исключением важных спорных случаев. В основном же автор оперирует комплексами, возраст которых установлен достоверными методами и общепринят. В этаж включаются комплексы, интервал формирования которых полностью или частично входит в отвечающий этажу отрезок времени. Совпадение возрастных границ этажа и комплекса при этом не обязательно.

Строение дорифейских этажей рассмотрено несколько подробнее, чем рифейско-вендских. Это диктуется состоянием проблемы. Прилагаемые схемы не претендуют на точность, а лишь характеризуют в самом общем виде структурные рисунки этажей.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ — ВЕНД (1050—570 млн. лет)

Верхняя граница этажа совпадает с границей докембрия и палеозоя и принимается в геохронологическом аспекте на рубеже около 570 млн. лет назад. Нижняя — примерно отвечает времени затухания интенсивных движений, известных под названием гренвиллского (сатпурского, свеконорвежского, дальсландского, исседонского и т. п.) дисastroфизма. Исключения сделаны для территорий Китайских платформ и Северо-Американских Кордильер, где наиболее интенсивные движения и перестройка структуры произошли близ рубежа 800—850 млн. лет назад (эпоха Хейхук, Грейт-Каньон).

Общий структурный рисунок этажа определяется взаимным расположением платформ и интеркратонных складчатых поясов (рис. 32).

Платформы примерно отвечают древним платформам фанерозойской структуры. Последние традиционно подразделяются на щиты и плиты. Плиты, представляющие собой участки сплошного широкого распространения чехла, могут быть выделены и в рассматриваемом этапе. К щитам условно относятся выступы к подошве фанерозоя всех дорифейских толщ. Условность связана с тем, что в отличие от тектонотипических областей выступы доверхнерифейских толщ на части площади сложены более древними платформенными чехлами, иногда (Северо-Китайская платформа, Северная Австралия и др.) распространенными на больших территориях. Таким образом, эти «щиты» неоднородны и включают в себя наряду с выступами кристаллических толщ участки плит предшествующего этажа.

Чехол в платформенных областях распространен неравномерно. Большие площади он слагает только на Сибирской и Русской платформах, на других — сравнительно небольшие по размеру синеклизы (Таудени, Протоамазонскую и др.). Структурно-вещественные комплексы представлены преимущественно фалаховой и карбостромовой формациями в различных сочетаниях при подчиненной роли других.

Обычно чехол состоит из двух (редко из большего числа) подэтажей, причем верхний распространен значительно шире нижнего. Так, юдомий на Сибирской платформе и венд на Русской покрывали площадь не только практически всей плиты, но, судя по палеогеографическим реконструкциям, и значительные участки щитов (например, Анабарского и Алданского).

Границе между подэтажами часто придают стратиграфическое значение, связывая ее с рубежом венда и верхнего рифея. Ни палеонтологические, ни радиометрические данные ныне не дают основания для такого вывода. Поэтому к «обоснованию» рубежа привлекаются историко-геологические построения, которые, естественно, не могут быть доказательством синхронности границы. По этой причине многие исследователи [Келлер, 1971; и др.] справедливо ставят под сомнение тождественность венда и юдомия. Ббльший, чем венд, объем имеют также Синийская система Китая [Chen e. a., 1981] и гадриний Северной Америки [Young, 1981].

Общая мощность чехла обычно составляет 1—1,5 тыс. м, редко (синеклиза Таудени) достигая 2—2,5 тыс. м. Наибольшей мощностью отличаются толщи, насыщенные спаргамитовыми образованиями, которые приурочены главным образом к верхнему подэтажу. Иногда в этапе фиксируется до четырех горизонтов тиллитов, причем некоторые из них (например, лапландские тиллиты) принимаются за стратиграфические реперы. Мощность чехла резко увеличивается на окраинах платформ, граничащих со складчатыми поясами, т. е. в перикратонных зонах.



Интересны закономерности размещения чехла в северном полушарии. Северо-Американская платформа его практически лишена. Лишь по ее окраинам, близ границ со складчатыми поясами местами намечаются узкие полосы нескладчатых комплексов (наибольшей ширины достигает полоса в Арктическом сегменте платформы). На Русской платформе широкое площадное распространение имеют только валдайские (верхневендские) отложения, тогда как волыньские (нижневендские) локализованы в серии грабенов и прогибов, объединяемых в категорию аблокогенов. Верхний рифей, судя по палеогеографическим реконструкциям Е. С. Бузулцковой (личное сообщение), покрывал территорию плиты сплошным чехлом, но был размыт в раннем венде на больших площадях и сохранился лишь в грабенах.

На Сибирской платформе восточнее Трансазиатского линеймента [Драгунов, 1965] верхнерифейские прогибы перекрываются сплошным юдомским чехлом. В западной же части, судя по геофизическим данным, чехол развит еще шире, а начало его формирования может относиться к среднему и даже раннему рифею. Остается проблематичным его присутствие в Тунгусской синеклизе.

Таким образом, в общем плане наблюдается увеличение площадей распространения чехла с удревнением нижней границы сплошного покрова от Северо-Американской платформы через Русскую к Сибирской.

Интракратонные складчатые зоны наиболее характерны для платформ гондванского ряда. В Южной Америке они образуют густую разветвленную сеть на территории Восточно-Бразильского щита. В Африке большинство зон тяготеет к части континента, прилегающей к Атлантике. Это «сланцевые пояса» Нигерии, Западно-Конголезская зона, вероятно, некоторые прогибы внутри Дагомейско-Нигерийского пояса. Все они тесно связаны с интракратонными складчатыми поясами, простираясь параллельно им или являясь их поперечными ответвлениями. Зона Катанга такой связи, на наш взгляд, не имеет, но ее кулисообразное расположение относительно зоны Дамара говорит об известной общности в их происхождении. Зоны Амаднес Центральной Австралии и Пенсакола Северо-Западной Антарктиды отвечают непосредственно от Аделаидской и Росской областей Тихоокеанского пояса.

Иногда интракратонные зоны окаймляются полосами нескладчатых отложений, характеризующимися сходными формационными рядами (Катанга, Амаднес), причем мощность нижнего подэтажа увеличивается в интракратонной зоне, а верхнего изменяется слабо. Это обусловлено, очевидно, присутствием в последнем спармгитовой формации, покрывающей сплошным чехлом разнородные структурные элементы. Интенсивность складчатости в таких случаях меняется по-разному: постепенно или очень резко (если граница разрывная). Связь зон с синеклизами не фиксируется.

В Евразии картина иная. Интракратонных зон здесь мало, ибо большинство верхнерифейско-вендских зон позже трансформировано, и в современной структуре мы видим лишь одно их крыло. Особенно показательна в этом отношении Уральская область. Развивавшаяся здесь в течение всего рифея, венда и, возможно, части кембрия интракратонная зона [Иванов, 1981] в ордовике была разделена осевым спредингом. Западный Урал, рассматриваемый часто как перикратонная зона, фактически представляет собой крыло рифейской интракратонной.

Рис. 32. Схема структуры верхнерифейско-вендского этажа (по [Карта..., 1972] и матерпалам Н. А. Божко, Л. И. Салона, М. А. Семпхатова, В. Е. Хапна и др.).

Платформы: 1 — выступы основания (щиты), местами перекрытые маломощным чехлом, 2 — платформенный (местами орогенный) чехол на плитах, синеклизах и впадинах, 3 — зоны диасхизиса, 4 — складчатые комплексы в интракратонных и перикратонных зонах (преимущественно карбонатно-терригенные). Интракратонные складчатые пояса: 5 — крупные выступы основания, местами перекрытые маломощным чехлом (срединные массивы), 6, 7 — складчатые комплексы (6 — вулканогенно-осадочные, 7 — нерасчлененные), 8 — офиолитовые зоны (в том числе и некоторые фанерозойские), 9 — области крупных шарьяжных перекрытий.

На Северо-Американской платформе единственной зоной, отвечающей интракратонным по структурно-вещественным признакам, является зона Коппермайн-Ривер. Однако на всей территории широко развиты роп даек диабазов. Подобные дайки часто ассоциируются с основными вулканитами бимодальной серии, начинающими разрезы интракратонных зон.

Щиты в структуре верхнего рифея — венда имеют большую площадь, чем в современной. В этом проявляется, в частности, особая роль кембрийской трансгрессии, охватившей чрезвычайно большие территории. Не случайно контуры древних («докембрийских») платформ определялись ранее с учетом характеристик именно кембрийских толщ, хотя платформенные чехлы начали формироваться задолго до начала кембрия.

Щиты подразделяются на стабильные блоки и разделяющие их зоны диасхизиса. Последние опять-таки свойственны платформам гондванского ряда. В них вложены или с ними соседствуют интракратонные зоны и интеркратонные пояса. Реже (Восточные Гаты, Антарктида) эти элементы изолированы друг от друга. Тесная пространственная связь, общий ритм развития, сходство в структурной позиции говорят о некоторой генетической общности всех трех типов структур [Божко, 1970; Борукаев, 1976].

Платформенным областям равнозначны и соразмерны интеркратонные складчатые пояса. Они главным образом и определяют общий структурный рисунок этажа. Центрально-Азиатский пояс продолжается к западу в Средиземноморский и далее, вероятно, в Аппалачскую часть Грампиано-Аппалачского. Эта полоса субширотного простираения разделяет платформы гондванского и лавразийского рядов, строение которых, как замечено Н. А. Штрейсом [1964] и как следует из приведенной характеристики, во многом различно.

Платформы северного ряда разделены Грампиано-Аппалачским поясом и Западно-Сибирской областью. Последняя включается обычно в Урало-Монгольский пояс. В последнее время единство этого пояса подвергается сомнению. На территории Западно-Сибирской плиты по прямому [Шниц, 1977] и косвенным [Борукаев, 1980] признакам предполагается широкое распространение дорифейских образований. Офиолитовые зоны Центрально-Азиатского пояса, за некоторыми исключениями, древнее зеленокаменной полосы Урала. Обь-Зайсанская зона, уходя под чехол плиты, разветвляется. Одна из ветвей, сохраняющая генеральное простираение зоны, быстро выклинивается (Салымская ветвь), другая (Томь-Кольванская) отворачивает к северо-востоку, затем приобретает меридиональное простираение и тоже выклинивается. Таким образом, единой «геосинклинальной» области на территории Западно-Сибирской плиты не было ни в палеозое, ни в позднем докембрии.

Платформы гондванской группы в современной структуре разделены молодыми океанами. Структурный план рассматриваемого этажа более отчетливо проявляется на палинспастической основе. Гондвана окаймляется с одной стороны Тихоокеанским (Прапацификом), а с другой — Средиземноморским поясом (океаном Пратетис). Под прямым углом к ним расположены полосы, отделяющие Антарктическую и Индоазиатскую платформы от Австралийской, а также от группировки Африканской и Южно-Американской, которые, в свою очередь, разделены поясом аравийского типа сложной конфигурации (рис. 33).

Структура складчатых поясов весьма отдаленно напоминает модель орогена Л. Кюбера. Точнее, общей модели они вообще не отвечают, характеризуясь многими важными индивидуальными особенностями.

Грампиано-Аппалачский пояс отличается отчетливой симметрией. Его краевые зоны, смятые в серии линейных сжатых и опрокинутых складок, надвинуты на смежные кратоны по крупным шарьяжам, амплитуда которых превышает 100—150 км. Офиолитовые и островодужные серии располагаются в тылу шарьяжей, маркируя, вероятно, сутурные

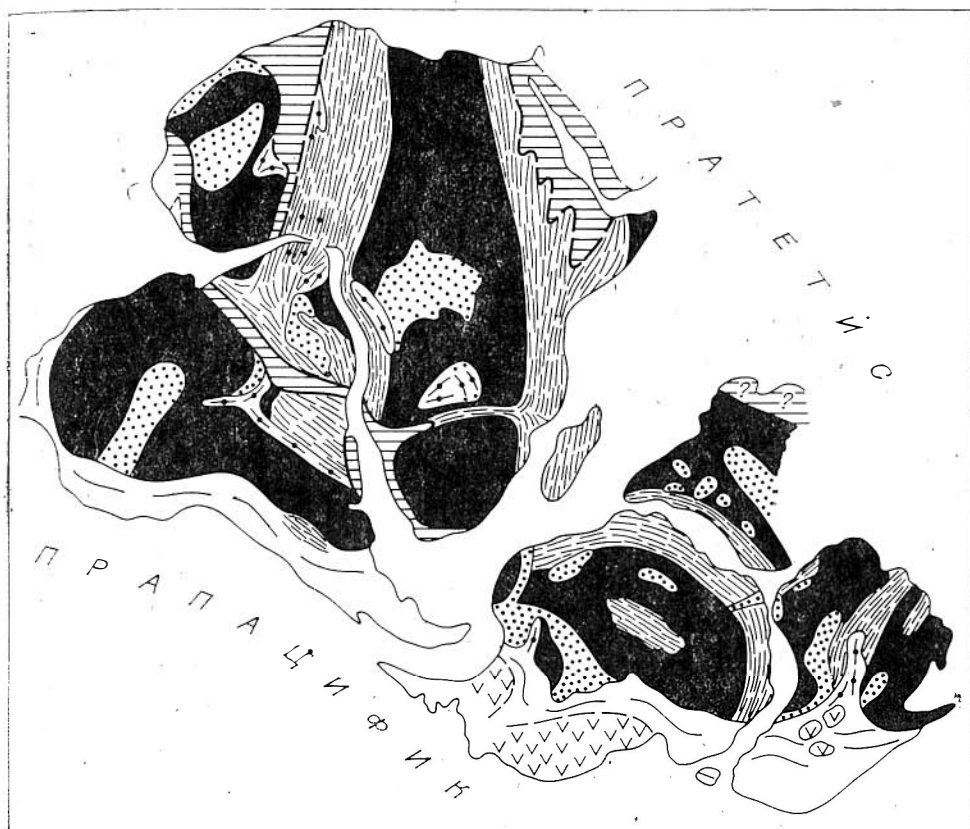


Рис. 33. Структура верхнего рифея — венда Гондваны на платформенной основе (с использованием материалов [Божко, 1980; Крöner, 1977]).

1, 2 — выступы основания: 1 — стабильные участки, 2 — пояса дивасхизиса; 3 — платформенный чехол; 4 — интракратонные складчатые зоны; 5 — интеркратонные складчатые пояса; 6 — срединные массивы; 7 — пояса аравийского типа.

зоны. Еще далее в глубь пояса расположена серия блоков фундамента, обычно реактивированного.

В Центрально-Азиатском поясе структура резко усложнена наложенным Монголо-Охотским поясом. В целом здесь по северной периферии к западу от Уринского прогиба хорошо выражена перикратонная зона. Далее в глубь пояса следует область мозаичного строения со срединными массивами и разделяющими их вулканическими ветвями и, наконец, линейно-дугообразная Обь-Зайсанская область, в которой присутствие более древнего фундамента сомнительно.

На юге пояса перикратонная зона более или менее уверенно может быть опознана только в Низких Гималаях. Обнажающиеся здесь кварциты Рампур, карбонаты Шали и сланцы Симла [Ажгирей, 1977] сходны с толщами каледонид Восточной Гренландии [Chadwick, 1976]. В зоне осевого глубинного разлома, разделяющего Высокие и Тибетские Гималаи, широко развиты вулканы. Эти новые данные показывают, что уже в рифее (по крайней мере, в позднем) Гималаи представляли собой континентальную окраину Гондваны.

Таким образом, Средиземноморский пояс и в структуре рассматриваемого этажа, как и в современной, в районе Памира, расщепляется на две ветви — Центрально-Азиатскую и Гималайскую. Эти ветви разделены полосой крупных массивов (Тарим, Тибет, Китайские платформы), протягивающихся в субширотном направлении.

От названных складчатых поясов существенно отличен Тихоокеанский. Мы уже указывали на различия его западного и восточного секторов. Повторим, что оно заключается в наличии хорошо выраженной внешней части пояса и связанных с ней поперечных интракратонных прогибов в первом и в отсутствие — во втором. Примечательно также практически полное отсутствие здесь следов верхнерифейско-вендских офиолитовых зон. Смена шельфовых осадков образованиями континентального склона улавливается на некоторых участках обоих секторов (Северная Америка, Австралия), что может говорить о единстве пояса в рассматриваемый интервал времени.

Сказанного уже достаточно, чтобы показать принципиальное сходство верхнерифейско-вендского этажа и фанерозоя. Это сходство подчеркивается общностью многих формационных рядов, их непосредственным продолжением из верхнего рифея в венд и нижний палеозой. Локальные размывы и несогласия в основании или внутри венда и кембрия, часто связываемые с байкальской складчатостью, не меняют структурного плана и обусловлены скорее проявлениями дисхизиса. Лишь в середине кембрия салаирская (сардинская) складчатость вызвала консолидацию значительных площадей.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ РИФЕЙ (1650—1050 млн. лет)

Верхняя граница этажа определена выше. Нижняя зафиксирована во многих стратиграфических шкалах в качестве одной из важнейших границ, разделяющих докембрий. Напомним, что Г. Штилле [1964] связывал с ней альгонкский перелом в истории развития Земли. Примерно этому рубежу отвечают стадии затухания гудзонского (карельского, эбурнейского, офтаэльмийского, трансамазонского и т. п.) дисстрофизма.

Отметим, что в последние годы вопрос о нижней границе рифея горячо дискутируется. Появилась тенденция к ее удревнению. В стратиграфическом плане проблема подробно обсуждена на Всесоюзном совещании в г. Уфе (1977 г.), на котором принято обоснованное и мотивированное решение о сохранении границы на прежнем уровне [Семихатов, 1979].

Платформы играют в структуре этажа большую роль, чем в структуре верхнего рифея — венда, причем главную часть площади занимают выступы основания. Платформенные чехлы развиты на сравнительно широких площадях лишь на Китайских платформах и севере Сибирской (рис. 34).

Чехлы часто состоят из двух ярусов, примерно отвечающих нижнему и среднему рифею. Формационные ряды обычно трансгрессивны, и среднерифейские толщи распространены много шире нижнерифейских. В нижнем ярусе доминирует фалаховая формация, в верхнем — карбостромовая. Вулканитов в чехле практически нет. Мощность не превышает первых тысяч метров.

Иногда чехол залегает в небольших по размеру плоских впадинах и синеклизах, изометричных или вытянутых. Таковы, например, синеклизы Атабаска и Спу, сложенные преимущественно кварцевыми песчаниками мощностью в 1—1,5 тыс. м (рис. 35).

Большой же частью вулканогенно-осадочные толщи, иногда относящиеся к чехлу, выполняют сравнительно узкие линейно вытянутые прогибы, изолированные или образующие разветвленную сеть. В интракратонных грабенах (например, в Пачелмском) толщи залегают очень полого, в интракратонных складчатых зонах дислоцированы (Бангемолл), а местами метаморфизованы в условиях низких ступеней (Кибара). Мощность может достигать 10—20 тыс. м (Белт-Перселл). Такие прогибы занимают малую часть площади континентов, тогда как главная часть представлена выступами основания.

Высокий уровень стояния континентов — примечательная черта рассматриваемого этажа. Это явление особенно показательное для нижнего

риффея, ибо в среднем усиливается дифференциация и площади распространения платформенных чехлов и интракратонных зон увеличиваются.

Детальный анализ соотношений нижнего риффея с подстилающими толщами проведен сотрудниками ГИН АН СССР [Нижняя граница..., 1978]. Имми показало, что соотношения сводятся к трем типам, которые выделяются с учетом возраста и формационной принадлежности дорифейских толщ. Однако во всех случаях нижняя граница риффея трактуется как несогласная.

Это несогласие может быть как угловым, сопровождающимся метаморфическим, так и скрытым, что затрудняет его диагностику и приводит некоторых исследователей к мнению о необходимости резкого удревнения подошвы риффея. Действительно, в некоторых районах (Улканский прогиб, Байкало-Патомская область, Центральный Казахстан, юг Северо-Американской платформы) нижняя часть нижнего риффея (в интервале 1650—1550 млн. лет назад) или нижний рифей в полном объеме как будто тесно связаны с подстилающими породами.

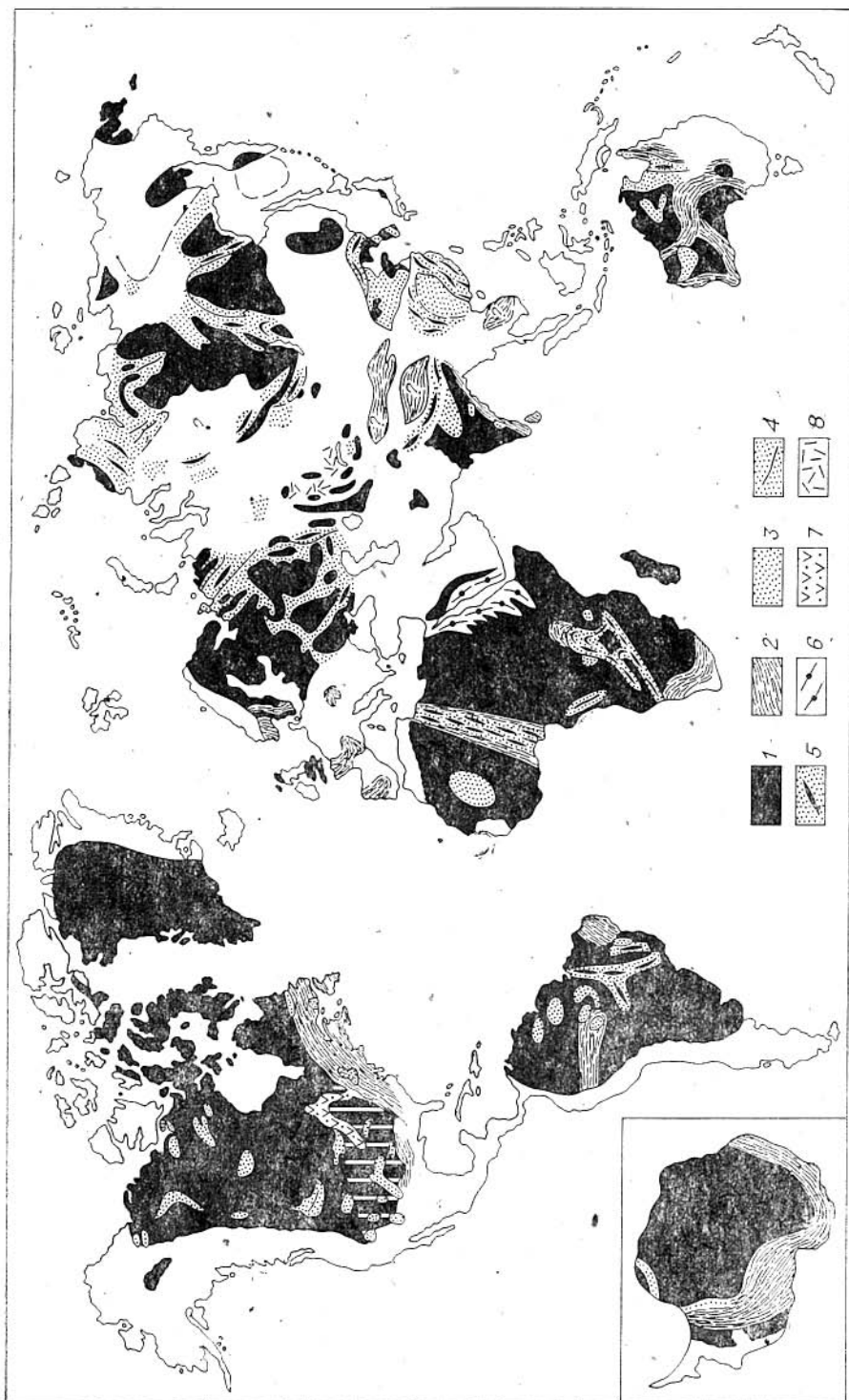
Рассмотрим для примера разрез Улканского прогиба. В. И. Кицул и соавторы [1979] выделяют здесь дорифейский маймаканский комплекс в составе улканской, уянской и учурской серий. Ю. Н. Гамалея [1968] относил две последние (в объеме бириндинской, гонамской и омахтинской свиты) к платформенному чехлу, а кислые вулканиты улканской — к образованиям подвижной платформы. По его мнению, наиболее крупное несогласие разделяет элгэтэйскую и бириндинскую свиты и связано со становлением Улканского плутона (1770—1600 млн. лет). А. А. Константиновский [1974] большое значение придает несогласию, ограничивающему бириндинскую свиту сверху. Существенно, что выше этой границы из разреза исчезают вулканиты, появляются карбонаты, значительно изменяется характер слонистости.

Улканский плутон внедрен в элгэтэйскую свиту и, возможно, прорывает бириндинскую. М. А. Семихатов и С. Н. Серебряков [Нижняя граница..., 1978], приняв такую трактовку границы, показали, что вышележащие гонамская (совместно с конкутинской фацией) и омахтинская свиты принадлежат нижнему рифею. Рифейский возраст бириндинской свиты вероятен, хотя и менее, чем нижнепротерозойский, поскольку радиометрические данные по вулканитам и Улканскому плутону методически несовершенны и противоречивы. Однако гораздо более существенной представляется резкая смена формационных рядов и типов структур, а следовательно, и тектонического режима близ границы нижнего протерозоя и риффея, даже если перестройка происходила в течение части раннего риффея. Кстати, именно в раннем рифее завершили развитие вулканические пояса акитканского типа по северной периферии Северо-Китайской и южной — Северо-Американской платформ.

Другая особенность рассматриваемого этажа заключается в широком распространении линейных и дугообразных зон диахлизиса. Эти зоны иногда наследуют простирания вулканических поясов, связанных с древними активными континентальными окраинами. Такова в общем плане зона элсонского диахлизиса на юге Северо-Американской платформы (см. рис. 34), которая часто рассматривается как область проявления завершающих стадий складчатости гудзонского цикла.

Некоторые зоны диахлизиса тесно связаны с интракратонными складчатыми зонами и как бы обрамляют их. Другие приурочены к остаточным массивам в фанерозойских складчатых поясах, почему их конфигураций не может быть установлена с желаемой точностью (например, в Западной Европе). Наконец, некоторые зоны диахлизиса предопределяют размещение более поздних, верхнерифейско-вендских интракратонных зон (Центральная Австралия).

Особенно широко проявился гренвиллский диахлизис. Помимо одноименной провинции Канадского щита он охватил значительные территории Скандинавии, Индии, Австралии и т. д., где в эпоху 1100—900 млн. лет назад геохимическое возмущение вызвало омоложение древних пород.



Элсонские события (1400—1300 млн. лет назад) имели более ограниченное распространение (зоны Маунт-Айза и Фрейзер Австралии, Кибара Африки и немногие другие).

Третьей, чрезвычайно важной, чертой этажа является отсутствие в его пределах складчатых поясов. Эта черта заслуживает несколько более подробного обсуждения в плане сравнения со структурой верхнего рифея и венда.

Широко распространены взгляды о заложении Тихоокеанского пояса в раннем или среднем рифее. Признаком этого считается параллельность складчатых зон такого возраста современному простиранию береговых линий и кромке континентального склона. Однако стратиграфия рифейских толщ пояса разработана явно недостаточно, чтобы подтвердить такой вывод. Например, в Андах можно говорить лишь о присутствии рифея без детализации возраста. В Кордильерах Северной Америки доказано распространение верхнего рифея — венда (супергруппа Уиндермир), слагающего меридиональное звено пояса. В то же время среднерифейские толщи (супергруппа Белт и т. п.) залегают в прогибах и впадинах, ориентированных в широтном направлении. Ранее полагали, что такие поперечные к простиранию пояса формы могут быть его ответвлениями, однако последние работы [Stewart, 1976; Joung, 1981] не подтверждают этих взглядов. В отличие от ответвлений, которые синхронны поясу или чаще несколько моложе его, прогибы Белт-Пёрселл и другие заведомо древнее (см. рис. 35).

В Азиатской части пояса интракратонные складчатые зоны нижнего — среднего рифея направлены под углом к главному простиранию (Юдомо-Майский прогиб), а иногда вкрест его (Яньшанский прогиб).

В Австралии простирание зоны Маунт-Айза параллельно генеральному простиранию пояса. Однако, как было показано, зона занимает интракратонную позицию, частью пояса не является и завершает свое развитие к среднему рифею. Верхнерифейско-вендские толщи пояса явно наложены на более древние в Южной Австралии [Докембрий..., 1976а].

Следовательно, более вероятен вариант заложения Тихоокеанского пояса в позднем рифее, или, точнее, в интервале от 1,2 до 0,8 млрд. лет назад в разных звеньях.

В Грампиано-Аппалачском поясе параллельность простираний ниже-среднерифейских толщ и верхнерифейско-фанерозойских более определена. Однако между ними фиксируется крупное угловое и метаморфическое несогласие, связанное с гренвиллским диасхизисом. Стратиграфическое зияние между толщами, подвергшимся диасхизису, и образованиями ранних стадий развития пояса (супергруппа Окон) [Rankin, 1975] составляет около 200—300 млн. лет.

Весьма интересен вопрос о размещении рассматриваемого этажа на территории Центрально-Азиатского пояса и Западно-Сибирской плиты. Ниже-среднерифейские толщи вскрываются преимущественно по периферии этих областей и датируются пока не очень надежно.

В Средней Азии они выделяются В. Г. Королевым и В. В. Киселевым [Докембрий..., 1978] под названием эпикарельского покровного комплекса. Он залегают на подстилающих толщах с четким угловым несогласием и разрывом в основании, сложен преимущественно фалаховой формацией с горизонтами и линзами карбостромовой и сланцевой, отличается устойчивым составом и выдержанностью. Близкие по облику толщи Алтае-Саянской области объединены Н. А. Берзиным [Докембрий..., 1977б] в

Рис. 34. Схема структуры ниже-среднерифейского этажа (по [Карта..., 1972] и материалам Н. А. Божко, Л. И. Салопа, М. А. Семихатова, В. Е. Ханна и др.).

Платформы: 1 — выступы основания (щиты), местами перекрытые маломощным чехлом (редкая белая штриховка на юге Северной Америки показывает область проявления «эльсонской складчатости»); 2 — зоны диасхизиса; 3 — платформенный чехол на склонах антеклиз, в синеклизах и впадинах; 4 — то же в сравнительно глубоких прогибах. Интракратонные складчатые зоны: 5 — преимущественно осадочные комплексы; 6 — комплексы вулканогенно-осадочные с толемитами и вулканистами известково-щелочного ряда; 7 — бассейны; 8 — вулканисты кислого состава.

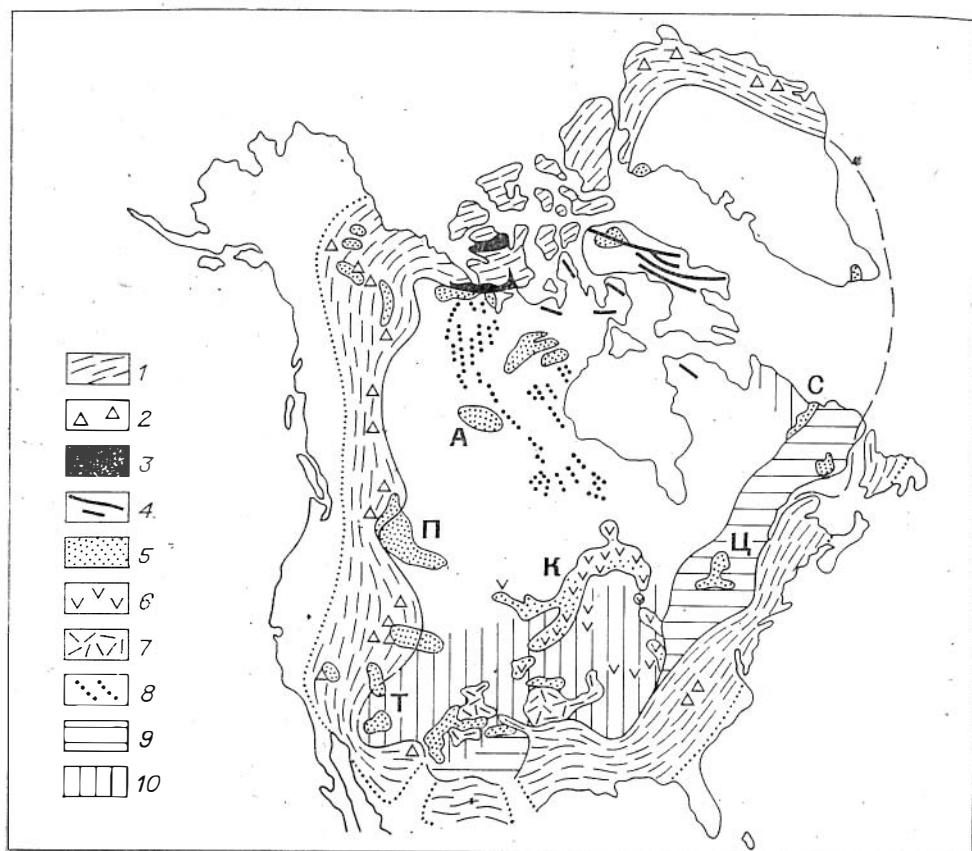


Рис. 35. Предполагаемое размещение верхнедокембрийских толщ на Северо-Американской платформе (с палеогеографическими реконструкциями) (по [Stewart, 1976] и др.).

1—4 — докембрий Z (850—570 млн. лет): 1 — отложения континентального склона (многоэпизодическая), 2 — диамиктиты, 3, 4 — базиты 675 млн. лет (3 — базальтовые покровы, 4 — дайки и силлы); 5—8 — докембрий Y (и частично докембрий X; 1700—850 млн. лет): 5 — осадочные породы, 6 — основные вулканиты, 7 — кислые вулканиты, 8 — дайки диабазов; 9, 10 — области диастрофизма: 9 — гренавиллского, 10 — алсонского. Прогбы: А — Атабаска, П — Бельт-Перселл, К — Кивино, С — Спл-Лейк, Т — Трой-Апач, Ц — Центральный метаосадочный пояс провинции Гренилл.

дерби́нский подтип структурно-вещественных комплексов. Углистые кварциты, сходные с докембрийскими толщами восточного склона Урала, Казахстана и, вероятно, с те́пторгинской свитой Северного Прибайкалья, вскрыты скважинами на Шаньмо́н, Красноленинской и предположительно на некоторых других площадях.

Таким образом, на огромных пространствах нижние горизонты рифея имеют выдержанный состав и строение. По типу они тяготеют к платформенным чехлам. Наряду с этим синхронные толщ включают в себя основные (боздакская серия) или кислые (котыртаская свита) вулканиты, по они локализованы в интракратонных зонах. Предположения о нижне-среднерифейском возрасте офиолитовой ассоциации Тянь-Шаня [Макарычев, Гесь, 1981] не подтверждены, а других таких толщ этого возраста нигде не обнаружено.

Н. А. Берзин [Докембрий..., 1977б] на основании анализа указанных и других фактов пришел к выводу, что в раннем — среднем рифее вся рассматриваемая территория была сложена корой континентального типа и по условиям осадконакопления ближе всего отвечала платформе. Образование Центрально-Азиатского пояса началось в позднем рифее вследствие дробления коры и раздвижения сиалических блоков.

Убедительные свидетельства дробления кратона обнаружены в Западной Монголии. Здесь в районе сомона Цэл Н. Г. Марковой и М. Е. Фе-

доровой описаны дайки амфиболитов. Они детально изучены Ф. П. Митрофановым и другими [1981]. Амфиболиты залегают в виде серий сближенных даек (гашшунурский комплекс) среди дорифейского метаморфического цзлского комплекса. Предполагается, что формирование базитов соответствовало по времени отложению песчано-сланцевой с подчпненными вулканитами джиргалантской толщи. Эта толща содержит микрофоссилии среднего (?) — верхнего рифея, чем и определяется предполагаемое начало проресса сйрединга.

Максимум раздвижения пояса, диагностирующийся по оффиолитовой ассоциации, приходится на рубеж позднего рифея и венда, а местами фиксируется в начале палеозоя (Урал).

Эти факты возвращают нас (правда, на качественно ином уровне) к представлениям А. В. Лейве и В. М. Сеницына [1950] о *палнплатформе*, разработаннм на примере той же Центральной Азии. Они кажутся наиболее убедительными. Офиолитовые ассоциации пояса следует рассматривать как реликты вторичной океанской коры, возникшей вследствие раздвига континентальных площадей. О величине раздвига судить трудно в силу отсутствия материалов для достоверных палнпастических реконструкций.

Выводы, полученные в отношении Центрально-Азиатского пояса, могут быть распространены и на Средиземноморский, где дроблению и раздвижению блоков предшествовал, по-видимому, широко проявившийся гренвиллский днасллизис (Молданубикум, Пентеврий и т. п.).

Лишь один интеркратонный пояс — Аравийско-Нубийский — заложился, вероятно, в среднем рифее, ибо известково-щелочная островодужная серия, лежащая в основании его разреза, деформирована, метаморфизована и интродирована в гренвиллскую эпоху. Возможно, пояс разделял два крупных континентальных массива — Лавразию и Гондвану, как это предполагает, например, К. Конди [Condie, 1982]. Тогда продолжение пояса следует искать в Центральной Америке, где данных о рифейских толщах почти нет. Эти суперконтиненты вполне отвечают понятию «кратон».

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (1900—1650 млн. лет)

Этаж ранее фигурировал в шкале Комиссии АН СССР 1964 г. как средний протерозой. В проекте новой шкалы докембрия [Общие вопросы..., 1979] он был выделен как часть нижнего протерозоя под названием верхнего карелия, но в самой шкале термин изъят. Нами он рассматривался в качестве самостоятельного подразделения ажитканья [Борукаев и др., 1969] или улканья [Борукаев и др., 1970]. Нижняя граница примерно совпадает с началом формирования вулканических поясов ажитканского типа.

Именно эти пояса являются наиболее примечательными элементами структуры этажа. Они нами уже подробно охарактеризованы в специальном разделе, поэтому здесь рассмотрим главным образом основные закономерности их размещения и соотношения с другими одновозрастными элементами (рис. 36).

Один из поясов окаймляет с юга провинции Нейн, Черчилл, Южную и Сьюирпор Северо-Американской платформы. В своей восточной части он представлен группой Айлик, залегающей на нижнепротерозойских гранитоидах с архейских гнейсах [Baragar, 1981]. К образованию пояса относится верхняя часть толщи, сложенная кислыми вулканитами и вулканокластолитами, слабо деформированная и слабо метаморфизованная. В нижней части преобладают шаровые базальтовые лавы, наблюдаются интенсивная складчатость и метаморфизм. Эта нижняя часть представляет большой интерес, ибо фиксирует эпоху смены шельфовых условий глубоководными [Wardle, Bailey, 1981], складчатости и возврата к шельфу,



Рис. 36. Размещение вулканоплутонических поясов середины протерозоя.

1 — вулканоплутонические комплексы; 2 — границы поясов; 3 — предполагаемые границы проконтинентов; 4 — области проявления диахронизма, синхронного формирования пояса.

на котором формировалась толща кислых вулканитов. В направлении на запад вулканиты сменяются или частично надстраиваются сходными по составу группами Брус-Ривер и Летиция-Лейк. Все эти толщи на юге срезаны Гренвиллским фронтом, и в гнейсах одноименной зоны днаксхизиса их гомологи не распознаются.

Продолжение пояса устанавливается южнее оз. Гурон, откуда его северная граница протягивается в субширотном направлении, а южная — в юго-западном. Это приводит к расширению полосы до 1 тыс. км. Вулканиты вскрыты рядом скважин, обнажены в горах Сан-Франсуа. Далее к западу следуют аналогичные толщи Пеннокской провинции и упомянутый массив гранитов рапакиви Вулф-Ривер. Наконец, окончание пояса можно усмотреть в районе Центральной Аризоны (риолиты Явапай, кварциты Мазатцал, граниты Руин и Оракл).

Заметим, что интервал формирования вулканитов определяется в 1800—1500 млн. лет, т. е. охватывает и часть раннего рифея. Если учесть, что граниты Руин и Оракл, ранее связывавшиеся с «элсонской орогенией» (днаксхизисом) и имеющие возраст около 1450 млн. лет, приурочены к поясу территориально и, по-видимому, завершают его развитие, то интервал этот еще более расширяется.

Севернее пояса, простирающегося в восток-северо-восточном направлении более чем на 6 тыс. км, располагался крупный и разнородный массив континентальной коры. Осадконакопление в эпизодических прогибах и гранчных троговых поясах к началу формирования вулканического пояса практически прекратилось. Это, в частности, выражено в наложении пояса почти под прямым углом на Лабрадорский трог. Кульминация метаморфизма и магматизма гудзонской эпохи отвечает интервалу 1800—1900 млн. лет [Семихатов, 1974; и др.]. М. А. Семихатов подчеркивает, молассоподобный характер залегающих на складчатом фундаменте с резким несогласием локально развитых групп Эт-Тен, Камерун-Бей, Мартин и др. Они уже синхронны толщам вулканического пояса, лежат в изолированных, часто приразломных прогибах и впадинах.

На северо-западе континентальный массив окаймляется еще одним поясом, часть которого обнажена в зоне Уопмей [Hildebrand, 1981]. Здесь пояс сложен известково-щелочными вулканитами преимущественно андезитового состава группы Ла-Бин и перекрывающими их рiolитами группы Слоп. Начало формирования пояса довольно точно датировано цифрой 1900 млн. лет. Северное и южное продолжения пояса скрыты под чехлом рифейско-фанерозойских образований. На восток континентальный массив простирался по меньшей мере до области каледонид Восточной Гренландии, ибо днаксхизис гудзонской эпохи проявился как на всей территории провинции Черчилл, так и в Нагсугтоксской зоне.

К сожалению, строение этажа за пределами континентального массива менее ясно. В. Ван-Шмус [Van Schmus, 1976] полагает, что южнее Пеннокской провинции в рассматриваемый интервал времени располагался океан, однако никаких следов обдукции здесь не обнаружено. На большей части провинции Гренвилл широко распространены складчатые и интродуцированные гранитами архейские и нижнепротерозойские толщи. Поэтому более вероятно, что континент обрмлялся с юга сравнительно узким вытянутым поясом с корой океанского типа. Вулканический пояс возник вследствие переработки этой коры на активной окраине континента и его последующего столкновения с расположенными южнее спаллическими массивами. Примерно такая картина восстанавливается и для зоны Уопмей, северозападнее которой также предполагается наличие спаллического блока, более древнего, чем вулканический пояс [Delaney, 1981].

Очевидно, что оба пояса ограничивают крупный континентальный блок, который в эпоху формирования вулканитов был высоко приподнят, являясь ареной широкого проявления процессов днаксхизиса и лишь местами — вялой седиментации в субаэральных условиях. Пояса маркируют границы этого кратона по части периметра.

Другой кратон занимал территорию Балтийского щита, европейскую часть СССР и азиатскую часть севернее Центрально-Азиатского пояса. Внешний контур пояса проходит западнее зоны Смоланд-Вермланд, а затем намечается к югу от Украинского щита и Ростовского выступа. Как уже отмечалось, примечательной чертой этой части пояса является широкое развитие гранитов рапакиви. В тылу его располагаются синхронные вулканитам впадины, иногда грабенообразные, выполненные фалаховой формацией. Наиболее характерна Онежская впадина, сложенная вепсьем. На Курско-Воронежском кристаллическом массиве примерно синхронны вепсью байгоровская и гризипская терригенные толщи с прослоями вулканитов, прорванные нормальными и аляскиновыми гранитами лискинского комплекса (1650 ± 50 млн. лет). Многие из этих образований связаны с поперечными ответвлениями от главного пояса.

Окраина кратона четко выделяется в Прибайкалье по юго-восточному обрамлению Ахитканского пояса. Далее на восток она, видимо, смещается к югу и протягивается в субшпротном направлении вдоль Становой зоны. Интракратонный характер Юдомо-Майского рифейского прогиба говорит о том, что кратон включал в себя и территорию Охотского массива. Восточное его ограничение следует искать в Яно-Кольимской складчатой системе.

Пока не ясно, соединялись ли между собой описанные европейская и азиатская ветви. Как уже указывалось, наиболее вероятным представляется вариант их сочленения через промежуточное звено в Центральном Казахстане. Правда, развитые здесь вулканиты датируются более молодыми цифрами, вплоть до 1400 млн. лет, а область распространения вытянута в меридиональном направлении. По-видимому, это поперечное ответвление пояса, близкое таковому, ориентированному субпараллельно Юдомо-Майскому прогибу. Подобного рода ответвления, хотя и меньших размеров, присущи и Ахитканскому поясу (см. рис. 17).

Как и на Северо-Американском кратоне, на Евразийском проявлялся синхронный образованию поясов диасхизис. В частности с ним, видимо, связана эпоха около 1800 млн. лет, установленная А. П. Тугариновым и др. [1977] на Алданском щите и принятая за завершающую складчатость.

Сведений о строении этажа в районах, пограничных с кратоном, тоже мало. К. А. Клитин [Тектоника..., 1978] полагает, что спаллчская кора Sveco-Nорвежского блока целиком сформировалась в рифее. В этом случае надо думать, что территория блока в интервале 1900—1650 млн. лет назад характеризовалась корой океанского типа. Новые данные Р. Горбачева [1980] показывают, что процесс становления континентальной коры протекал здесь практически одновременно со складчатостью в Svecoфеннской области около 1750 млн. лет назад. Образование вулканоплутонического пояса в интервале 1750—1600 млн. лет назад этот исследователь связывает с расширением территории щита на юго-запад, т. е., в нашей терминологии, с кратонизацией.

Далее латеральные изменения этажа практически не улавливаются. Ахитканский пояс граничит непосредственно с древней Ольхопской (Байкальской) глыбой, а на Становую область наложен молодой Монголо-Охотский пояс. Все же обилие архейских блоков внутри Центрально-Азиатского пояса (Сангилен, Муйские глыбы, Бурепийский массив и др.) говорит о широком распространении здесь, по крайней мере фрагментов, континентальной коры.

Активная континентальная окраина трассируется выходами гранитов рапакиви вдоль северной периферии Северо-Китайской платформы, однако размеры и контуры кратона, явно расположенного южнее, неясны. Новые данные [Chen *et al.*, 1981] показывают, что толщи кварцитов, кварцевых песчаников и конгломератов системы Чанчен, включающейся в платформенный чехол, датируются цифрами 1900—1800 млн. лет. Выше следуют глинистые сланцы, а затем доломиты и доломитовые песчаники (около 1750 млн. лет). В залегающей согласно толще (формация Дахонью) в чередующихся глинистых сланцах и доломитах содержатся прослои лав трахиандезитов и трахитов. Эта формация, возраст которой определен

в интервале 1621—1678 млн. лет, может соответствовать эпохе завершения формирования вулканического пояса, ибо вышележащая толща сложена в основном карбонатами. Соотношения осадочных толщ с указанными Ли Пу [Li Pu, 1965] рапакиви неясны. Очевидно, что южнее охарактеризованной континентальной окраины располагался еще один кратон, «ядром» которого был Сино-Корейский массив с наложенными на него синеклизами типа Пхеннамской.

Трудно сказать, представляла ли собой единый кратон в рассматриваемом этапе Гондвана. Одна из активных окраин (в современном структурном плане южная) трассируется вдоль вулканического пояса Австралии, намечается вдоль Росского пояса Антарктиды и уходит в область рондонид Южной Америки, как будто меняя наклон на противоположный. Другая протягивается вдоль северной периферии Гвианского щита, возможно, продолжается в районе Анти-Атласа и далее теряется. Отметим, что на Гвианском щите вулканический пояс выражен очень отчетливо и подчеркнут размещением в его тылу плоской синеклизы, выполненной кварцевыми песчаниками формации Рорайма.

С другой стороны намечается сравнительно небольшой (в современной структуре меридиональный) пояс, в который можно объединить вулканы Ватерберг Южной Африки, а также вулканы и массивы гранитов рапакиви Танзании. Неясно, замыкался ли этот пояс к северу слепо или разделял Гондвану на два кратона. Если учесть данные П. А. Божко [1980] о различиях в истории западной и восточной Гондваны, второй вариант становится более вероятным.

Таким образом, главными структурными областями рассматриваемого этапа являются кратоны и межкратонные области. По их границам размещаются вулканические пояса ажитканского типа. Субаральный характер вулканических толщ, их тесная ассоциация с высокозрелыми песчаниками, широкие проявления процессов диасхизиса, глыбовых движений и грабенообразования, «внегеосинклинального» [Кузнецов, Яншин, 1967] магматизма — все говорит о господстве континентальных условий в пределах кратонов. Сведений о межкратонных областях гораздо меньше. Однако имеющиеся данные о характере низкнерифейских толщ, с их преимущественно несогласным залеганием на подстилающих показывают, что и здесь обстановка была сходной. Можно полагать, что все спалаческие массы в период образования этапа слились в единый суперконтинент — Пангею. Используя терминологию Г. Штилле, можно сказать, что Пангея состояла из вполне- и не вполнекратонных областей, но различия их проявились лишь в рифее.

СРЕДНЯЯ ЧАСТЬ

НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (2300—1900 млн. лет)

Выделение этого этапа условно. Граница на рубеже 2300 ± 100 млн. лет назад предусмотрена в новой шкале докембрия СССР, по в качестве границы второго порядка. В схеме Л. П. Салопа [1982] ему отвечают средний и верхний мезопротозой, ограниченные селецким и карельским диастрофизмами и разделенные ладожским. Если от верхней части нижнего протерозоя (в силу его специфики) этап отделяется более или менее уверенно, то нижняя граница весьма расплывчата. Это обусловлено как недостатком надежных радиометрических данных, так и возрастным скольжением в разных регионах. В некоторых случаях граница не имеет структурного выражения, но связана со сменой формационных рядов. Не претендуя на однозначность процедуры разделения нижней и средней частей нижнего протерозоя, автор предпочел все же дать их краткую характеристику раздельно, чтобы подчеркнуть особенности эволюции стратисферы перед образованием суперконтинента Пангея.

Наиболее отчетливо структура рассматриваемого этапа выражена в Северной Америке. Здесь выделяются три крупных выступа основания —

Сьюпириор, Слейв и Северо-Атлантический (последний включает в себя провинцию Нейн и часть Южной Гренландии). Между ними расположена огромная по площади зона диасхизиса Черчилл.

Провинция Сьюпириор представляет собой типичный щитовой массив [Башарин и др., 1973]. По своей северной и восточной периферии она отделяется от зоны Черчилл граничным троговым поясом. При этом по окраинам блока Унгава, составляющего восточную часть массива, четко выделяются краевые гомоклинали, сложенные залегающими полого толщами, изоформационными комплексам смежных складчатых ветвей (в глубь последних разрезы, правда, быстро изменяются). В районе Великих озер располагается одноименный бассейн, который либо ограничивает массив с юга, либо наложен на него. По изолированным выходам древних толщ и геофизическим данным предполагается, что массив протягивается под верхнерифейско-фанерозойскими образованиями, по крайней мере, до штата Вайоминг. Хотя южное ограничение массива скрыто под чехлом, можно полагать, что оно располагалось поблизости от современной границы. Об этом говорит позиция вулканического окраинного пояса, наложенного на южный борт бассейна Великих озер.

Другой щитовой массив — Слейв — имеет в плане форму, близкую к овалу. По его западной окраине протягивается граничный троговый пояс. На южной и северо-восточной периферии массива размещены два грабенообразных прогиба (соответственно Атапуску и Батерст). По внешнюю сторону от грабенов находятся уже поля древних пород, переработанных гудзонским диасхизисом. Можно полагать, что переработанной оказалась и часть массива, заключенная между разрывами, лежащими на продолжении грабенов, и участком распространения типичных зеленокаменных поясов (см. рис. 14). Таким образом, граница массива Слейв с провинцией Черчилл нерезкая.

Третий щитовой массив состоит из двух частей, разделенных ныне Девисовым проливом. Архейский блок Южной Гренландии ограничен с севера Нагсугтокской зоной диасхизиса, а на юге Кетилской областью свекофеннского типа. Архейские гнейсы, аналогичные гренландским, развиты в подпровинции Нутак на п-ове Лабрадор. Граничающая с ней на юге подпровинция Макковик по типу разреза (группа Моран-Лейк) [Wardle, Bailey, 1981] сходна как с Лабрадорским трогом, так и с Кетилской зоной. Лабрадорский трог отделен от массива широкой полосой диасхизиса, в которой предполагается присутствие переработанных как архейских, так и нижнепротерозойских пород.

Зона диасхизиса Черчилл, расположенная между названными массивами, построена сложно. В ее западной части преобладают северо-восточные простирания. Здесь узкие грабенообразные прогибы чередуются с блоками метаморфических пород, в том числе и пород рассматриваемого этажа, которые в этих случаях не отличимы от архея. Например, граувакки группы Амиск пояса Флин-Флон постепенно переходят в мигматитовые гнейсы пояса Киссеню, ранее считавшиеся архейскими [Bailes, 1980]. Преимущественно осадочные комплексы с подчиненными вулканитами слагают прогибы Вулластон, Ранкин-Инлет (Херуитц), Фокс-Ривер, Комити и т. д., ориентированные в северо-восточном направлении. Это генеральное простирание плавно сменяется субширотным, а затем очень быстро меридиональным, параллельным простиранию Лабрадорского трога. В меридиональном направлении, в частности, вытянут Ринкский пояс Западной Гренландии. Таким образом, в обнаженной части Канадского щита зона Черчилл заключена между щитовыми массивами.

На границе между этой зоной и провинцией Сьюпириор протягивается отчетливо выраженный на всем протяжении граничный троговый пояс. Близ других массивов подобных поясов нет. В целом создается впечатление, что зона диасхизиса занимает центральное положение в пределах крупного сводового поднятия, а грабенообразные прогибы приурочены к трещинам свода.

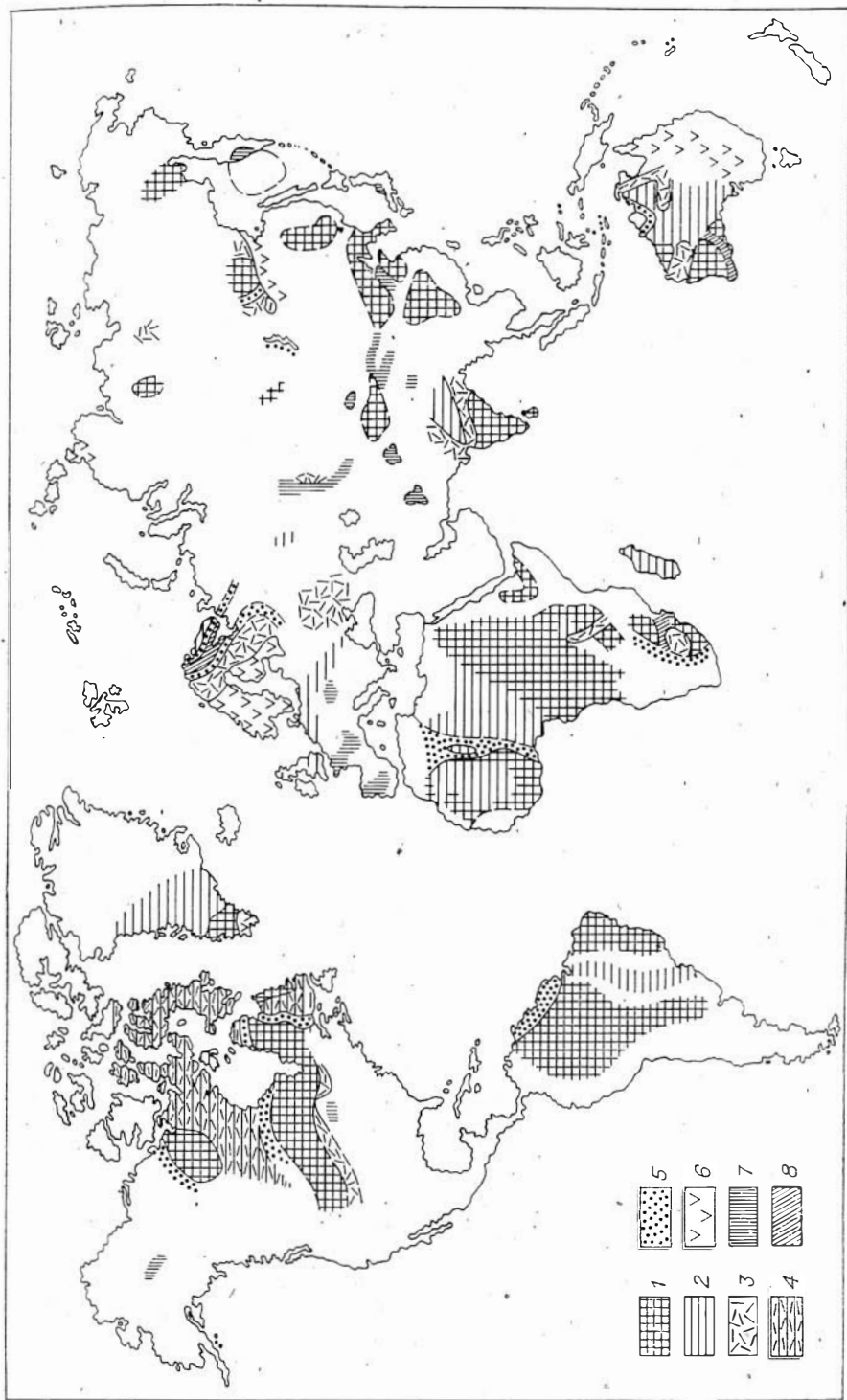


Рис. 37. Схема структуры средней части пингего протерозоя.

1, 2 — щитовые массивы; 1 — стабильные участки, 2 — участки, переработанные диахлизмом и покрытые маломощным чехлом; 3 — бассейны; 4 — бассейны, переработанные диахлизмом; 5 — границы троповых пояса; 6 — области свакфенского типа; 7 — высоты дорифейских пород плейзой природы; 8 — эпштейнские зоны диахлизиса.

Возникновение всех названных геоструктурных областей связывают с рубежом 2250—2150 млн. лет назад [Goodwin, 1974; и др.], относя период их развития к позднему афебию. Верхний рубеж афебия, ранее определявшийся в 1735 млн. лет, ныне опущен до 1810 млн. лет, но и эта цифра датирует скорее не пароксизм тектогенеза, а время завершения постумных движений. Так что объем комплексов, слагающих охарактеризованные формы, примерно отвечает рамкам этажа.

В Африке в структуре этажа четко выделяются три щитовых массива — Западно-, Центральнo- и Южно-Африканский. Два первых разделены зоной диахизиса, занимающей территорию Дагомейско-Нигерийского, а частично Камерунского массивов [Хапп, 1971], Восточного Ахаггара и протягивающейся в долину Нила. Ранее считалось, что в этих районах широко проявилась завершающая эбурийская (2000 млн. лет назад) складчатость. В последние годы все более выявляется, что активность этой эпохи связана с переработкой ранее консолидированной коры. Характер завершающей складчатости имела, вероятно, только в Дагомейско-Фарузской зоне, сравнительно узкой и сходной с граничными троговыми поясами.

На Южно-Африканский щитовой массив наложен Трансваальский бассейн, который ограничен на севере узкой линейной зоной диахизиса Лимпопо. Зона Грпкваленд, отделенная перемычкой от восточной части бассейна (см. рис. 9), несколько отличается от нее и характером разреза, тяготея к граничным троговым поясам. Возможно, этот пояс протягивается на северо-восток в зону Ломагунди, ограничивающую массив Зимбабве. На обоих этих участках в северо-западном направлении усложняется складчатость, по-видимому, возрастают мощности комплексов и появляются признаки сравнительно глубоководных отложений. В смежной рифейской Дамаро-Катавгской области выступы дорифейских пород сравнительно невелики и разбросаны, чтобы уверенно судить о структуре этажа.

Очень труден вопрос о нижнем протерозое в огромном Мозамбикском поясе. Его присутствие здесь неоспоримо, но степень переработки весьма велика, а структурный рисунок сильно видоизменен в эпохи рифейского диахизиса. На схеме (рис. 37) пояс условно отнесен к областям секофеннского типа. Косвенным основанием для такого решения служат признаки активной континентальной окраины конца раннего протерозоя вдоль западной границы пояса (см. рис. 36). С другой стороны, позиция Эфиопского массива, сложенного, как это сейчас принимается, археем, может говорить об энциалической природе нижнепротерозойских толщ пояса.

Рамки этажа в Африке определяются надежными датировками вулканитов Вентерсдорп (2300—2600 млн. лет), подстилающих супергруппу Трансвааль, и Бушвельдского плутона (около 2000 млн. лет).

В Австралии бассейн Хамерсли-Набберу разделяют два щитовых массива — Йилгари и Пилбара. Восточные ограничения массивов скрыты под рифейско-фаерозойскими толщами, а на щитах Голер и Арунта обнаружены как джемпилиты с возрастом около 2000 млн. лет [Daly e. a., 1978], так и проявления диахизиса близкого возраста [Coppston, Arriens, 1968]. Возможно, на большой площади, показанной на схеме (см. рис. 37) как зона диахизиса, есть и другие щитовые массивы, но для их оконтурирования недостаточно данных. Принципиально важным представляется лишь то, что вся западная часть Австралии выступает в структуре этажа как огромный блок континентальной коры, на который наложены бассейны (кроме названного еще Пайи-Крик и Уоррамунга). На востоке от этого блока предполагается наличие зоны секофеннского типа, которая выделяется столь же условно, как и сходный с ней по некоторым признакам Мозамбикский пояс. Граничный троговый пояс Кинг-Леопольд — Холлс-Крик отделяет от блока зону Кимберли, строение фундамента которой дискутируется.

В Австралии наблюдается интересная структурная особенность — размещение активных зон подчинено геометрически строгой сети, вероятно, обусловленной крупными разломами. Наряду с субширотными направлениями весьма представительны диагональные к меридиану. Поскольку ортогональная сеть (правда, обычно иначе ориентированная) присуща нижнепротерозойскому этажу всех гондванских платформ, такой план был назван *гондванским* [Борукаев, 1970].

Верхняя граница этажа определяется завершением седиментации группы Уайлу и складчатостью в бассейне Хамерсли-Набберу (1900 млн. лет) [Gee, 1979]. Возраст вулканитов Фортескью ранее определялся в 2250 млн. лет, но для подводящих даек получена цифра 2330 млн. лет [Precambrian..., 1981]. Поэтому некоторые исследователи [Gee, 1979] отодвигают подошву группы до 2500 млн. лет.

В Южной Америке выделяются два щитовых массива — Гвианский и Восточно-Бразильский, разделенные зоной дисхизиса. Не исключено, что внутри последней расположен граничный троговый пояс, поскольку здесь обнаружены габбро-анортозиты, ассоциирующиеся с метаморфизованными лавами основного состава [Dallm e. a., 1982]. Предполагается, что они деформированы в конце трансамазонского цикла (2000 млн. лет назад). Граничным троговым поясом окаймлен на севере Гвианский массив.

В Индии щитовой массив южной части полуострова отделен от выступа Бундельканд бассейном Нармада-Сон, который протягивается в субширотном направлении и ограничивает с севера выступ Спигхбхум [Bose, Chakraborti, 1981]. Судя по присутствию в разрезе толентовых базальтов бассейн имеет черты сходства и с граничным троговым поясом. Другой бассейн — Аравалли — ограничивает выступ Бундельканд с северо-востока. В северо-западном направлении мелководные фации быстро сменяются глубоководными [Roy, Paliwal, 1981], так что и этот бассейн может относиться к граничным троговым поясам.

В Евразии рассматриваемый этаж хорошо обнажен лишь на Балтийском щите, строение которого мы уже подробно рассмотрели. Здесь Свекофенская область граничит с Ятулийским бассейном. Далее располагается Беломорская зона дисхизиса, ограниченная с обеих сторон граничными троговыми поясами. На северо-восток от нее обнажена часть крупного щитового массива Баренцип — Мурманский блок. В северных областях щита преобладают северо-западные простирания, а в Свекофенской области с ними интерферируют широтные и меридиональные. Возраст этажа определяется рамками свекофенского комплекса — от 2300—2200 до 1900—1850 млн. лет.

Другой областью широкого распространения этажа является Криворожско-Воронежский бассейн. На западе он, видимо, граничит со щитовым массивом, в пределах которого вскрываются нижнеархейские дисстрова-бугские гнейсы, но положение границы пока не выяснено. В целом на территории плиты Русской платформы нижнепротерозойские толщи распространены не столь широко, как предполагалось ранее (см., например, [Основные проблемы..., 1979]). В частности, они не образуют густой сети «свекофенно-карелид» [Гафаров, 1973].

В Центральном Казахстане к рассматриваемому этажу надо отнести карсакапайскую серию Улутау и ее аналоги в Бетпак-Дале [Розанов, 1976]. Эта спилитовая джеспилитовосная формация близка по составу и строению толщам, выполняющим бассейны в Европе.

На Сибирской платформе выделяется ряд щитовых массивов (Ангаро-Канский, Апабарский, Центрально-Алданский), отчасти переработанных дисхизисом. Если принять предложенную выше трактовку стратиграфии Алданского щита, то к рассматриваемому этажу надо отнести часть удоканского комплекса (в объеме кодарской и чийейской серий), а также олондинскую и тасминлинскую. Две последние слагают серию грабенов, наложенных на кристаллическое основание, которое характеризуется арвальным метаморфизмом (точнее, большой шириной зон). Грабены приурочены к Олекминскому и Батомгскому блокам. Тип структуры близок к

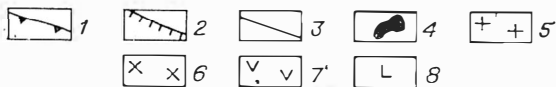
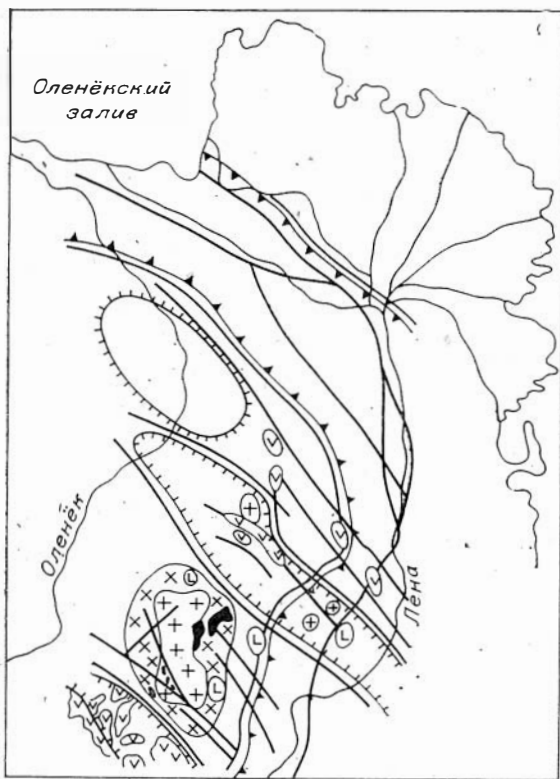


Рис. 38. Тектоническая схема до-рифейского основания северо-восточной окраины Сибирской платформы [(Протерозой..., 1979) с некоторыми упрощениями].

1 — граница шовного прогиба позднепротерозойского заложения, 2 — границы тектонических структур ранне-среднепротерозойского заложения, 3 — разломы, 4 — выходы нижнепротерозойской эвритской серии; 5—8 — области предполагаемого распространения интрузивных пород по геофизическим данным: 5 — граниты, 6 — кварцевые габбро-диориты — сиениты, 7 — породы основного состава, 8 — породы щелочно-ультраосновного состава.

граничным троговым поясам, особенно на границе Олекминского блока с Ингрским. Удоканский бассейн перекрывает грабень несогласно, хотя некоторые авторы видят между ними преемственность [Федоровский, Лейтес, 1968]. Эвритская серия Оленекского поднятия расположена в основании разреза почему тектоническая ее позиция не совсем ясна. По составу она близка удоканской серии и, судя по геофизическим данным [Протерозой..., 1979], залегает в бассейне, состоящем из поднятий и прогибов северо-западного простирания (рис. 38).

Южнее перечисленных геоструктурных областей расположена Становая область субширотного простирания, которая отнесена нами к свекофенинскому типу. Ее южное ограничение скрыто из-за срезания молодым Монголо-Охотским поясом. Граничный троговый пояс расположен, видимо, в Западном Прибайкалье. Он выполнен сарминской серией и разделяет Ангарский массив и Ольхонскую глыбу.

О возрастных рамках этажа в Сибири говорить трудно. Ранее нижняя граница удоканского комплекса условно проводилась на рубеже 2400 млн. лет. Однако близкий возраст имеют калиевые граниты Ингрского блока с высоким первичным стронциевым отношением. Эти граниты древнее супракрустальных толщ бассейнов, ибо испытали большее число деформаций [Глебовицкий и др., 1980]. Гранулитовый метаморфизм щита, связанный с образованием эпидермитов и чарнокитов, тоже, видимо, близок эпохе гранитообразования по возрасту. Следовательно, все толщ бассейнов могут принадлежать средней части нижнего протерозоя.

В Китае выделяется целый ряд щитовых массивов (Тарим, Ордос, Хэхуэй, Сычуань), разделенных мобильными массивами [Ma, Wu, 1981]. Характер последних не очень ясен. Китайские геологи выделяют здесь традиционные эв- и многоэпиклинали по присутствию или отсутствию вулканитов основного состава, отмечая при этом, что пояса возникли за счет дезинтеграции эмбриональной платформы. По-видимому, типизация этих прогибов — дело будущего. Возрастные рамки этажа определяются датировками «орогений» Фушунь (2600—2400 млн. лет) и Вугай (2100—2000 млн. лет). Среди щитовых массивов, входящих в эту систему, укажем предполагаемые Бурейский и Тибетский.

Отметим теперь некоторые общие особенности структуры этажа. Главными ее положительными элементами являются щитовые массивы, явно уступающие по размерам платформам рифа, но сопоставимые со щитами. Большой частью они представлены выступами основания, иногда частично переработанными дисхлизисом. Правда, не исключено, что некоторые из массивов целиком перекрыты образованиями рассматриваемого этажа, залегающими весьма полого и сходными в этом отношении с платформенными чехлами. К числу известных примеров можно отнести блоки Кимберли и Карпентария Северной Австралии, но весьма вероятно, что подобные массивы могут располагаться и под мезозоидами Северо-Востока СССР.

Обращают на себя внимание полигональная форма и прямолинейность границ массивов. При этом структурные направления в выступах основания и даже конкретные структурные формы границами срезаются. Если же близ границы наблюдается примерное согласие трендов, то связано оно, как правило, с наложенной (на структуры фундамента) складчатостью. Краевые гомоклинали, фиксирующие, по-видимому, конседиментационные границы массивов, также обычно имеют линейную форму.

Линейность наблюдается и в форме бассейнов (лишь Трансваальский бассейн более или менее изометричен) и их отдельных элементов, а в особенности — граничных троговых поясов. Размещение же этих геоструктурных областей на разных континентах или в их частях определяется системами определенных направлений, как это уже отмечено для территории Австралии. Преобладающего в глобальном масштабе направления уловить не удается.

Все эти данные, на наш взгляд, говорят об образовании большинства геоструктурных элементов этажа за счет дробления ранее консолидированной спалпческой коры. Разломы, возникшие, по-видимому, несколько ранее, наиболее отчетливо фиксируются в структуре именно рассматриваемой части нижнего протерозоя. С ними связаны излияния базитов, резкие фациальные границы внутри некоторых бассейнов и зон разнотипной складчатости (бассейн Хамерсли-Набберу), в ряде случаев — интрузии гранитоидов. Рассмотрим с этих позиций все типы геоструктурных областей этажа.

Эпиконтинентальная позиция бассейнов несомненна. Это в особенности ясно для бассейнов трансваальского типа, нескладчатые комплексы которых обычно считают протоплатформенным чехлом. Из-под чехла выступают породы фундамента, часто в куполовидных формах (купола Вредефорт, Сильвания, Маримия и др.). Большая часть выполнения бассейнов сложена эпиконтинентальными толщами, в частности высокостарыми песчаниками. Часты перерывы в осадконакоплении, размывы. Бушвельдский расслоенный массив, внедренный в толщу Трансваальского бассейна, сходен с платформенными. Глубоководные отложения составляют незначительную долю комплексов, фиксируют кратковременную фазу углубления бассейна, после чего последний быстро заполняется осадками до уровня компенсации.

Бассейны ятулийского типа расположены также на спалпческой коре, хотя, возможно, и несколько утоненной. В разрезах больше основных вулканитов, которые иногда приобретают толентовый тренд. Наряду со зрелыми кластолитами большую роль играют полимиктовые. Однако присутствие щелочных базальтоидов и пикритов говорит о том, что подстилающая бассейны спалпческая кора все же имела сравнительно большую мощность.

Резкое утонение коры вплоть до разрыва можно предполагать в граничных троговых поясах. Здесь широко развиты толенты, иногда ассоциирующиеся с габброидами и даже гипербазитами (редко). Очень характерны формационные ряды трансгрессивного типа, начинающиеся фалаховой формацией и завершающиеся базитами или типичными офиолитами (Лабрадорский трог). Значительные части разрезов представлены отложениями континентального склона (турбидитами, флишем) и его подножья (слан-

цевыми толщами). В современной структуре пояса имеют сравнительно небольшую ширину. Однако интенсивная складчатость, обилие надвигов и покровов говорят о значительном поперечном сокращении зон, хотя оценить его количественно не представляется сейчас возможным.

Свекофенинская область, как предполагается, развивалась на коре океанского типа. Никаких прямых признаков наличия в ее пределах более древней спалической коры не обнаружено. Здесь же наряду с турбидитами и сланцевыми толщами широко развиты вулканогенные серпиги, сравнимые с островодужными. Ни в одном другом типе геоструктурных областей этажа эти серпиги существенной роли не играют. Энциматическое положение области подчеркивается флишевым характером калевия, отложившегося на континентальном склоне Карельского блока. В Кетилской зоне, отнесенной к тому же типу и тоже энциматической, подобные взаимоотношения затушеваны. Мозамбикский пояс и восточная часть Австралии включены в тип условно. Судить об их природе трудно.

Зоны диасклизиса несколько выпадают из намеченного ряда. Вероятнее всего, они полигенны. Некоторые зоны (Черчилл) развивались, как энциматические бассейны, имея черты сходства с таковыми как трансвальского, так и ятулийского типа. Похоже, что диасклизис в них обусловлен общим короблением континентальной массы и растрескиванием свода. Другие зоны (Фрейзер) возникали на месте узких частных прогибов, а некоторые (север Африки) — на широких и, по-видимому, разнородных по строению площадях. Часть зон (Беломорская, Мозамбикская), возможно, претерпела интенсивное сжатие по типу континентального столкновения.

Таким образом, за исключением областей свекофенинского типа, все геоструктурные области этажа можно считать энциматическими. Подсчеты площадей, сложенных корой континентального типа, затруднены. Отметим пока лишь только то, что она занимала не менее 90% площади древних платформ.

НИЖНЯЯ ЧАСТЬ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (2600—2300 млн. лет)

Этот этаж, как и предыдущий, выделен условно. Нижняя его граница определяется в соответствии со шкалой докембрия СССР и отвечает рубежу архея и протерозоя, крупнейших подразделений докембрия. Заметим, что в разных странах ныне для нее приняты разные значения. В Австралии она датируется 2400, а в США — 2500 млн. лет. Последняя цифра была рекомендована Подкомиссией по стратиграфии докембрия Комиссии по стратиграфии Международного союза геологических наук в 1977 г. [Первое международное решение..., 1978]. Некоторые исследователи склонны удревнять границу до 2800 млн. лет. Несогласие, разделяющее фундамент Трансвальского массива и чехол Понгола (около 3 млрд. лет), тоже отвечает признакам этой границы.

Такая неопределенность имеет объективную подоплеку. «Главное несогласие», разделяющее архей и протерозой, на разных континентах располагается на различных уровнях. Поскольку ныне официально провозглашен и принят «историко-геологический метод» построения шкалы, скольжение несогласия ставит исследователей в тупик и вынуждает отдавать предпочтение датировкам стратотипов. Последние представляют собой произвольно выбранные разрезы, не имеющие никаких преимуществ перед другими, в которых несогласие датируется иначе [Борукаев, 1972].

Сложность датировки несогласия, ограничивающего этаж снизу, связана еще с тем, что этому несогласию обычно отвечает интервал времени, сопоставимый с возрастным объемом этажа. Автор уже отмечал, что в Австралии в интервале 2800—2400 млн. лет назад практически прекратилась интенсивная седиментация, уступившая место процессам метаморфизма и гранитообразования [Борукаев, 1970б]. Это явление связано с консолидацией цоколя платформы. В упомянутом решении Подкомиссии [Пер-

вое международное решение... , 1978, с. 27] подобнее же заключение формулируется так: «широко проявленная (но неглобально) эпоха кратонизации во временном интервале 2400—2700 млн. лет».

Не ставя себе задачей решение проблемы, примем условно границы, зафиксированные в шкале СССР 1978 г., допуская отходы от них по необходимости.

Супракристалльных толщ, отвечающих возрастному интервалу и достоверно датированных, чрезвычайно мало. Большей частью они тесно связаны с отложениями вышележащего этажа, начиная собой формационные ряды уже охарактеризованных геоструктурных областей. Правда, иногда близ верхней границы этажа отмечаются несогласия (обычно стратиграфические), что позволяет разделять нижнюю и среднюю части нижнего протерозоя.

С наибольшей достоверностью определяется принадлежность к этажу групп Вентерсдорп, Западного и Центрального Рафта Южной Африки. Преимущественно грубые кластоциты двух последних групп, хотя и не отделены угловым несогласием от подстилающих кислых и средних вулканитов Доминион, фактически начинают собой разрез новой структурной формы — бассейна. Вулканиты Вентерсдорп, залегающие с разрывом выше, представляют собой контрастную серию, внутри которой также отмечается ряд стратиграфических несогласий. Средние и кислые лаги и туфы появляются в верхней части разреза. Все толщи залегают очень полого.

Возраст супергруппы Вентерсдорп определяется в интервале 2300—2600 млн. лет [Precambrian..., 1981], т. е. точно отвечает рамкам этажа. В то же время датировки вулканитов, коррелирующихся с группой Доминион, составляют около 2640 млн. лет. Следовательно, и группы Западного и Центрального Рафта имеют возраст около 2600 млн. лет.

С учетом новых датировок, приведенных В. З. Негруцей [1982], к рассматриваемому этажу надо отнести сарвский и сегозерскую серию Карелии. Как уже указывалось, эти толщи характеризуются пестрым составом при преобладании кластоцитов и метабазитов в разных пропорциях. В. З. Негруца привлекает к комплексу снизу и сумий, нижнюю границу которого датирует цифрой 2800 млн. лет.

Не исключено, что рассматриваемому этажу принадлежат в своих нижних горизонтах супергруппа Гурон и группа Фортескью, нижние границы которых ныне определяются близ рубежа 2300 млн. лет. Таким образом, мы видим, что в этаж входят нижние члены формационных рядов бассейнов, продолжавших свое развитие в средней части раннего протерозоя. Конфигурация бассейнов во времени менялась, оси прогибания мигрировали, изменялись глубины и обстановки осадконакопления, но общая позиция в структуре оставалась неизменной.

Особого обсуждения заслуживает разрез Алданского щита. Сопоставляя его по вещественному составу и формационным рядам с разрезом Карелии, мы приходим к выводу о примерном соответствии желтулинской серии ятулий. Диагностическим признаком желтулинской серии является наличие в ее разрезе карбонатных пород (диопсидсодержащих и диопсидовых сланцев, в меньшей мере — мраморов). Содержание таких пород достигает 10%. В ятулии, метаморфизованном в меньшей мере, карбонаты тоже присутствуют в близком количестве в опежской свите [Негруца, 1982]. Метатерригенные породы в обоих подразделениях составляют 50%, метабазиты — около 40%. Правда, в обоих регионах могут быть выделены зоны с большим и меньшим содержанием вулканитов, но расположение их закономерно и характер чередования близок.

Приняв вслед за Р. Ф. Черкасовым [1979] наиболее убедительный вариант корреляции желтулинской серии с федоровской свитой, мы можем считать, что несогласие, обнаруженное в основании последней [Дук и др., 1975], должно быть выражено и в подошве желтулинской серии. Ему соответствует несогласие между сарпилем (сумпем?) и ятуллем. Если учесть, что датировки желтулинской серии сильно оторваны от датировок основания [Геохронология..., 1973] и составляют в изохронных вариантах

около 2300—2000 млн. лет, то принадлежность ее к этажу окажется весьма вероятной.

Существенное отличие джелтулинской серии от ятулия помимо значительно более высокой степени метаморфизма заключается в следующем. Формы, выполненные джелтулинской серией, не наследуются более молодыми грабенами, сложенными субганским комплексом. Эти грабены смещены в Олекминский и Батомгский блоки, где с несогласием наложены на тунгурчинскую и мугусканскую свиты, коррелируемые Р. Ф. Черкасовым с джелтулинской серией. На сегодня проблема далека от разрешения. Новые, очень интересные данные, полученные В. Л. Дуком и В. И. Кицулом, еще не опубликованы.

Помимо супракрустальных толщ в возрастные рамки этажа попадают своеобразные магматические образования. Это различные тела преимущественно основного состава.

На щите Йилгарн широко распространены дайки субширотного простирания [Horwitz, Smith, 1978]. Они сложены долеритами, габбро, норитами с гиперстеновыми и пироксеновыми дифференциатами. Возраст их около 2400 млн. лет [Compston, Agriens, 1968]. Дайки почти под прямым углом пересекают складки архейских толщ и в целом параллельны оси бассейна Хамерсли — Набберу. Вероятно, их внедрение непосредственно предшествовало заложению бассейна.

Великая дайка массива Зимбабве, возраст которой 2550 млн. лет, имеет сходную структурную позицию и представляет собой расслоенный комплекс платформенного типа. Любопытно, что она вытянута вдоль палеомагнитного меридиана [Wilson, 1973]. Нижнепротерозойские дайки, примерно перпендикулярные к структуре зеленокаменных архейских поясов, встречаются и на Канадском щите [Halls, 1978]. Часть их, вероятно, относится к рассматриваемому этажу. Другие, например в грабене Атапуску, несколько моложе, ибо их возраст оценивается в 2200 млн. лет [Hoffman e. a., 1977]. Но по тектонической природе все они близки [Escher e. a., 1976] и рассматриваются как внутриплитные.

Большая часть площади континентов в структуре этажа лишена покрова супракрустальных образований и представлена выступами основания. На территории материков Лаврогондн это преимущественно зоны диасхизиса. В Евразии же процессы диасхизиса проявились, на наш взгляд, в меньшей степени. Об этом говорит известная унаследованность верхнеархейских направлений нижнепротерозойскими формами.

На фоне огромных площадей выступов основания в структуре этажа, как мы видели, намечаются отдельные элементы, получившие развитие в средней части раннего протерозоя. Это некоторые бассейны. Граничные троговые пояса и области свекофеннского типа сформированы явно позже.

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ (3300—2600 млн. лет)

Верхняя граница этажа принята в соответствии со шкалой докембрия СССР. Нижняя определяется очень условно, поскольку ни в одной из официально принятых шкал она не фигурирует. В шкале СССР внутри архея указаны две цифры — 3000 и 3500 млн. лет. Первая из них отнесена к эпохе проявления наиболее интенсивного регионального метаморфизма в ряде регионов СССР [Общие вопросы..., 1979, с. 150], вторая ограничивает сверху беломорский комплекс.

Большая геисторическая значимость границы внутри архея подчеркивалась многими исследователями (А. П. Павлов, В. И. Вернадский, А. А. Полканов, Э. К. Герлинг, А. И. Тугарнов, Г. В. Войткевич и др.). Особенно последовательно отстаивает ее первостепенную важность Л. И. Салоп [1973 и др.], определяя границу цифрой 3500 млн. лет. Геологическое значение границы он видит в завершении формирования гранулитового слоя (саамский диастрофизм) и начале развития зеленокаменных поясов.

Новые данные говорят, что эти процессы растягиваются на продолжительный интервал времени и хронологически не всегда совпадают. Древнейший из известных зеленокаменных поясов Исуа датируется цифрой 3760 млн. лет [Moorbath *et al.*, 1973]. Калиевые граниты, завершающие становление серогнейсовой континентальной коры, имеют возраст 3600 млн. лет. Ряд древних цифр в интервале 3500—3400 млн. лет получен для зеленокаменных пород в Южной Африке — пояса Селукве (3420 млн. лет) [Moorbath *et al.*, 1976] и Барбертон (около 3500 млн. лет) [Jahn, Shin, 1974], а также на шите Пилбара (3453 млн. лет [Pidgeon, 1978] — 3560 млн. лет [Hamilton *et al.*, 1980]). С другой стороны, серые гнейсы часто датируются цифрами около 3200—3000 млн. лет. Поэтому мы принимаем условную границу 3300 млн. лет как среднеарифметическую с пределами ± 200 млн. лет.

Очевидно, среди зеленокаменных прогибов можно выделить несколько возрастных генераций и, таким образом, разделить рассматриваемый этаж на части. Однако данных для этого очень мало, и мы ограничимся его общей характеристикой, по возможности отмечая различия в сравнительно древних и относительно молодых формах.

Главные элементы структурного этажа — литоплинты (включающие массивы серых гнейсов и наложенные на них зеленокаменные пояса), области сгущения зеленокаменных поясов и области тимптонского типа. Последние выделены условно и охарактеризованы в специальном разделе. Здесь мы обратим внимание на соотношения литоплинтов и областей сгущения зеленокаменных поясов.

Тектонические комплексы, слагающие эти области, подразделяются на серогнейсовые, зеленокаменные и гранодиорито-гнейсовые. Серогнейсовые комплексы образуют выступы основания. Они распространены на ограниченных по площади территориях, а часто их присутствие вообще лишь предполагается по косвенным признакам. Часто с ними очень сходны по облику, составу и текстурам гранодиорито-гнейсовые комплексы, составляющие главную массу пород рассматриваемого этажа. Датировки этих комплексов обычно лежат близ верхней границы этажа (2800—2600 млн. лет), а их формирование, безусловно, связано с развитием зеленокаменных поясов. Последние сложены осадочно-вулканогенными толщами, охарактеризованными ранее.

В Южной Африке, где этаж представлен весьма полно, выделено более 30 зеленокаменных поясов, преимущественно на территории массива Зимбабве (см. рис. 4). Этот район часто фигурирует в литературе. Действительно многие его особенности являются общими для зеленокаменных областей. К. Стоув [Stowe, 1971] выделяет здесь «Центральную единицу», состоящую из трех куполовидных поднятий — Родездейл, Шангани и Чилиманси. Реликты серых гнейсов приурочены к краевым частям поднятий. Преобладают север-северо-восточные простирания. Н. Блисс [Bliss, 1969] полагает, что «древнее гнейсовое основание» распространено на всей территории «Центральной единицы» и даже выходит за ее пределы.

Зеленокаменные пояса частично наложены на «Центральную единицу» (образуя, в частности, упомянутое на с. 34 тройное сочленение), но главным образом сосредоточены на ее периферии, особенно северо-западной. На севере и юге они приобретают субширотную ориентировку, примерно параллельную поясам Лимпопо и Замбези, на западе и востоке — срезаются меридиональными поясами Мозамбикским и Шаше, хотя среди гранулитов последних находят гомологи зеленокаменных толщ, лежащие прямо на простирании поясов.

По Н. Блиссу, гнейсы основания мигматизированы совместно с зеленокаменными поясами. Более молодыми он считает массивные и расслаиваемые гранито-гнейсы, распространенные преимущественно в северной части массива. Наконец, наиболее поздними являются массивные и порфиридные постклизматические граниты, развитые преимущественно по периферии «Центральной единицы» и в особенности в восточной части массива.

В юго-западной части массива гнейсы и граниты расчленены более детально [Key e. a., 1976]. Наиболее древние тоналитовые и монцонитовые породы отнесены к ортогнейсам, внедренным в супракрустальную толщу, начинающую разрез зеленокаменного комплекса и представленную метааркозами, амфиболитами и адамеллитовыми гнейсами. Около половины площади сложено более молодыми парагнейсами и мигматитами, возникшими за счет гранитизации этой толщи. Согласно контактам с ними имеют адамеллиты, которые считаются анапектическими. Явно аллохтонные тоналитовые и гранитные штоки датируются цифрой 2560 млн. лет. Следов серых гнейсов здесь не обнаружено, хотя адамеллитовый фундамент предполагается, ибо иначе невозможно объяснить аркозовый состав низов зеленокаменного комплекса.

Таким образом, гранодиорито-гнейсовый комплекс весьма сложен по строению. Его детальное расчленение и изучение взаимоотношений с вмещающими толщами привели к ряду важных выводов. Главным из них было доказательство ведущей роли горизонтальной тектоники в формировании структуры зеленокаменных поясов и наложенного характера куполовидных деформаций. Кстати, схема А. Мак-Грегора [Mc Gregor, 1951] со «стадами куполов» настолько гипнотизировала многих геологов, что они перестали замечать линейные элементы структуры массива. Между тем помимо линейности многих поясов отчетливо видна приуроченность большинства из них к в общем-то линейной же полосе северо-восточного простирания, параллельной зоне Ломагунди и примыкающей к ней с юго-востока.

Выяснение размещения древних и молодых зеленокаменных поясов — дело будущего. Однако обращает на себя внимание тот факт, что заведомо древний пояс Селукве окаймлен выходами серых гнейсов, а заведомо молодые пояса Мацитама, Майтенгве, Вумба и Тати лежат на периферии массива, вдали от выходов основания. Эта картина согласуется и с размещением зон метаморфизма в группах Булавайо и Шамва [Saggerson, Turner, 1976]. В центральной части породы метаморфизованы очень слабо, к периферии метаморфизм возрастает, а у границ с поясами диасхизиса появляются фации высоких давлений. Локальное поле умеренной степени метаморфизма расположено в восточной части массива, в области наиболее широкого развития молодых гранитоидов.

Общая форма массива в плане напоминает овал, обрубленный на северо-западе наложенной зоной Ломагунди. Однако и периметр овальной части состоит скорее из прямолинейных отрезков, чем из дуг, и образует ломаную, а не кривую.

В Западной Австралии давно отмечено различие структурных рисунков этажа на щитах Пилбара и Йилгарн, которое коррелируется с разновозрастностью зеленокаменных поясов [Horwitz, 1967]. Древние зеленокаменные пояса щита Пилбара сложены группой Варравуна, прорванной древними гранитами с возрастом 3125 млн. лет [De Laeter, Blockey, 1972]. Выше, вероятно, с разрывом, залегают граувакковые толщи, образующие два пояса северо-восточного простирания [Gee, 1979]. В центральной части гранитогнейсовых куполов размещаются тела массивных микроклиновых посткинematических гранитов. Их возраст определен в 2670 млн. лет, а высокое (около 0,740) первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ говорит о палингено-анатектической природе.

Сложный структурный рисунок щита определяется сочетанием линейных и куполовидных форм. Структурный план супракрустальных толщ характеризуется прямыми складками северо-восточного простирания, наложенными на более ранние изоклиналильные лежащие [Bickle e. a., 1980]. В западной части щита гранитогнейсовые купола конкордантно складчатосты, в восточной — вытянуты преимущественно в меридиональном направлении. Образование куполов, возможно, синхронно прямым складкам, но явно следует после формирования лежащих.

На щите Йилгарн пояса распределены неравномерно (см. рис. 5). В юго-западной части выделяется крупный блок Западный Йилгарн

(Унт). Здесь А. Ф. Вильсоном [1965] давно описаны породы гранулитовой фации. Близ разлома Дарлинг обнаружены турбидиты, метаморфизованные в амфиболитовой фации высоких давлений [Gee, 1979]. Структурный рисунок в целом не упорядочен. Северо-восточнее располагается блок Саутерн-Кросс, где в широких полях гранодиорито-гнейсов разбросаны изолированные зеленокаменные пояса. В крупнейшем из них — Саутерн-Кросс — отмечена мощная известково-щелочная риолитовая серия Марда, завершающая разрез комплекса [Hallberg et al., 1976]. Далее к северо-востоку следует блок Калгурли (Норсмен-Уилуна) резкого сгущения зеленокаменных поясов.

Этот район наиболее подробно описан в литературе и является предметом дискуссий. По мнению некоторых исследователей [Гликсон, 1980], это область, где имеются явные признаки первичной океанской коры. Другие [Бинс и др., 1980] настаивают на энциплической природе зеленокаменных поясов. Отметим пока лишь главные черты блока. Зеленокаменные комплексы слагают около половины площади (см. рис. 8). Их возраст определяется в интервале 2800—2600 млн. лет. Более древних пород не обнаружено. Никакой латеральной зональности в размещении датировок и полярности в литологических комплексах не зафиксировано. Преобладают север-северо-западные выдержанные простирания, которым подчинены локально проявленные северо-восточные. В блоке Лавертон, расположенном северо-восточнее, преобладают гранодиорито-гнейсы, сходные с таковыми блока Саутерн-Кросс.

Древние датировки (около 3000 млн. лет) получены лишь из гранито-гнейсов близ Дангина (блок Западный Йилгарн) и по гальке гранитондов из конгломератов Караван (блок Калгурли).

Мы рассмотрели те случаи, когда структура литоплинтов сохранилась с конца архей без существенных изменений, о чем говорит ее «запечатывание» недеформированными дайками базитов Австралии и Великой дайкой Зимбабве. На этих примерах уже выделяются два крайних типа структурных рисунков. Один из них характеризуется беспорядочным или слабо упорядоченным расположением зеленокаменных поясов среди широкого поля гранодиорито-гнейсов. Обычно в таких зонах наблюдаются или предполагаются по косвенным признакам выходы серых гнейсов или гранулитов. К другому типу надо отнести области с выдержанным линейным простиранием зеленокаменных поясов, занимающих площади, сопоставимые и большие, чем гранодиорито-гнейсы. Наличие спалического фундамента в них проблематично. В конкретных регионах (щит Йилгарн) можно наблюдать как области обоих типов, так и переходные между ними. В тех случаях, когда на зеленокаменную область наложен гранулитовый метаморфизм, различия между типами стираются, и такие области могут быть разделены крайне условно по косвенным признакам.

Выделенные типы характерны и для других областей выходов серогнейсово-зеленокаменной ассоциации. Первый из них свойствен Трансваальскому массиву, блокам Унгава, Приднепровскому, большей части Танзанийского массива и т. д. Промежуточного типа структуры присущи Карельскому блоку. При сравнительно небольшой площади, занятой зеленокаменными поясами, и широком развитии гранито-гнейсовых куполов здесь все же преобладают северо-западные простирания, а пояса образуют характерную сеть (рис. 39). В этом блоке с большими основаниями предполагается присутствие серогнейсового фундамента [Геология..., 1978; Горлов, 1984; и др.]. Сходная структура свойственна Курско-Воронежскому кристаллическому массиву, западной части провинции Слейв (на востоке ее поясов становится несколько больше).

Выдержанные субширотные простирания преобладают в структуре южной части провинции Сьюпириор. Обычно здесь рисуют равномерное чередование зеленокаменных и гранито-гнейсовых поясов (см. рис. 6). Важно, однако, что в южном направлении соотношение площадей выходов комплексов на поверхность изменяется при увеличении доли зеленокаменных пород, максимальное развитие которых отмечается в поясе Аби-

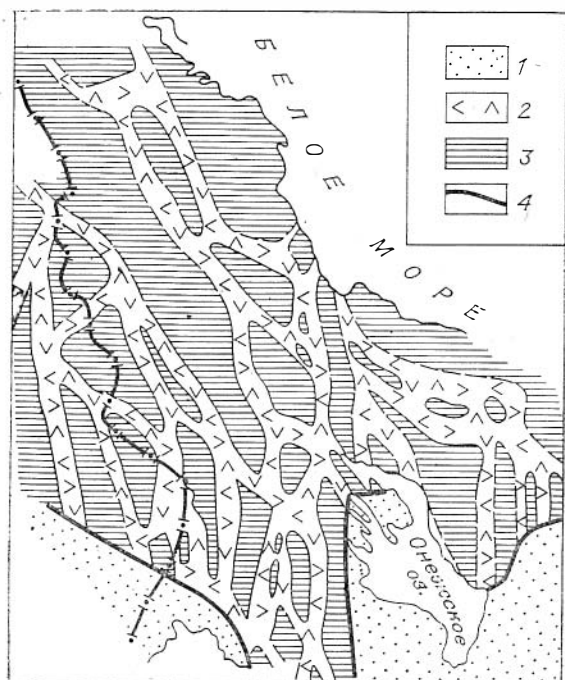


Рис. 39. Схема реконструкции архейских зеленокаменных поясов в пределах юго-восточной части Балтийского щита [Вулканизм..., 1981].

1 — постлопские отложения, 2 — зеленокаменные пояса, 3 — блоки фундамента, 4 — крупные разрывные смещения.

тиби-Вава. Одновременно уменьшается площадь гранитондов, содержание фельзитов в вулканитах, сопряженное с увеличением мафитов (см. рис. 3, 7 и 8). А. М. Гудвин [1977; Goodwin, 1974] отметил, что в этом же направлении возраст поясов уменьшается от 3050—2950 до 2750 млн. лет и увеличивается степень метаморфизма пород.

Ф. Лэнгфорд и Дж. Морин [Langford, Morin, 1976] дополнили эту характеристику геохимическими данными.

Они показали, в частности, что во фронтальной (южной) части пояса Вэбигун по сравнению с тыловой возрастает содержание вулканитов (соответственно 73 и 41%), появляются толеитовые базальты, уменьшается количество K_2O (0,44 и 1,01%), Ва, Zr, Sr. Структурный рисунок области они сравнили с таковым Кордильер Западной Канады, предположив, что оба района возникли за счет последовательного причленения к континентальным участкам серии островных дуг. Такая интерпретация представляется весьма обоснованной как в отношении природы отдельных поясов, так и в отношении их серий. Гранитогнейсовые пояса при этом рассматриваются как междуговые бассейны, выполнение которых позже гранитизировано.

Как и в Австралии, область сгущения зеленокаменных поясов на юге провинции Сьюпириор расположена между блоками ранее консолидированной континентальной коры. На севере это «хиттерланд» Беренс-Ривер — Годс-Лейк, выделенный Ф. Лэнгфордом и Дж. Моринном и протягивающийся, видимо, в зону Унгава [Борукаев, 1979]. На юге же расположена предполагаемая область распространения древних (около 3 500 млн. лет) толщ [Sims e. a., 1981], которые обнажены, в частности, в долине р. Миннесоты (гнейсы Мортон и Монтевидео). Интересно, что только на границах с этими областями в конгломератах зеленокаменных поясов встречается гранитная галька [Барагар, Мак-Глини, 1977].

Третья крупная зона сгущения зеленокаменных поясов расположена на Индостанской платформе (штат Карнатака). Ее изученность хуже, чем охарактеризованных. Однако совсем недавно в массиве Сингбхум обнаружены серые гнейсы, по возрасту сопоставимые с гнейсами Амтсок (3775 млн. лет, Sm — Nd метод) [Basu e. a., 1981]. В группе Саргур, считавшейся древнейшей, описаны породы, содержащие в некотором количестве материал разрушения гранитных пород [Venkataramana, 1982]. Эти факты показывают, что даже древнейшие зеленокаменные пояса платформы (Колар, Холенарсипур) начали свое развитие после формирования первых порций континентальной коры. Единство простираний древних и молодых поясов говорит о большой унаследованности направлений, а следовательно, механизма их образования, хотя комплексы обычно разделены несогласиями [Viswanatha e. a., 1982]. Поскольку молодые пояса возникли вследствие дробления гнейсового основания, такой же

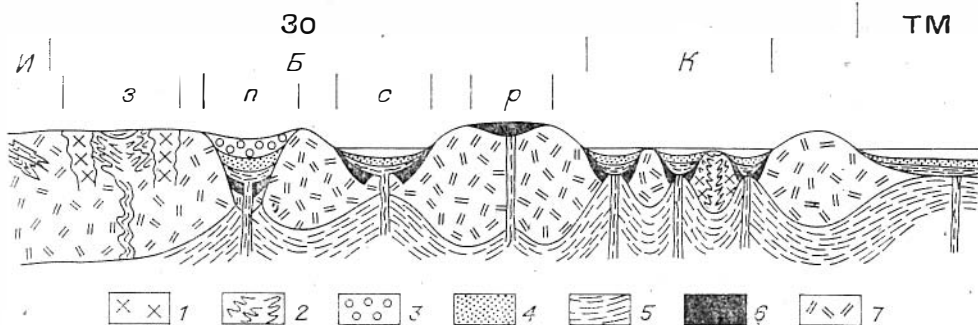


Рис. 40. Латеральный ряд архейских структур.

1 — граниты; 2 — дислоцированные зеленокаменные комплексы; 3 — моласса; 4 — турбидиты; 5 — бимодальная серия вулканитов и меланократовый фундамент; 6 — коматиты и недифференцированные базальты, эпиконтинентальные кластолиты; 7 — серые гнейсы.

Буквами обозначены: Зо — зеленокаменная область, ТМ — область тимптонского типа, И — реликт зеленокаменного комплекса в серых гнейсах (тип Исуа), К — область сгущения зеленокаменных поясов (тип Калгурли), Б — зеленокаменные пояса (тип Барбертон) на различных стадиях развития (р — ранней, с — средней, п — поздней и з — завершающей).

механизм можно предположить и для древних. Эти древние пояса, видимо, маркируют оси спрединга с полным разрывом спалпческой коры.

Таким образом, латеральные ряды позднеархейских геоструктурных областей представляются в следующем виде (рис. 40). Наиболее крупными областями, которые противостоят друг другу по особенностям строения и развития, являются складчатые области тимптонского типа и зеленокаменные. Первые из них выделены условно как участки широкого распространения двуширокосенных сланцев, которые могут параллелизоваться с базитами древней океанской коры (хетоламбиская серия Беломорской зоны, тимптонская серия Тимптоно-Учурского блока).

В пределах зеленокаменных областей различаются три структурных ситуации. Отдельные древнейшие зеленокаменные пояса (Исуа) располагаются среди серых гнейсов, возможно в виде аллохтонных пластин. Эти реликты древнейших поясов можно выделить как тип структуры и именовать по единственному достоверно доказанному примеру типом Исуа.

Другой тип структуры определяется сложным неупорядоченным рисунком. Изолированные, разбросанные или беспорядочно группирующиеся зеленокаменные пояса в областях преимущественного развития граптодиорито-гнейсов в своем большинстве, видимо, автохтонны, хотя в ряде случаев нельзя исключить их аллохтонную позицию. Этот тип структуры назовем Барбертонским. Как правило, зеленокаменные пояса этого типа проходят четыре стадии развития. Ранняя стадия зафиксирована коматитами и недифференцированными базальтами, которые часто подстилаются эпиконтинентальными кластолитами и чередуются с породами шеффового генезиса, средняя — бимодальной серией вулканитов и турбидитами, поздняя — молассой, обычно осадочной, но в редких случаях и известково-щелочной вулканической серией, и завершающая — общим сжатием с образованием чешуй, складок и гранитообразованием с сопряженным куполообразованием.

Наконец, как своеобразный тип зеленокаменных областей выступают области сгущения зеленокаменных поясов, которые назовем типом Калгурли. Среди областей могут находиться реликты серых гнейсов и новообразованной серогнейсово-зеленокаменной ассоциации более раннего этапа [Smith, Williams, 1980]. Молассовая стадия развития проявилась слабо (области Калгурли, Дхарвар) или локально (зона Тимискаминг). Эти области разграничивают литоплиты (праконтиненты) и области тимптонского типа (праокеаны?).

Возможно, последующие исследования позволят выделить еще тип зеленокаменных областей, в которых развитие поясов не завершилось в архее, а продолжалось в раннем протерозое. Речь идет о преимственности развития между зеленокаменными поясами лопия и бассейнами сумия —

ятуллия на Балтийском щите, тимптонской и джелтуллинской свит Алданского щита. Однако эти представления автора пока не получили надежного обоснования и поддержки другими исследователями.

НИЖНИЙ АРХЕЙ (древнее 3300 млн. лет)

Верхняя граница этажа условно определена выше. Нижняя не известна. Если исходить из возраста древнейших известных пород, то она должна проводиться около рубежа 3800 млн. лет, если же из предполагаемого возраста Земли — около 4600.

Мы уже рассмотрели распространение выходов на поверхность комплекса серых гнейсов и отметили непреодолимые на сегодня трудности, связанные с расшифровкой его структуры. Поэтому здесь выскажем лишь некоторые предположения о возможных областях распространения этажа. Для такой оценки надо оговорить исходный постулат, в качестве которого примем положение об энциалической природе большинства зеленокаменных поясов. Как было показано, к таким представлениям (при большом количестве вариантов) склоняются очень многие исследователи, причем со временем концепция получает все более сильное обоснование.

Применительно к территории Африки вопрос о размещении этажа подробно исследован А. Крёнером [Kröner, 1977]. Им доказано, что на площадях всех массивов (Трансваальского, Зимбабве, Замбийского, Танзанийского, Эфиопского, Либерийского, Мавританского, Западного Нила) присутствуют (и распространены повсеместно) толщи древнее 3300 млн. лет. Мелкие выходы подобных толщ среди гранодиорито-гнейсов и зеленокаменных комплексов позволяют прогнозировать сплошное размещение древнейшего цоколя в Намакваленде, на Мадагаскаре, щитах Касаи и Регибат, в Бирримской области. А. Крёнер исключил из рассмотрения перекрытые мощным чехлом фанерозоя территории синеклиз Конго и Таудени, где присутствие древнейших гнейсов также весьма вероятно. Если суммировать все эти площади, то они составят около 50% территории континента. Однако и эта цифра может быть увеличена, поскольку распространение серых гнейсов можно предполагать на значительной части Ливии и Египта, в Дагомейско-Нигерийском массиве и части Мозамбикского пояса.

В Северной Америке и Гренландии помимо территории Архейского кратона нижний архей слагает, видимо, провинцию Слейв, блок Унгава, пояс Беренс-Ривер — Годс-Лейк. Присутствие серых гнейсов надо предполагать и в провинции Черчилл. Здесь блок нижнего архея обнажен юго-западнее впадины Атабаска [Lewry, Sibbald, 1980], а реликты зеленокаменных поясов распространены очень широко, особенно в западной части (см. рис. 30). П. Симс и соавторы [Sims et al., 1981] предполагают, что полоса серых гнейсов протягивается от выходов гнейсов Мортон и Монтевидео вдоль южной границы провинции Сьюпириор. Отсутствие или весьма незначительное количество (в редких изолированных блоках) нижнего архея наиболее вероятно в области ступенчатых зеленокаменных поясов на юге провинции Сьюпириор, в провинции Гренвилл, в восточной части Лабрадорского трога и в провинции Бэр, на отдельных площадях провинции Черчилл, в Кетилской области и каледонском поясе Восточной Гренландии. Общая площадь таких участков составляет около 25—30% от общей площади Канадско-Гренландского щита, тогда как остальные 70—75% приходится на долю участков, где наличие нижнего архея вероятно.

В Австралии присутствие нижнего архея доказано для щита Пилбара, блока Уит, предполагается для блоков Саутерн-Кросс и Лавертон щита Йилгарри, а также для щита Голер. Площадь этих территорий составляет около трети всей площади континента. Судить о размещении этажа в Южной Америке трудно, но его наличие надо ожидать, по крайней мере на большей части Гвианского щита. В Антарктиде он тоже слагает

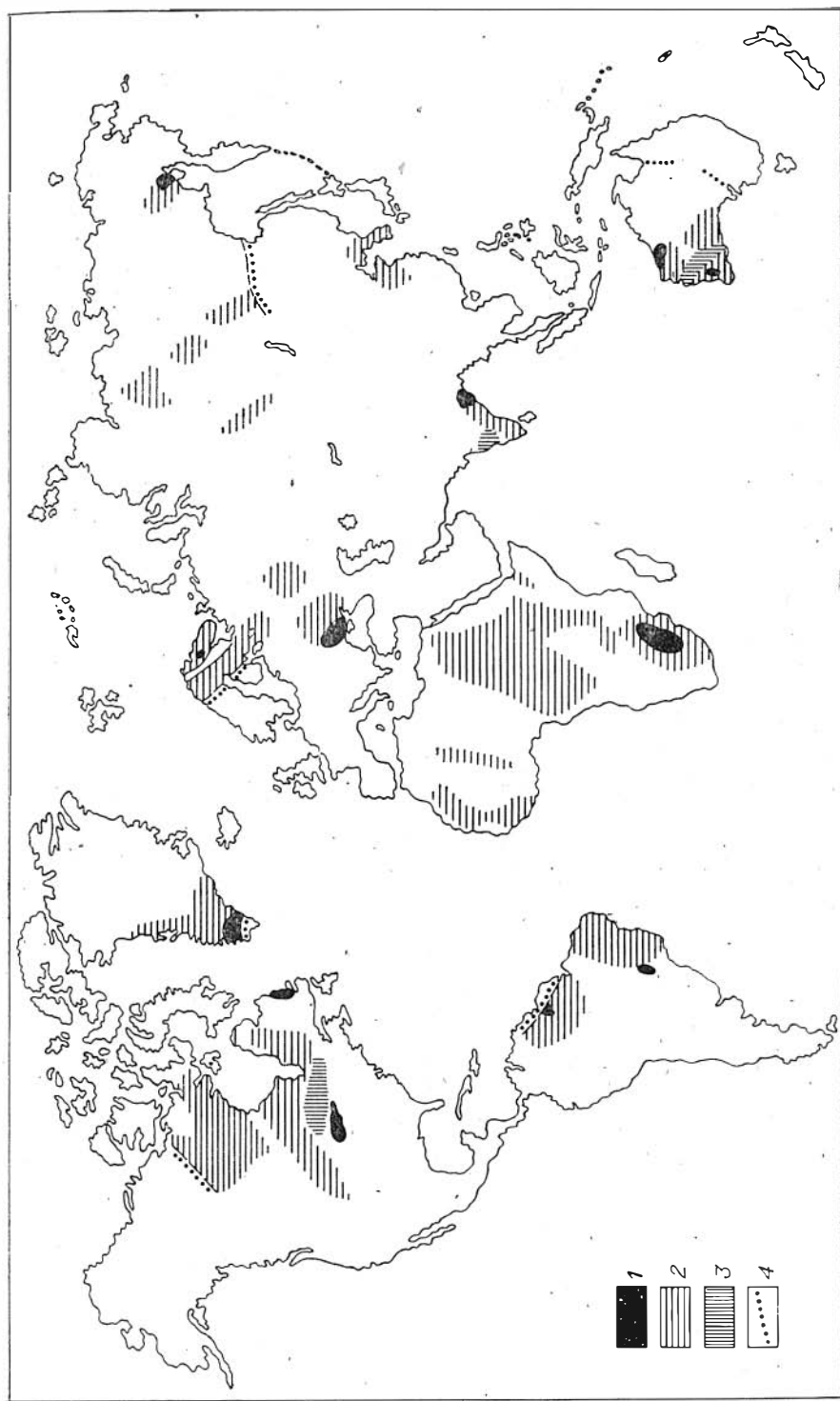


Рис. 41. Схема структуры арха (с учетом материалов [Кёлер, 1977] и др.).

1 — выступы шпинсархейских пород, возраст которых доказан наледными методами; 2 — области вероятного распространения шпинсархейских пород, перифериях аннаксидских зеленокаменных поясов и маломощными чехлами; 3 — области сгущения зеленокаменных поясов (тип Кагурури); 4 — участки предполагаемого отсутствия архейных спалических пород.

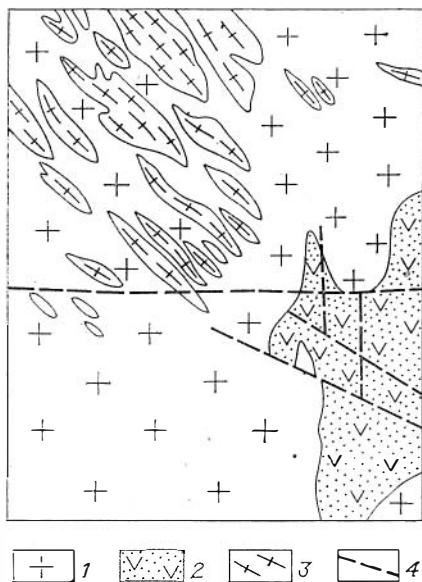


Рис. 42. Геологическая схема части Днепровско-Запорожского массива [Кушинов, 1981]. 1 — граниты и мигматиты нерасчлененные, 2 — коньская и белозерская свиты, 3 — аульская свита, 4 — разрывные нарушения.

значительную часть Восточно-Антарктического щита, если не всю его площадь.

Наибольшие затруднения вызывает решение вопроса относительно Евразии. Некоторые исследователи [Основные проблемы..., 1979] считают, что нижний архей распространен практически на всей территории Русской платформы. Другие [Богданова, 1981] иначе проводят тектоническое расчленение, но аналоги серых гнейсов также усматривают в каждом из выделенных типов структур. Если исключить из площади Русской платформы Свеккофен-

нскую и Свекконорвежскую области, где континентальная кора сформирована в раннем протерозое, то оставшаяся часть составит около 90% общей территории. На Сибирской платформе, где выходы нижнего архея предполагаются только на щитах, а скважины не дают материала для решения поставленного вопроса, ситуация неясна.

Приведенные данные, подсчеты и предположения при всей их разнородности все же свидетельствуют о сравнительно широком распространении этажа на глубине. По крайней мере 30—50, а вероятнее больше, процентов площади континентов им подстилается (рис. 41). Если будет доказано предполагаемое аллохтонное залегание части зеленокаменных поясов, то площадь распространения нижнего архея может возрасти. Большой частью нижнеархейские толщи входят в состав гранулитового цоколя континентов.

О структуре этажа известно мало. Чаще всего описываются свойственные нижнему архею сравнительно небольшие куполовидные и другие пологие изометричные складки [Козлов, 1979, и др.] при отсутствии синхронных разрывов. В некоторых случаях указывается наличие линейной складчатости, причем зеленокаменные пояса наложены на нее с угловым и азимутальным несогласием [Кушинов, 1981] (рис. 42). Большинство же кольцевых форм крупных размеров и амплитуды (овалы, чаши, многие из куполов), которые ранее считались присущими исключительно нижнему архею, имеет более молодой возраст.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЯ

До сих пор бытуют представления о некоей специфике структуры докембрия в сравнении с фанерозойской. Как мы убедились, докембрий в структурном отношении весьма разнороден (как, впрочем, и фанерозой), что каждый из выделенных этажей в самом общем плане индивидуален. Верхний рифей и нижний палеозой фактически составляют единый структурный комплекс, а «величайшая биостратиграфическая граница» [Меннер, Штрейс, 1971, с. 301], или «великий рубеж» [там же, с. 302], их разделяющие, не имеет большого тектонического значения.

В каждом этапе хорошо выражены геоструктурные области континентального сегмента и уверенно диагностируются — переходного. В предположительной форме выделяются и фрагменты зон, в известной мере сходных со структурами океанского сегмента. В этом плане никакой спе-

цифры докембрия нет. Соотношения областей в латеральных рядах, занимаемые ими площади изменяются от этажа к этажу, наиболее резко близ их границ. Таким образом, можно говорить о специфике каждого этажа, но не докембрия в целом, строго определяя аспект и детальность сравнения.

Часто специфичной считается пликвативная структура докембрия или какой-либо его части (дорифея, архея, нижнего архея). Считается, что древним толщам в большей мере свойственны овальные, кольцевые, куполовидные складчатые формы, а молодым — линейные и дугообразные. Анализ показывает, что стиль пликвативной тектоники в значительно большей мере связан со степенью метаморфизма пород, чем с их возрастом. Понятие о глубинной складчатости отражает эту связь гораздо точнее, чем представления об изменении стиля складчатости во времени. Так, складчатые ансамбли во многих верхнеархейских зеленокаменных поясах очень просты, но весьма сложны, к примеру, в палеозое Монголии, Урала и др. Надо оговориться, что и глубинность складчатости и метаморфизма — понятие относительное. Как показал Д. С. Коржинский [1962, с. 59] «образование при высокой температуре чарнокитовых минералов связано не с большим давлением, а с определенной щелочностью метаморфических растворов, а поэтому не может быть прямо связанным с глубинностью». Этот вывод можно распространить на все образования катазоны и на все их особенности.

Безусловна специфика некоторых докембрийских вещественных комплексов и входящих в их состав формаций. В особенности это касается джеспилитовых (полосчатых железорудных, итабиритовых и т. п.) формаций [Докембрийские вулканические структуры..., 1975], с которыми связано более 70% мировых запасов (без социалистических стран) железных руд. Главная масса формаций сосредоточена в структурно-вещественных комплексах зеленокаменных поясов и бассейнов, хотя есть указания на их нахождение в интракратонных складчатых поясах, где они не имеют большого практического значения. Сходство железорудных формаций архея и нижнего протерозоя не менее значимо, чем их некоторые отличия, которые учитывались при выделении типов [Формозова, 1971]. Если ранее предполагалось, что количественно преобладают формации с возрастом 2000—1800 млн. лет, то сейчас ясно, что время их накопления охватывает весь архей и ранний протерозой [Cole, Klein, 1981], причем пик на гистограмме отвечает интервалу 2500—2200 млн. лет назад. Преимущественно в верхнем архее широко распространены коматитовые формации.

По аналогии с фанерозоем в докембрии выделяются сланцевые (аспидные), граувакковые, турбидитовые (флишевые), молассовые формации, характерные для подвижных зон. Замечено, однако, что обломочный материал в этих формациях отличается более высокой зрелостью, чем в фанерозойских [Peltjohn *et al.*, 1972]. Характерных для докембрия карбостромовых формаций в фанерозое не различают, хотя водорослевые биогермы, разумеется, не редки.

Не продолжая перечисления, отметим, что имеется много признаков различий условий среды проявления физико-химических процессов на том или ином интервале истории Земли, но эти признаки не являются достаточным основанием для противопоставления структуры фанерозоя таковой докембрия.

В последние годы, особенно после внедрения в практику исследований космоснимков, активно пропагандируются взгляды о весьма широком распространении кольцевых докембрийских структур. Эти представления хорошо согласуются с концепцией зеленокаменных ядер роста континентов. Принимается, что купола и овалы могут иметь размеры от сравнительно небольших до огромных. Л. И. Салоп [1971], различающий среди куполовидных структур два типа, разделяет их по размерам и механизму образования. Во многих случаях такого разделения не проводится.

Заметим прежде всего, что результаты дешифрования космоснимков на современной стадии являются скорее интерпретацией, чем фактиче-

ским материалом. Они в сильной степени зависят от субъективных факторов, а потому неустойчивы. Например, по одним и тем же снимкам М. З. Глуховским [1978; Павловский, Глуховский, 1982; и др.] и Р. И. Гришкяном и Ю. Ф. Малышевым [1976] получены принципиально противоположные схемы. Если М. З. Глуховский выделяет на Алданском щите многочисленные кольцевые структуры разного диаметра, то Ю. Ф. Малышев [1977] на той же территории рисует строго ортогональную систему разломов, считая ее каркасом складчатости. Во многом влияет на выводы способ аппроксимации, который обычно не оговаривается.

Куполовидные структуры действительно присущи докембрию (и не только докембрию), но роль их далеко не так велика. Важно, что они свойственны лишь стабильным (континентальным) блокам и возникают на поздних стадиях их консолидации. Размещения же главных геоструктурных областей, их латеральных рядов ни купола, ни овалы не контролируют. Эти крупные зоны ограничены и определены линейными элементами, роль которых в структуре неизмеримо больше, чем кольцевых. Природа последних до сих пор остается неясной (если исключить из класса кольцевые интрузии и гранитогнейсовые купола относительно малых размеров).

Линейные и дугообразные вытянутые элементы разделяют стратисферу на полигональные блоки. Срезание структур фундамента древних платформ смежными складчатыми поясами замечено еще в начале века, известна и разновозрастность различных отрезков периметра платформ. Анализ этих и других данных о линейных элементах показал огромную роль в структуре стратисферы процессов дробления, взламывания, раздвижения и сжатия, приводящих к преобразованиям структур. Это заставляет оценивать по-новому соотношения унаследованности и новообразований.

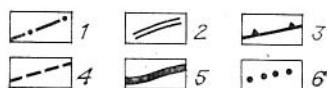
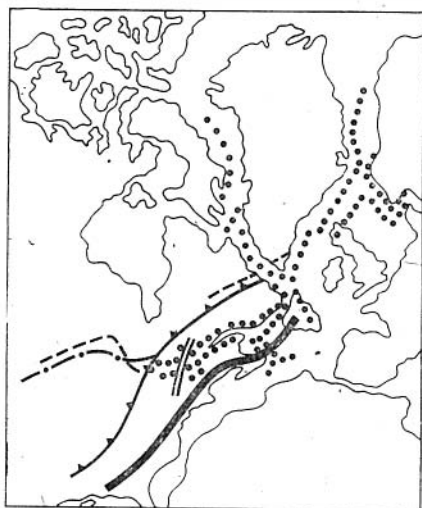
Приведенный материал показал, что контуры щитов (выступов основания) и плит меняются не только от этажа к этажу, но и в их пределах. Уже нельзя рассматривать щиты как области, характеризовавшиеся с архей тенденцией к перманентному поднятию. Ж. Уотсон [A discussion..., 1976] приводит веские доводы в пользу того, что эрозийный срез щитов не так уж велик, как представлялось ранее. Из всего этого можно сделать частный, но очень важный вывод о принципиальном сходстве структуры фундамента плит и щитов древних платформ. Следствием будет возможность распространять закономерности, выявленные на щитах, в том числе и количественные, на всю территорию платформ.

Концепция неомобилизма в значительной мере основана на факте «плавучести» («непотопаемости») континентальной коры и, следовательно, необратимости перехода континентальной коры в океанскую. Иногда это явление трактуется излишне расширенно как «неуничтожаемость» континентальной коры без учета эрозии, переводящей часть горных пород в осадки океанов. Данные анализа структуры докембрия показывают, что континентальные массы действительно не уменьшаются в размерах, как следовало бы из гипотезы базификации, но несколько возрастают. Вместе с тем их рост значительно меньше предполагаемого ортодоксальной концепцией униформизма и выражается в сложных формах.

Мы видели, что в последовательной смене этажей отмечаются в общих чертах два типа. Часть этажей (нижний архей, нижний протерозой в нижней и верхней частях, нижний и средний рифей) представлена с учетом палинспастических реконструкций весьма крупными континентальными массивами, а частично — едиными суперконтинентами (компактный тип). Другой части (верхний архей, средняя часть нижнего протерозоя, верхний рифей — венд) свойственны сложные структурные рисунки мозаичного облика (дисперсный тип). Здесь континентальные массивы (литоплиты, блоки серых гнейсов, щитовые массивы, древние платформы) имеют меньшие размеры и разграничиваются складчатыми полосами (зеленокаменные пояса, граничные троговые пояса и области срекофеннского типа, интрукратонные складчатые пояса).

Рис. 43. Разломы и рифты, связанные с развитием Протоатлантики и Атлантики (на палинспастической основе).

Разломы или рифты: 1 — архея [Sims e. a., 1980], 2 — среднего рифея [Вагг, 1976], 3 — Гренвиллский фронт, 4 — среднего рифея [Холлс, 1981; Вагагар, 1981], 5 — позднего рифея [Rankin, 1975], 6 — фанерозоя. Использована палинспастическая основа [Bullard e. a., 1965].



Вариации структурных рисунков во времени, естественно, можно уловить лишь при анализе этажей мозаичного строения. Если учесть соотношения стабильных и мобильных зон в их пределах, то изменения глобального структурного парагенеза могут быть определены следующим образом [Докембрий..., 1977б].

Основная тенденция изменения структурных рисунков заключается в увеличении их упорядоченности и поляризации линейных и центральноплощадных структур во времени. Упорядоченность проявляется в подчинении главных геоструктурных зон сети регматических разломов с преобладанием двух ортогональных систем (гондванский тип). Поляризация линейных и центрально-площадных структур выражается в группировании подвижных зон в пояса глобального масштаба и увеличении площадей платформенных областей сравнительно изометричных форм.

Это заключение в общих чертах отражает последовательную смену следующих парагенезов: массивы серых гнейсов — зеленокаменные пояса, щитовые массивы — подвижные (троговые и др.) пояса и древние платформы — интратектонные складчатые пояса. Однако мы уже отмечали, что для верхнеархейского этажа намечается подразделение на более крупные элементы — литоплиты и области сгущения зеленокаменных поясов. Контур, а следовательно, и размеры этих элементов пока не ясны. Мы знаем только, что их пограничные области в самом общем плане проявляют большой консерватизм и во всей более молодой структуре.

Рассмотрим для примера район сочленения Лаврентии с Евразией на палинспастической основе (рис. 43). Здесь в районе, пограничном между Канадским щитом и Грампиано-Аппалачским складчатым поясом, расположена широкая зона, в которой от архея до мезозоя устойчиво, хотя и периодически, проявлялось разрывообразование. Это преимущественно рифты, но наряду с ними широко распространены и надвиги и сдвиги. Структура верхнего рифея — фанерозоя этого района проанализирована Дж. Т. Уилсоном [Wilson, 1966], который пришел к выводу о периодическом открытии и закрытии здесь океанского бассейна. Вывод подтвержден более поздними и детальными исследованиями [Kennedy, 1975; и др.]. Недавно обнаружено [Sims e. a., 1981], что в систему вписывается разлом, отделяющий зеленокаменный пояс Абитибби-Вава от древнейших сланцевых пород Пеннокской провинции. Эти факты были положены в основу концепции ослабленных зон литосферы, которая предполагает независимость таких зон относительно структуры магматической конвекции. Изменение структуры вызывает периодическое растяжение и сжатие вдоль одних и тех же (в первом приближении) сравнительно широких зон.

Концепция помогла существенно уточнить проблему унаследованности и новообразований в структуре складчатых поясов, связав воедино многие из ранее известных, но впаде интерпретированных фактов. Становится ясной приуроченность к ослабленным зонам линейных поясов днахизиса и грандиозных рифтовых систем типа Африканской, мафический магматический и металлогенический профиль складчатых ветвей в

сравнении с прилегающими платформенными блоками [Черкасов, 1979; Шульдинер, 1980; и др.], так называемый полициклический характер развития складчатых поясов и т. п. В то же время уточняется значение красных швов платформ, которым ранее приписывалось сквозное унаследованное от архея развитие. Эти швы всегда расположены в пределах ослабленных зон, но во времени мигрируют, иногда в противоположных направлениях, как это наблюдается в Северной Атлантике.

С учетом сказанного можно предположить, что уже в позднем архее литосфера была разделена на крупные плиты ослабленными зонами (области сгущения зеленокаменных поясов), а мелкочейковая мозаичная структура этажа лишь осложняет общую картину.

Концепция ослабленных зон позволяет высказать предположения еще по одной важной проблеме — проблеме срединных массивов в пределах складчатых поясов. Известно, что такие массивы наиболее широко распространены в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах. Их природа определяется по-разному. Иногда их относят к классу массивов ранней консолидации, чаще — к остаточным. Последняя точка зрения в последние годы получает все большее обоснование, ибо радиометрическими методами надежно подтверждается дорифейский возраст фундамента Юконского массива [Aleinikoff e. a., 1981], комплекса Хида Японии [Hiroi, 1981], архейский возраст алянджинской свиты Омолонского массива [Бибикова и др., 1978] и др. Положение массивов в структуре весьма различно. Местами они ограничены верхнедокембрийскими складчатыми зонами, местами — палеозойскими и более молодыми вплоть до кайнозойских.

Иногда полагают, что массивы представляют собой обломки смежных платформ. Однако гораздо чаще состав и последовательность комплексов их фундамента существенно отличны от платформенного, причем отличия связаны не только с последующей переработкой. Например, зерендинская, аралбайская и бектурганская серии Кокчетавского и Улутавского массивов имеют мало общих черт с комплексами фундаментов платформ. Напрашивается вывод, что массивы представляют собой обломки крупных континентальных масс, разрушенных в результате рифтогенеза и последующего спрединга. Довольно определенно можно предполагать существование дорифейской Тетиды, занимавшей часть площади Средиземноморского пояса. Менее уверенно восстанавливается Пацифида, хотя некоторые палеомагнитные данные подтверждают эту точку зрения. Механизм их раскалывания можно представить на примере рифтовой системы Восточной Африки, отчленяемых ей от континента блоков в Мозамбикском поясе и уже отделившихся микроконтинентов о. Мадагаскар и Сейшельских островов.

В заключение несколько слов о возможности интерпретации докембрийских структур с позиций тектоники литосферных плит. Мы уже видели, что ряд геоструктурных областей сравнительно легко интерпретируется через множество геодинамических обстановок, фигурирующих в тектонике плит. Это относится в первую очередь к офиолитовым зонам складчатых поясов, которые параллелизируются с реликтами океанского дна и присущи в основном верхнему докембрию. Хорошо распознаются активные (вулканические пояса акитканского типа) и пассивные (некоторые перикратонные зоны) окраины континентов, хуже — островные дуги (за исключением поясов аравийского типа и областей — свекофенского). Интракратонные зоны (например, зона Кибара) определенно сходны с внутриконтинентальными рифтами.

Эти сопоставления имеют, разумеется, самый общий характер, но помогают существенно упорядочить представления о латеральных рядах структур. В то же время интерпретация имеет и ряд ограничений в связи с большой древностью объекта. Эта и другие трудности ограничивают применение идей неомобилизма к анализу и интерпретации докембрийской структуры. Они исключают на нынешний день возможность достоверных глобальных палинспастических реконструкций для тех или иных интер-

валов докембрийской истории. Не нашли еще однозначной трактовки зоны дна схизиса, которые, видимо, наряду с зонами столкновения континентов включают в себя и ряд других геодинамических обстановок. Не распространяются в докембрии осадки глубоководных желобов.

Тем не менее в общем плане латеральные ряды структур всех докембрийских этажей, за исключением нижнеархейского, еще недостаточно изученного, хорошо интерпретируются с позиций тектоники плит. К этому выводу склоняется все большее число ученых [Ханн, 1977; Каляев, 1980; Хейсканен, 1980; Sleep, Windley, 1982; и мн. др.]. Вариант такой интерпретации предлагается в следующей части работы.

IV. ОЧЕРК ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУРЫ СТРАТИСФЕРЫ В ДОКЕМБРИИ

□

Эволюция Земли в докембрии изучается в самых различных аспектах — космогоническом, геохимическом, палеонтологическом и т. п. В течение долгого времени эта ключевая проблема исторической геологии разрабатывалась на материалах исследований фанерозоя, охватывающего менее 15% интервала существования планеты. При этом выявленные закономерности механически переносились на докембрий. Примером может служить концепция цикличности складкообразования, связанная с учением о геосинклиналях. В противовес ей возникла концепция эволюции

Таблица 2

Периодизация тектонической истории Земли

Возраст, млн. лет	Стратиграфические подразделения	Мегахроны и их части	Тектоническая эпоха	
200	Мезозой и кайнозой	Эпинеогей	α -регенерация	
	Палеозой		поздний	Герцинская кратонизация
средний				
ранний		Изогей	средний	
Венд				
800	Рифей	ранний	α -регенерация	
1050			средний	β -консолидация
1350			ранний	β -регенерация
1650	Ранний протерозой	Дейтерогей	Лоусонская кратонизация	
1900				поздний
2300			средний	β -регенерация β -консолидация
2600	Архей	ранний	α -регенерация	
3000			γ -консолидация (?)	
3300			β -регенерация	
		Протогей	Павловская кратонизация	

геологических процессов, основные идеи которой сформулированы А. Л. Яншиным. Она постулирует весьма медленные направленные изменения процессов в ходе всей истории Земли.

Мы рассмотрим только часть проблемы — эволюцию структуры стратисферы. Представляется, что именно структура стратисферы определяет среду и условия, в которых протекают геологические процессы, по сути своей сходные с физико-химическими. Вариации структурных рисунков индуцируют соответствующие изменения в литогенезе, часто трактуемые как смена качеств процесса. По этой причине структурный аспект проблемы, на наш взгляд, имеет первостепенное значение.

В основу анализа положена разработанная автором новая схема периодизации тектонической истории Земли, являющаяся развитием схемы Г. Штилле [1964]. Схема неоднократно излагалась в публикациях [Борукаев, 1976в, 1977; Докембрий..., 1977б; и др.] и более подробно характеризуется ниже. В ее основе лежит выделение крупных периодов развития планеты (мегахронов), разделенных эпохами кратонизации. Эпохи датируются примерно рубежами раннего и позднего архея, раннего и позднего протерозоя и палеозоя и мезозоя. В новом варианте схема несколько детализирована, а мегахроны подразделяются на части (табл. 2). Рубежи схемы приняты с точностью ± 100 млн. лет (для архея ± 200 млн. лет).

В разделе сначала рассматривается история развития структуры стратисферы, а затем обсуждаются общие вопросы эволюции.

ПРОТОГЕИ

Возраст Земли оценивается ныне в 4,65 млрд. лет. Цифра отвечает среднему из многочисленных определений различными методами возраста метеоритов. При этом делается допущение, что возраст метеоритов и Земли примерно равен. Поскольку железные и каменные метеориты встречаются в определенной пропорции, можно полагать, что породившие их тела были уже дифференцированы. Тогда приведенная цифра характеризует скорее эпоху их дифференциации. В то же время возраст Земли не может превышать возраста урана, который определяется цифрой, близкой к 5 млрд. лет.

Древнейшими породами Земли, возраст которых можно считать реперным, являются гнейсы Амитсок и включенные в них метаосадочные породы Исуа Гренландии. Различными методами получены сходимые цифры около 3,75 млрд. лет. Следовательно, первые 800—1000 млрд. лет существования Земли как планетного тела геологически не документированы. Исследования древнейших пород показывают, что во время их образования уже существовали атмосфера, гидросфера, земная кора, которые возникли именно в эти первые сотни миллионов лет.

При изучении эволюции Земли важнейшую роль играет выбор граничных условий. Если современная структура планеты, несмотря на многообразие концепций и подходов, в общих чертах ясна, то ее строение на ранних стадиях жизни Земли лежит целиком в области гипотез. Последние часто взаимно исключают друг друга. К примеру, множество таких гипотез было высказано только на одном симпозиуме [Ранняя история..., 1980]. Отметим некоторые их стороны.

Конкурируют гипотезы гомогенной и гетерогенной аккреции холодной и горячей околосолнечной туманности, быстрого лавинообразованного выделения ядра за счет аккреции и медленного гравитационной дифференциации. Состав первичной коры предполагается от ультраосновного до кислого, распространение коры — от сплошного до островного. Высказываются точки зрения о происхождении коры за счет дифференциации вещества протопланеты или ее мантии, за счет аккреции богатых силикатами планетезималей после дифференциации протопланеты, вследствие метеоритной бомбардировки и вызванного ею плавления мантии и т. п.

Часто при характеристике ранних стадий развития Земли апеллируют к Луне и другим планетам [Павловский, 1975; и др.]. Некоторые материалы для выводов такая процедура дает, хотя обычно аналогии бывают слишком прямолинейными. Сумма имеющихся на сегодня данных лишь подтверждает прозорливое замечание Ч. Лайеля о том, что первичный материал Земли перемолот на мельнице Нептуна и переплавлен в кузнице Вулкана.

Таким образом, определение условий существования новорожденной Земли наталкивается на выбор из бесчисленного множества вариантов, обоснованных примерно в равной степени. Очевидно, решение этой задачи в значительной мере относится к области предположений и догадок, построенных на косвенных данных.

Неомобилистские гипотезы видят суть тектонического процесса в формировании коры океанского типа, ее выделении за счет дифференциации (верхней) мантии и последующей переработке в континентальную в зонах субдукции или скучивания. Дифференциация вещества Земли признается основной тектогенеза и в других гипотезах (например, [Белоусов, 1975]). Поэтому большинство исследователей принимает ныне базальтовый состав первичной коры. Это предположение имеет и геологические основания, ибо древнейшие спаллические породы содержат обычно ксенолиты мафитов (метабазалтов, амфиболитов).

Менее распространены представления о первичности спаллической коры, сложенной древнейшими гнейсами. Расчеты показывают, что в случае выделения первичного спала за счет аккреционного тепла процесс дифференциации должен быть чрезвычайно быстрым (0,01—100 млн. лет). В то же время возраст древнейших гнейсов отделен от возраста Земли интервалом, на целый порядок большим. По данным изотопии Sr, Pb и Nd, первая спаллическая кора не могла быть выделена из мантии ранее чем за 100 млн. лет до закрытия радиометрической системы, которое отвечает возрасту пород.

Если принять базальтовый состав первичной коры, то главной чертой протогея надо считать формирование из нее спаллической коры, сложенной серыми гнейсами. Завершение этого процесса приходится на эпоху от 3,6—3,8 (возраст гнейсов Амйтсок) до 3,2—3,4 (возраст «древнего гнейсового комплекса» Зимбабве) млрд. лет назад. Точное определение верхней возрастной границы протогея на нынешней стадии изучения не представляется целесообразным, хотя многие исследователи склонны жестко связывать ее с рубежом 3,5 млрд. лет назад. Длительность протогея можно оценить в 1,3—1,5 млрд. лет.

Отдав некоторую дань предположениям, заметим, что говорить о структуре осадочной оболочки можно лишь на основании геологических данных. Поэтому начнем рассмотрение ее эволюции с эпохи формирования серых гнейсов.

Текстурные признаки серых гнейсов свидетельствуют в пользу их принадлежности к вулканоплутонической ассоциации. В отличие от более молодых подобных ассоциаций она обладает некоторыми особенностями. Прежде всего это широкое площадное распространение пород, отличное от поясового в более молодых мобильных зонах. Глубокий метаморфизм гнейсов и их существенная тектоническая переработка препятствуют однозначному распознаванию первичных структур. Поэтому трудно решить, возникли поля гнейсов за счет синхронных экструзий на всей площади пространства или в результате последовательного слияния линейных поясов.

Валовой химический состав серых гнейсов близок среднему составу континентальной коры, рассчитанному А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским [1976], отличается лишь несколько пониженными содержаниями Al_2O_3 и K_2O . Преобладание тоналитов, гранодиоритов и адамеллитов в комплексе служит основанием для широко распространенного мнения о незрелости коры, сложенной серыми гнейсами. Предполагалось даже, что нормальные граниты появляются в протерозое, тогда как архею свойственны

лишь плагнограниты [Marino, 1971]. В последние годы получены материалы, позволяющие уточнить эти представления.

Галька конгломератов группы Модис прогиба Барбертон представлена в подавляющем большинстве нормальными гранитами, отличными по составу от смежных с прогибом тоналитовых плутонов [Kupricka, 1975]. В граувакках подстилающей группы Фиг-Три соотношение калиевого полевого шпата и плагноклаза равно 4 [там же]. Среди гнейсов Уйвак обнаружены рвущие тела порфировидных гранитов с возрастом 3,6 млрд. лет, которые по геологическим и петрохимическим признакам сопоставляются с гранитами рапакиви [Bridgwater, Collerson, 1976]. Эти пока еще немногочисленные данные говорят о высокой зрелости серогнейсовой коры, что согласуется с ее средним составом. Сравнительно малое распространение нормальных и щелочных гранитов в массивах серых гнейсов можно связать с глубоким эрозийным срезом, но вероятнее, что эта особенность — свойство древней коры. Мощность последней могла достигать 30—40 км [Condie, 1981b; Wells, 1976].

Изложенное приводит к выводу, что в конце протоея возникла первая в истории Земли спалическая кора континентального типа, высокой степени зрелости и достаточной мощности.

Менее ясен вопрос о площади распространения такой коры. Как мы видели, ее выходы установлены на всех континентах. Однако контуры массивов расплывчаты, зачастую серые гнейсы непосредственно переходят в более молодые гранитогнейсовые комплексы сходного состава. Лишь в самые последние годы радиометрическими методами доказан древнейший (3—3,5 млрд. лет) возраст многих толщ гнейсов, ранее относившихся к архею в полном объеме, хотя предположения об их принадлежности к катархею высказывались уже несколько десятков лет (А. А. Полканов, Л. И. Сапог и др.). Поэтому решение поставленного вопроса обычно зависит в большой мере от предположений, гипотез, взглядов специалиста.

Многие исследователи ограничивают области распространения серых гнейсов выходами толщ, датированных цифрами более 3,5 млрд. лет, полагая, что именно эти участки (и только они) консолидировались к концу протоея. Такая позиция явно обусловлена концепцией зеленокаменных ядер роста континентов. Предполагается, что первые островки континентальной коры затем постепенно обрастали новыми порциями. Площадь таких островков составляет едва ли 1% территории континентов.

Другие исследователи придают больше значение энциалическому положению зеленокаменных поясов. Это позволяет им полагать, что все области распространения таких поясов подстилаются спалической корой. По оценке А. Крёнера [Kröner, 1977], на территории Африканского континента древнейшие спалические массы занимают не менее 25% площади. Такие же значения принимаются им и для континентов в целом. По расчетам Н. Л. Добрецова [1980], эта цифра может быть увеличена по меньшей мере до 30%.

Если принять постулат о непрерывном или постоянном росте континентальной коры в ходе истории Земли, то к рубежу 3,5 млрд. лет назад ее должно было выделиться 25%. Однако постулат этот сомнителен в силу многих причин и, в частности, из-за разрыва в радиометрических возрастах Земли и ее древнейших геологических образований. Причины такой паузы объясняются тоже по-разному.

Большинство геологов полагает, что аккреция вызвала сильный разогрев Земли и, возможно, плавление внешней части вплоть до поверхности. Кристаллизация верхней мантии и образование коры начались только после уменьшения температурного градиента до значения, ниже адиабатического. На этой стадии формировалась кора основного (или частично ультраосновного) состава. По мере снижения градиента полное плавление погружающихся блоков такой коры уступало место частичному плавлению, продуцировавшему магмы андезитового (или тоналитового) состава [Condie, 1981]. В этих моделях пауза объясняется открытым характером изотопных систем в условиях высоких температур и их закрытием только с мо-

мента возникновения первых порций «непотопляемой» спалической коры.

Иную трактовку паузе дает О. Г. Сорохтин [Геодинамика, 1979]. Он полагает, что первоначально холодная Земля разогревалась в течение первого миллиарда лет за счет максимального распада радиоактивных элементов, но в условиях низкой интенсивности конвективных движений и, следовательно, низких теплопотерь. За этот период Земля нагрелась на 600—700°, что привело к интенсификации конвекции и фактически к началу тектонической жизни планеты. При таком объяснении скорости формирования континентальной коры в позднем протогее должны быть очень высокими.

Следов океанской коры протогей (за исключением упомянутых ксенолитов) не обнаружено. Правда, некоторые исследователи и сейчас относят к ним основные кристаллосланцы Алданского и Украинского щитов, нижне члены разрезов ряда зеленокаменных поясов. Однако сумма современных данных эту точку зрения не подтверждает. Более вероятно предположение, что при большой интенсивности тектонических процессов в раннем докембрии океанская кора протогей впоследствии полностью переработана.

Бытовавшие ранее представления о принадлежности пород гранулитовой фации метаморфизма только к нижнему архею (катархею) вызвали к жизни ряд гипотез об исключительности условий протогей. Наряду с гипотезой о лунной стадии развития разрабатывались концепции о сходстве Земли в протогее с Венерой, о парниковых условиях на ее поверхности, о существенно меньшем ее радиусе в сравнении с современным и т. д. В настоящее время все они должны быть пересмотрены, ибо в их основе лежала общая методологическая неточность, приводившая к логическому кругу. К нижнему архею (катархею, архею) относились породы только гранулитовой фации метаморфизма, а затем следовал вывод, что это подразделение хроностратиграфической шкалы представлено исключительно породами гранулитовой фации. Как мы видели, современная радиогеохронология обнаружила, что достоверно древнейшие породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

Суммируя сказанное, отметим, что скудные геологические данные свидетельствуют лишь о том, что в конце (или, точнее, в заключительную стадию) протогей сформировалась континентальная кора, вполне отвечающая современной по среднему составу, мощности и «плавучести». Судить о тектонических режимах протогей трудно, но все же наиболее вероятным представляется, что главная линия развития заключается в выделении коры базальтового состава из мантии и ее последующем преобразовании в кору континентального типа. Видимо, одновременно происходило и формирование литосферы. Континентальная кора составила не менее 50% от объема современной, а возможно, и много больше. Протогейская кора океанского типа не сохранилась.

Заключительная стадия протогей по ряду признаков (в частности, по образованию в это время рапакивиоподобных гранитов) отвечает эпохе кратонизации, которую, по предложению С. Л. Афанасьева, назовем павловской (в честь А. П. Павлова, впервые обратившего внимание на историко-геологическую значимость рубежа около 3,5 млрд. лет назад).

ДЕЙТЕРОГЕЙ

Начало дейтерогей знаменуется признаками деформаций первых порций континентальной коры. Быстрый ее рост в конце протогей замедляется и сменяется другими процессами. Представляется, что это процессы дробления и раздвижения блоков пракоинтента (праконтинентов?).

Среди геоструктурных областей начала дейтерогей намечаются массивы серых гнейсов и изолированные разбросанные древние зеленокаменные пояса. Трудно сказать, каким был океанский сегмент этого времени. Соотношения структуры древних зеленокаменных поясов и серых гнейсов искажены последующими процессами. Существенно, однако, то, что общий стиль строения и развития зеленокаменных поясов, как древних, так и

молодых, сохраняется на протяжении всей первой половины дейтерогея (поздний архей, 3300—2600 млн. лет назад). Поэтому представляется правомерным переносить данные о соотношениях молодых зеленокаменных поясов с их основанием и на таковые древних поясов.

Молодые зеленокаменные пояса, время развития которых приходится в основном на интервал 2900—2700 млн. лет назад, явно наложены на спалическое основание. Об этом свидетельствуют их линейная и дугообразная (часто вторично) форма, эпиконтинентальный характер нижних членов формационных рядов, особенности состава вулканитов, закономерности расположения в плане. Далеко не все из этих признаков могут быть установлены для древних поясов, но присутствие уже некоторых из них позволяет считать и древние пояса наложенными, возникшими в результате дробления континентальной коры и раздвижения спалических блоков.

Процесс развития единичного зеленокаменного пояса, по данным прецизионной радиогеохронологии (цирконометрии), определяется ныне в 100—200 млн. лет [Тугаринов, Библикова, 1980], что хорошо согласуется с общими радиометрическими данными [Anhaeusser e. a., 1969; Гликсон, 1980]. Упомянутая иногда цикличность зеленокаменных комплексов связана обычно с наложением одного пояса на другой [Durney, 1972; Roddick e. a., 1976], либо с их тектоническим сближением (совмещением), либо с внедрением плагногранитов, не нарушающих последовательности формационного ряда. По длительности эти интервалы часто сравнивают с «геосинклинальными циклами» фанерозоя, поскольку те и другие охватывают время от заложения подвижной зоны до превращения ее в складчатую.

Максимумы дробления спалической коры, следовательно, надо отнести к интервалам 3300—3200 и 3000—2800 млн. лет назад. Последний из них был более значительным, ибо молодых зеленокаменных поясов много больше, чем древних.

Заметим, что он совпадает с первой достоверно датированной эпохой глобального метаморфизма гранулитовой фации [Библикова, 1980].

По поводу способа заложения зеленокаменных поясов высказываются разные точки зрения. Б. Горман и соавторы [Gorman e. a., 1978] полагают, что нижний (ультрамафитово-мафитовый) член формационного ряда формируется в виде щитового вулкана в эпиконтинентальных условиях. Эта модель хорошо согласуется с данными В. Г. Казьмина [1982] о начальной стадии развития рифтовой зоны. Дж. Тарп и соавторы [Ранняя история..., 1980] разработали модель краевого бассейна, отдавая предпочтение утонению спалической коры, а не растрескиванию. Обе модели близки и противостоят представлениям другой группы исследователей, которые развивают концепцию о происхождении поясов в результате метеоритной бомбардировки [Грип, 1975], проводят аналогии с лунными морями [Glikson, 1976] или считают их реликтами древнейшей базитовой коры [Павловский, 1975]. Позиция А. Ф. Грачева и В. С. Федоровского [1980] в этом вопросе не совсем ясна, ибо они не оговаривают, в каких условиях (континентальных или океанских) происходит рифтогенез, хотя кора в рифте определяется как океанская [Федоровский, 1982].

По-разному интерпретируется и развитие поясов. Одни исследователи полагают, что оно протекает по типу цикла Дж. Т. Уилсона [Берк и др., 1980], усматривая отличие от фанерозоя только в геотермическом градиенте и скоростях горизонтальных смещений. Другие [Kröner, 1981] считают, что эспалический рифтогенез только в некоторых случаях мог доходить до стадии малых морских бассейнов типа Красного моря. К этому выводу ранее склонялся и автор [Борукаев, 1979]. Значительная стадия развития часто представляется в виде «зарастания» пояса гранитоидными куполами без какого-либо тангенциального сжатия [Глуховский, Павловский, 1973].

Как мы пытались показать, зеленокаменные пояса — очень широкий класс довольно разнообразных структур, несмотря на многие общие черты, которые, собственно, и учитываются при выделении класса. Однако для всех поясов вряд ли пригодна общая модель развития. Видимо, этим и опре-

деляется большое число моделей, вполне применимых к одним поясам и легко опровергаемых в приложении к другим.

Рифтогенный характер ранней стадии развития всех зеленокаменных поясов несомненен. Однако позже они развивались по-разному. Растяжение в изолированных поясах областей с неупорядоченным рисунком приводило к образованию малых океанских бассейнов красноморского типа, тогда как области сгущения поясов вполне сопоставимы с активными окраинами океанских плит. Нам выделено лишь три участка таких окраин, причем прослежены они на сравнительно небольших расстояниях. Однако сам факт их существования представляется принципиально важным, ибо говорит о том, что области с неупорядоченным рисунком образовывали уже в раннем дейтерогее крупные и сравнительно компактные спаллические массы типа современных континентов. К такого рода массам, очевидно, применим термин «литоплит» без существенного нарушения объема отвечающего ему понятия. Изолированные зеленокаменные пояса в пределах литоплитов в известной мере гомологичны интракратонным складчатым зонам, а области сгущения поясов — интеркратонным складчатым поясам неогая.

Общий рисунок *раннего дейтерогая*, следовательно, представляется нам иначе, чем в модели У. Файфа [Fife, 1974]. Эта модель, в которой главными элементами структуры признаются мини-континенты и разделяющие их вулканические прогибы, хорошо отражает лишь строение литоплитов в центральных частях. Прилежавшие к литоплитам участки были подобны системам островных дуг и краевых морей, сходным с современными зонами перехода от океана к континенту. Элементов собственно океанского сегмента раннего протерозоя мы не улавливаем, если не считать крайне условно относимых к нему областей тимптонского типа.

Наиболее принципиальным ныне является остро дискутирующийся вопрос, следует ли сопоставлять полный цикл развития зеленокаменного пояса с рифтовым или выделять в нем также островодужную стадию. Ответы на вопрос разнятся в значительной мере из-за того, что в качестве эталонных рассматриваются разные объекты. Действительно, в магматических сериях изолированных поясов, преимущественно древних, андезиты отсутствуют (реже) или играют подчиненную роль. В то же время их много в областях сгущения поясов. Именно по этой причине канадские геологи (Дж. Мак Глинн, Дж. Хендерсон, А. Гудвин и др.) постоянно настаивают на сходстве поясов южной части провинции Сьюпириор с островными дугами. Этот справедливый вывод надо распространить и на другие области сгущения поясов.

В современных островных дугах содержание андезитов в вулканических сериях оценивается в 60—70%. В зеленокаменных поясах оно скромнее — 20—30%. Другое отличие заключается в преобладании в современных дугах пирокластических образований, а в зеленокаменных поясах — лав. Эти различия, однако, легко объяснимы с учетом общей эволюции лито- и гидросферы Земли.

Малое содержание андезитов вполне компенсируется чрезвычайно широким (что не свойственно типичным рифтам) развитием интрузивных тел гранодиоритов — плагиогранитов. Как показывает А. Гликсон [Glikson, 1976], ранние массивы этих пород внедряются на рубеже ультрамафитово-мафитовой и мафитово-фельзитовой стадий. Последняя сопровождается внедрением новых порций пород плагиогранитного ряда, а также турбидитовой седиментацией. В некоторых изолированных поясах наблюдается и экструзивная фацция, например упоминавшийся комплекс Марда пояса Саутерн-Кросс Западной Австралии [Hallberg et al., 1976]. Гранитоиды вытянуты вдоль поясов, местами разрушая их границы [Ажгирей, 1974], и с разрывом перекрываются молассой. Последняя, как мы отмечали, присутствует не всегда в силу глубокого эрозионного среза. Однако почти повсеместно устанавливаются массивы адамеллитов, порфировых гранитов и сиенитов, с ней связанные. Все это приводит к мысли, что островодужной стадии развития фанерозойских поясов в раннем

дейтерогее отвечали преимущественно геодинамические обстановки невадского типа.

С этим хорошо согласуется малая роль пирокластолитов в разрезах зеленокаменных поясов. Расчеты О. Г. Сорохтина [Геодинамика, 1979] показывают, что гидратация океанской коры в архее была неполной, что ограничивало выделение воды в зонах субдукции. Поэтому здесь преобладали процессы «сухого» плавления, продуктами которого являются, в частности, гранодиориты (плагнограниты и т. д.). О широких проявлениях субдукции на средней и континентальных столкновениях на поздней стадиях развития зеленокаменных поясов говорят обилие чешуй и надвигов, интенсивная складчатость линейного и дугообразного характера с пронизывающим кливажом, полярность поясов в областях их сгущения. Механизм субдукции хорошо интерпретируется в рамках модели Н. Арндта [Arndt, 1983], принимающего преимущественно коматинтовый состав верхнеархейской океанской коры, что объясняет ее отрицательную пластичность уже на небольшом расстоянии от оси спрединга.

Многие исследователи обращают внимание на отсутствие в зеленокаменных областях альпийских гипербазитов. Действительно, эти породы появляются только в раннем протерозое, причем не в самом его начале. Вместе с тем ультрамафитово-мафитовая часть в грубых чертах отвечает им по составу. Поэтому некоторые геологи выделяют в позднем архее (и раннем протерозое) офиолитовые ассоциации [Наливкина, 1980; и др.], хотя специфика их несомненна. Особенно специфичны парагенетически связанные с ними двупроксеновые гранулиты (чарнокиты). «Сухие» коматинтовые члены ассоциации также говорят о малой степени гидратации архейской коры.

Отдельные зеленокаменные пояса подвергались складчатости в разное время в течение раннего дейтерогее. В частности, некоторые из них завершали развитие близ рубежа 3000 млн. лет назад, после чего на консолидированных участках начинают формироваться эпиконтинентальные толщи. Наиболее показательна в этом отношении группа Понгола, сложенная кварцевыми песчаниками, алевролитами, миндалекаменными базальтами в нижней части и в меньшем количестве глинистыми сланцами. Ее возраст определяется в интервале 3090—2874 млн. лет [Presambrian..., 1984]. Накопление пород происходило в обстановке высокого стояния континентального спалического блока, более напоминающей бассейны раннего протерозоя, чем зеленокаменные пояса [Armstrong e. a., 1982]. Вероятно, группе Понгола гомологичны венгерская серия Алданского щита, которая, однако, гораздо сильнее метаморфизована, а также некоторые терригенные толщи, залегающие в нижних частях разрезов «молодых» зеленокаменных комплексов.

Ранний дейтерогей завершился эпохой широкого проявления гранитообразования, складчатости, метаморфизма и диасхизиса. Именно с ней связывают обычно границу архея и протерозоя. Эпоха именуется кенорской в Северной Америке, лимпопо-либерийской в Африке, ребольской на Балтийском щите и т. д. Ее проявления характеризовались разной интенсивностью — большей в Лаврогондии, меньшей в Евразии, где «структурные формы и плапы складчатостей архея и нижнего протерозоя ...далеко не всегда обособлены» [Каляев, 1974, с. 59]. Внутри литоплинтов складчатость осуществлялась по модели, близкой к столкновениям континентов, тогда как на их окраинах (в областях сгущения зеленокаменных поясов) — путем последовательного причленения островных дуг. Активные окраины литоплинтов редки (Грансваальский и Карельский массивы) и для эпохи не типичны. Не совсем ясно, каким образом выразилась эпоха в областях тимптонского типа. По-видимому, ей синхронно образование чарнокитов, в том числе чарнокит-мигматитовых полей, но других проявлений кислого магматизма не зафиксировано.

Области сгущения зеленокаменных поясов в современной структуре не обнаруживают сходства с зонами столкновения континентов альпийского типа (зонами обдукции). Здесь не установлено гигантских шарьяжей,

компенсационных прогибов форланда, следов метаморфизма высоких давлений. Зато, как и в центральных частях литоплитов, широко проявилось гранитообразование, в том числе в виде валов и куполов. Если связать эти два факта, то гипотеза А. Мак-Грегора, Е. В. Павловского и других о ведущей роли гранитообразования в структуре верхнего архея может получить новый аспект. Слипание островных дуг приводило к утолщению их коры до 30—40 км [Wells, 1976] и частичному плавлению нижних горизонтов. Выделенные при этом плагнограниты спаяли континентальную окраину, и столкновение пошло по тибетскому типу.

С рассматриваемой эпохой связывают некоторые общие изменения в развитии Земли. Это падение геотермического градиента, достижение уровнем океанов гребней срединно-океанских хребтов и, как следствие этого, усиление гидратации коры [Геодинамика, 1979], нарастание содержания кислорода в атмосфере и т. д. Надо полагать, что такие изменения коррелятивно связаны с массовым гранитообразованием, хотя определение причин и следствий в этом явлении не может быть однозначным.

В *среднем дейтерогее* (2600—1900 млн. лет назад) характер осадконакопления и структурообразования существенно отличен от раннего. Наиболее характерными элементами структуры становятся щитовые массивы и преимущественно энспалтические бассейны.

Переход к новой структурной обстановке был постепенным. С одной стороны, некоторые зеленокаменные пояса продолжали свое развитие. Например, в Карелии после ребольской складчатости и сопутствующего ей гранитообразования отлагались терригенно-вулканогенные толщи сумья, а формационный ряд поясов завершился с образованием сарполийской молассы к рубежу около 2300—2400 млн. лет назад. С другой стороны, в пределах континентальных масс начинается рифтогенез и развитие энспалтических бассейнов. Интенсификация этого процесса происходит близ того же рубежа 2300—2400 млн. лет назад.

Интересно, что некоторые бассейны формируются близ окраины литоплитов. Так, бассейн Великих озер соседствует с областью сгущения зеленокаменных поясов на юге Канадского щита, Трансваальский — с окраинным вулканоплутоническим поясом Доминион, частично перекрывая его. К области Калгурли непосредственно примыкает бассейн Хамерсли-Набберу, но он ориентирован к ней почти под прямым углом. Этот факт объясняют сохранением поля тангенциального сжатия после консолидации области Калгурли и ориентацией рифтовых зон параллельно вектору максимального сжатия [Horwitz, Smith, 1978]. Следовательно, в развитии названных форм определено улавливается унаследованность от структуры основания.

В интервале 2300—1900 млн. лет назад структурный план континентов существенно изменяется. Четко определяются границы щитовых массивов, которые в ряде случаев маркируются краевыми гомоклиналями. Обособление массивов обусловлено заложением системы граничных троговых поясов, наиболее представительных из которых является пояс Циркум — Упгава. Обычно (Канадский щит, Австралия) пояса наложены на складчатое и метаморфизованное основание с несогласием, реже (Балтийский щит, Южная Африка) отмечается примерное соответствие их простирания с элементами структуры фундамента. В большинстве случаев разрез начинается эпиконтинентальной толщей терригенных пород, сменяющейся вверх более глубокоководными образованиями.

Иногда (Лабрадорский трог, Ветреный пояс) в верхней половине разрезов появляется офолиитовая ассоциация, свидетельствующая о разрыве континентальной коры, но чаще раздвижение приостанавливается на стадии утонения последней. Смена условий растяжения сжатием фиксируется появлением олистостромовых толщ, реже — меланжа. Финальные стадии развития поясов соответствуют обстановке столкновения континентов альпийского типа. Существенно, что гранитообразование, сопутствующее столкновению, имеет умеренные масштабы.

Развитие бассейнов ятулийского типа протекало в общей схеме сходно. На их территориях тоже фиксируются локальный рифтогенез и последующее сжатие рифтогенных прогибов. Однако здесь столкновение проходит по тибетскому типу. В зависимости от степени предшествующей консолидации фундамента бассейнов на заключительной стадии их развития в той или иной мере проявляется днаксизис. Наиболее широкие его проявления отмечаются в провинции Черчилл Канадского щита. Эти гудзонские движения синхронны замыканию граничных троговых поясов щита, а отчасти и более позднему этапу.

Области свекофеннского типа начали активное развитие сравнительно поздно. В Свекофеннской области не обнаружено пород древнее 2100 млн. лет [Велин, 1972]. Признаков древней континентальной коры нет. Однако нет и толщ, которые можно было бы сопоставлять со слоями океанской коры. Уверенно диагностируются лишь турбидитовые образования континентального склона, граувакки и сланцы его подножья и островные вулканические дуги. Контуры области и ее позиция в системе других геоструктурных областей напоминают обстановку краевых морей. Другие области относятся к рассматриваемому типу с меньшей уверенностью, частью условно, но и их строение не противоречит сделанному выводу. Правда, местами в их пределах все же присутствуют малые блоки древней континентальной коры (например, в северной части Становой зоны).

В развитии областей свекофеннского типа, следовательно, не улавливается стадии спрединга. Вероятнее, что они возникли как реликтовые впадины, отшнурованные от океана сравнительно молодыми островными дугами. На Балтийском щите такая дуга могла быть предшественницей Свеко норвежского фронта. Консолидация областей осуществлялась путем быстрого сближения дуг.

В конце среднего дейтерогей консолидировались многие мобильные зоны, а смежные с ними щитовые массивы подверглись днаксизису. Движения этой эпохи (около 2000—1900 млн. лет назад) выделяются под названиями складчатостей: эбурнейской в Африке, Трансамазонской в Южной Америке, офтальмийской — в Австралии, карельской — на Балтийском щите.

Поздний дейтерогей (1900—1650 млн. лет назад) представляет собой своеобразную эпоху. Его специфика многократно подчеркивалась в литературе [Салоп, 1973; Докембрий..., 1977б; и др.]. В шкале докембрия СССР 1978 г. этот интервал включен в ранний протерозой на основании историко-геологических соображений. Ряд исследователей рассматривает его как орогенный этап, завершающей развитие раннепротерозойских геосинклиналей. Другие геологи, напротив, считают, что в это время закладываются основные элементы структуры неогей и, вслед за ранними предположениями Л. И. Салопа [1973], предлагают удревить нижнюю границу рифея до 1900—2000 млн. лет. Не связывая проблем периодизации и построения шкалы, которые существенно различны [Борукаев, 1972], рассмотрим историко-геологическое содержание интервала и его положение в схеме периодизации.

Наиболее примечательные элементы структуры рассматриваемого интервала — вулканические пояса акитканского типа. Именно для этого времени они очень характерны, распространены на всех континентах и имеют огромные размеры. Нетрудно заметить, что пояса расположены близ границ древних платформ и фанерозойских складчатых поясов (см. рис. 36). Их окраинноконтинентальное положение можно предполагать с полным основанием на базе сравнения с мезозойско-кайнозойским Андским поясом, для которого оно бесспорно.

Для современной и других фанерозойских активных континентальных окраин Л. П. Зоненшайн и соавторы [1976] намечают следующий латеральный ряд структур: 1) глубоководный желоб, 2) осадочная терраса между желобом и краем континента, 3) поднятые горные цепи с интенсивным магматизмом. М. Г. Ломизе [1980] для новейшей стадии развития

Андского пояса продолжает этот ряд в сторону континента, выделяя тыльную зону складчатости и предгорный прогиб, а на месте осадочной террасы различая фронтальную систему рифтов и горстов.

В латеральных рядах рассматриваемого интервала полной гаммы так. х элементов не улавливается. Это связано отчасти с влиянием наложенных деформаций (в том числе шарьяжных), отчасти — с глубоким размывом, а частично может отражать специфику древних активных окраин. Собственно вулканоплутонические пояса отвечают геодинамической обстановке поднятых горных цепей с интенсивным магматизмом, а их внешняя по отношению к спалическому блоку граница в первом приближении маркирует край праоконтинента.

Спалические блоки, окаймляющиеся поясами, возникли в результате предшествовавшего континентального столкновения, когда замкнулось большинство гранчных троговых поясов и прекратилось развитие многих бассейнов. Именно такие блоки континентальных размеров обычно именуется кратонами.

Внутренние части спалических блоков в эпоху формирования поясов были охвачены процессами днаксизиса. Особенно показательна в этом отношении провинция Черчилл Канадского щита. Здесь огромные поля архейских гнейсов и зеленокаменных пород разделены узкими линейными нижнепротерозойскими зонами, сложными преимущественно терригенными толщами. Радиометрические датировки K — Ar методом на всей площади показывают близкие цифры — 1800—1600 млн. лет, фиксируя широкое проявление днаксизиса и соответствующего ему радиометрического омоложения. Эпохи днаксизиса сопровождалась также внедрением посткинematических гранитоидов (граниты Булалу Западной Австралии, лискинский комплекс Курско-Воронежского массива и др.).

Толщи, относящиеся к этажу, в пределах кратонов развиты на ограниченных площадях и залегают в синеклизах, грабенах, мульдах. Наибольшим распространением они характеризуются на Гвпанском щите, где группа Порайма [De Loszy, 1973] почти горизонтальна и прорвана мощными телами трашиов. Она сложена преимущественно зрелыми кластолитами и отвечает интервалу 1900—1800 млн. лет назад. На Балтийском щите расположена Онежская мульда, выполненная мощной толщей кварцевых и олигомиктовых песчаников (вепсий). Близкий состав имеет группа Бресна Западной Австралии. На большей части территории кратонов господствовали условия континентального осадконакопления.

В фанерозойских складчатых поясах встречаются многочисленные срединные массивы, консолидация которых тоже завершилась перед рифеем. Это прежде всего районы развития порфиридов в Центральном Казахстане, которые, вероятно, были связующим звеном между вулканическими поясами Европы и Сибири. Дорифейские толщи, сматые и метаморфизованные к началу рифея, выделяются в Средиземноморском (Пентеврий, Молданубикум), Тихоокеанском (массивы Брокен-Хилл, Юконский, комплекс Хида Японии, ганальская серия Камчатки и др.), Центрально-Азиатском (Буреннский массив, Тарим, Тибет(?), глыба Лут и др.) поясах, фактически нам не известен ни один случай, когда нижнерифейские толщи наращивали бы разрез нижнего протерозоя без несогласия, размыва или просто без резкой смены формационного ряда.

Эти данные подтверждают концепцию А. В. Пейве и В. М. Спницына [1950] о предрифейской панплатформе, в неогее расколовшейся. В свете современных знаний и гипотез точнее говорить о панконтинентальном кратоне, аналогичном Пангее А. Вегенера. По-видимому, именно перед рифеем завершился центростремительный дрейф континентальных масс, которые слились в единый суперконтинент [Piper, 1976].

Любопытно размещение наиболее активных звеньев вулканоплутонических поясов. Зона Смоланд-Вермланд на палиспастических схемах ориентируется параллельно восточному краю Гренландской платформы. Это приводило многих исследователей к выводу о возникновении пояса в результате столкновения континентов. Р. Горбачев [1980] не поддержи-

вает этих взглядов, но и не отрицает возможности столкновения несколько позже внедрения гранитов с возрастом 1700 млн. лет. Ажитканский пояс соседствует с Ольхонской глыбой. Сравнительно недалеко от Улканского прогиба в складчатом поясе находится Бурейский массив. Эти пока еще малочисленные факты наводят на мысль о некоторой роли континентальных столкновений тибетского типа [Dewey, Burke, 1973] на заключительных стадиях формирования отдельных участков поясов. Механизм «косой конвергенции» предполагается для северо-запада Канадского щита [Hildebrand, 1981].

Палеогеография рассматриваемого периода не может быть установлена с желаемой точностью. Этому препятствует прежде всего слабая разработанность стратиграфических схем. К интервалу 1900—1650 млн. лет назад уверенно относят вулканические толщи и их эпиконтинентальные гомологи. В то же время разновозрастных толщ переходного, а тем более океанского сегментов практически не выделяется (за исключением верхов разреза Свекофеннской области). Между тем такие толщи континентального склона, его подножья и т. д. должны быть распространены широко. Судя по широкому распространению окраинно-континентальных вулканических поясов. Их присутствие с наибольшей вероятностью можно ожидать в непосредственной близости от поясов.

Например, сарминская серия Прибайкалья сложена метаморфизованными флишевыми и олистостромовыми толщами, вполне сопоставимыми с отложениями континентального склона. Она считается более древней, чем ажитканская. Однако новые данные показывают, что поздняя фаза гранулитового метаморфизма, предшествующая накоплению сарминской серии, датируется цифрами около 2000 млн. лет [Бубликова и др., 1981]. Не является ли в этом случае сарминская серия по крайней мере частично, членом переходного сегмента того же латерального ряда, где окраинно-континентальную позицию занимает ажитканская?

Своеобразие рассматриваемой эпохи приводит к тому, что некоторые исследователи ныне вновь поднимают вопрос о ее индивидуализации в шкале. Никаких «геосинклиналей», развивавшихся в течение всего раннего протерозоя, нет. (В частности, как мы убедились, в нижней и средней частях нижнего протерозоя отсутствуют островодужные комплексы.) Поэтому рассматривать эпоху как стадию их орогенного развития нельзя. Эпоха много значительнее и эффективнее. Она знаменует окончание становления фундаментов древних платформ и в этом отношении отвечает понятию «кратонизации», введенному А. А. Богдановым [1976].

Как показали А. С. Монин и О. Г. Сорохтин [Геодинамика, 1979], Пангея существует при одноячейковой структуре мантийной конвекции, а ее распад происходит при двухъячейковой. Изложенный материал хорошо согласуется с этой гипотезой. На протяжении всего дейтерогейя проходил прерывисто-непрерывный процесс преобразования двухъячейковой структуры в одноячейковую.

Быть может, в силу своеобразия эпохи кратонизации ее целесообразно было бы не включать в мегахрон, а рассматривать как самостоятельную, но пока некоторые моменты остаются неясными. По предложению Г. Штилле, рассматриваемую эпоху назовем лоусонской в честь А. Лоусона — одного из крупнейших исследователей района Великих озер, который, «вероятно, был первым, кто указал на огромное геологическое значение» [Штилле, 1964, с. 384] этого интервала тектонической истории.

НЕОГЕЙ

Принято считать, что структура рифея уже аналогична, если не тождественна, структуре фанерозоя. Все фанерозойские складчатые пояса заложились и прошли долгий путь развития в рифее. На рубеже рифея и кембрия не фиксируется крупное планетарное несогласие. Большое сходство отмечается между верхнедокембрийскими и фанерозойскими.

формациями. Отсюда иногда делается вывод о прямой преемственности структуры фанерозоя от таковой рифея. Байкальская складчатость представлялась лишь фактором, осложняющим единый крупный цикл развития.

Между тем еще в 1944 г. Г. Штилле [1964, с. 387] наметил внутри неогей границу более высокого порядка «между слабоороженным более древним и сильноороженным более молодым» отрезками мегахрона, связав ее с таконской (поздний ордовик) или сардинской (поздний кембрий — ранний ордовик) складчатостями. Важным в тектоническом плане представляется и рубеж около 1000 млн. лет назад, четко проявляющийся на гистограммах радиометрических возрастов. Позже мы рассмотрим вопрос о «тектоническом единстве» фанерозоя.

Панконтинентальный кратон, возникший в результате лоусонской кратонизации, подвергся денудации. М. А. Семпхатов [1974, с. 256] характеризует ранний рифей как «время общего высокого стояния кратонов, когда только по их краям существовали мелководные, в значительной своей части разобщенные бассейны, в которых накапливались продукты переотложения коры химического выветривания», отмечая «господство платформенных формаций» в разрезах этой части рифейского этажа. Такую обстановку надо связывать, очевидно, с «всплыванием» суперконтинента в течение и после эпохи кратонизации.

Подвижные зоны раннего неогей (1650—1050 млн. лет назад) имеют интракратонный характер (заметим только, что вулканический пояс акитканского типа, расположенный на юге Северо-Американской платформы, завершил свое развитие близ рубежа среднего и раннего рифея). Некоторые из них размещаются в центральных частях древних блоков, большинство тяготеет к окраинам. Зоны Спл-Лейк (Лабрадор), Саутпайнсберг (Южная Африка) и прогиб, выполненный боздакской серией (Центральный Казахстан), наложены прямо на предшествующие им вулканические пояса. Базиты этих зон в какой-то мере сопоставимы с продуктами финального магматизма Г. Штилле, а сами зоны — с рифтами малого раскрытия, возникшими на сводах локальных поднятий. Сходную позицию занимает зона Маунт-Айза по отношению к первой генерации вулканического пояса, но по отношению ко второй оказывается тыльной. Степень раскрытия рифта здесь оказывается большей (подзона Клонкарри). В бассейне Кивдио, где растяжение оценивается в 60—90 км, уже фиксируется активная осевая зона. Все эти зоны имеют сравнительно короткий период развития.

В большинстве интракратонных зон вулканы не играют существенной роли. Здесь преобладают карбостромовая и терригенная флишодная формации. Обилие строматолитов в карбонатных породах указывает на господство мелководных условий эпиконтинентального моря. Примечательной особенностью рассматриваемых структурно-вещественных комплексов является выдержанность их состава на огромных площадях. В силу этого подчас оказывается возможной их межрегиональная корреляция путем прямого литологического сопоставления.

В раннем неогее начинается дифференциация суперконтинента на платформы и глобальные мобильные пояса. Однако вначале этот процесс протекает вяло, прерываясь эпохами дисхизиса. Одна из таких эпох (на рубеже раннего и среднего рифея) получила название элсонской. С ней связано, в частности, образование посткпнематических интрузий гранитоидов на Балтийском щите, в Предуралье (Бердяшский плутон рапакиви), на юге Северо-Американской платформы (здесь эпоха тесно связана с поздним дейтерогеем) и т. п.

На месте поясов возникали линейные эпиконтинентальные прогибы разной ширины и, по-видимому, вначале изолированные. Наиболее древним является Центрально-Азиатский пояс, ибо здесь местами установлены нижнерифейские толщи (Прибайкалье(?), Алтае-Саянская область) платформенного типа. Иногда делается вывод о значительной древности пояса, его унаследованном развитии с древних этапов (по Л. М. Парфе-

лову [1976], — с позднего архея). В обоснование приводятся также факты совпадения простираний дорифейских и рифейских толщ в отдельных участках пояса. При такой трактовке, однако, не учитываются завершенность развития дорифейских областей и существенные различия в структурных рисунках рифейских и дорифейских этажей. Упомянутые совпадения простираний наблюдаются локально и отчасти связаны с интенсивным проявлением повторной складчатости, наложенной на древние толщи. К тому же нет никаких данных о более или менее сплошном распространении нижнерифейских толщ на территории пояса.

Это заключение применимо и к Тихоокеанскому поясу, который в раннем неогее определенно состоял из различных звеньев. В последние годы выяснено, в частности, что прогиб Белт-Пёрселл, ранее включавшийся в состав пояса, является интракратонным, а пояс наложен на него. Не имеет прямого отношения к поясу зона Маунт-Айза. Интракратонный характер свойствен и Юдомо-Майскому прогибу.

Среди мобильных областей раннего неогее наиболее активно проявился Аравийско-Нубийский пояс. Его развитие как интракратонного начинается со среднего рифея и идет по пути последовательного слипания островных дуг. Менее ясна ситуация с Гампано-Аппалачским поясом. К. А. Клитин [Тектоника..., 1978] полагает, что континентальная кора Свеконорвежского блока сформировалась только в конце раннего неогее, который, следовательно, отвечает интервалу ее роста. Новые [Горбачев, 1980, Field, Raheim, 1981] данные показывают, что процесс становления коры здесь датируется более древними цифрами — 1600—1500 млн. лет назад, а относительно молодые связаны с процессами ее переработки. Подобные процессы наибольшей интенсивности достигли в Гренвиллской зоне. Именно они широко известны под названием гренвиллской складчатости — эпохи (около 1000 млн. лет назад), завершающей ранний неогей.

Как было показано, в провинции Гренвилл эта эпоха имела характер диасхизиса. Ей предшествовало развитие рифтового трога (Центрального метаосадочного пояса), и вероятно, других эпиконтинентальных толщ. Диасхизис выразился в метаморфизме высоких ступеней, наложенной складчатости и расслоении коры с выносом в верхнюю часть гранитофильных компонентов. Вероятно, диасхизис был связан со столкновением тибетского типа между Северо-Американской и Африканской плитами.

Проявления близкого по возрасту диасхизиса фиксируются очень широко. Это дальсландские движения в Свеконорвежском блоке, сатпурские в Индии, «орогения» Сунсак [Litherland, Bloomfield, 1981] и никерийское омоложение [Choubert, 1974] в Южной Америке, кибарская «складчатость» в Африке, «орогения» Масгрейв, в Австралии [Presambrian..., 1981], пседонская «складчатость» в Центральном Казахстане [Зайцев, 1974]. Радиометрические датировки этого возраста получены по вулканитам плоскогорья Ричер и гор Пенсакола в Антарктиде [Объяснительная записка..., 1976]. Однако ни в одном из районов движения не имели характера завершающей складчатости, повсеместно выражаясь лишь в переработке дорифейской континентальной коры и местами в деформации и метаморфизме перекрывающих ее эпиконтинентальных толщ. В Аравийско-Нубийском поясе движения тоже проявились, но не вызвали существенной перемены в тектонической обстановке.

Таким образом, характер развития структур в раннем неогее в основном определяется существованием высоко приподнятого суперконтинента и внутриплитными процессами. Гренвиллский диасхизис в большинстве случаев, видимо, связан с завершением развития эпиконтинентальных прогибов путем столкновения континентов тибетского типа.

Средний неогей охватывает поздний рифей, венд и ранний палеозой (1050—400 млн. лет назад). Намечившаяся в среднем рифее тенденция к распаду суперконтинента, прерванная гренвиллским диасхизисом, в это время усиливается и близ рубежа докембрия и палеозоя достигает апогея. В позднем рифее оформляется разделение территории современных конти-

ментов на платформы и интеркратонные пояса, близкое к явлению, названному Г. Штилле [1964] «обрушением» («обновлением» в трактовке Ю. М. Шейнманна).

Обилие офиолитовых зон внутри складчатых поясов свидетельствует о больших масштабах процессов спрединга с образованием вторичных зон океанской коры. При этом в большинстве случаев верхний член офиолитовой триады (кремнистые толщи) датируется уже палеозоем. Мало характерны для докембрийских частей разрезов и островодужные ассоциации, также более свойственные палеозою. Все эти данные говорят о широком центробежном дрейфе континентальных масс в среднем неогее.

На территориях древних платформ начинается широкое площадное накопление чехлов, причем в основании верхнерифейских толщ часто фиксируется разрыв. Как мы уже показали, нижняя граница сплошного чехла омолаживается в целом от востока Азии и Австралии в западном направлении. В составе чехлов абсолютно преобладают осадочные породы. На этом этапе формируются также ограничения платформ. Углубление, а затем раскалывание эпикратонных прогибов, частично унаследованных от раннего неогее, а частично новообразованных, приводит к образованию пассивных окраин континентов (перикратонных зон). Впервые в истории Земли эти окраины проявляются столь отчетливо. В некоторых случаях по составу комплексов к ним близки и образования окраинных морей, так что различить их становится трудно из-за малой детальности геохронологических схем.

Диасхизис в течение позднего рифея проявлялся слабо. На гистограммах радиометрических датировок этому интервалу отвечает резкий минимум. Таким образом, положительные формы на территориях платформ тяготели к типу антеклиз. В некоторых интракратонных зонах рифтогенез проявился в ограниченных масштабах, так что выполнены они, как и спнеклизы, почти исключительно осадочными породами, а вулканические локализованы в зонах разломов.

Развитие офиолитовых зон — важнейших элементов мобильных поясов — тоже не может быть, к сожалению, восстановлено с достаточной точностью из-за отсутствия детальных стратиграфических схем типа зональных схем фанерозоя. Ясно, что все они раскрылись после гренвиллской эпохи диасхизиса. В некоторых случаях (Ньюфаундленд, Енисейский край) офиолитовые серии смяты заведомо в докембрии, но в других (Центральный трог Ньюфаундленда, Урал, Центральный Казахстан) их верхние члены имеют уже палеозойский возраст (обычно ордовикский). Датирование нижних членов радиометрическими методами на сегодня методически несовершенно, ибо даже заведомо рифейские гипербазиты Средиземноморского пояса могут показывать архейские $K - Ar$ возраста [Паламарчук, Таштыби, 1968]. Существенно, что в конце докембрия наступил максимум раздвижения спалических блоков и возникла система новых океанов в отличие от единого океана, окаймлявшего Пангею в начале неогее.

Очевидно, это надо связать с переходом мантийной конвекции к двухъячейковой структуре. Процесс перестройки структуры не был простым. В отдельных зонах, в особенности в поясах арабийского типа, преобладали условия сжатия, приведшие к закрытию океанских бассейнов. Но эти бассейны все же имели, видимо, ограниченные размеры, судя по сравнительно малым объемам островодужных серий.

В связи с этим находится и проблема байкальской складчатости. Выделенная Н. С. Шатским как складчатость на рубеже докембрия и кембрия, она постоянно «мигрирует» по оси геологического времени от рубежа около 800 млн. лет назад до конца кембрия. Отсутствие завершающей складчатости на указанном Н. С. Шатским рубеже даже в тектонотипе убедительно доказано многими исследователями [Берзин, 1967; Бутов и др., 1974; Хоменковский, 1976; Федоровский, 1982; и др.]. Вероятнее, что байкальские движения проявились в форме диасхизиса в спалических блоках как реакция на интенсивное растяжение в смеж-

вых мобильных зонах. Первые проявления складчатости, вполне сопоставимой с завершающей и приводящей к формированию новых порций континентальной коры, фиксируются в среднем кембрии (салапрская складчатость).

Рассмотрение фанерозойской эволюции структуры стратисферы не входит в нашу задачу, поэтому ограничимся лишь краткими замечаниями. Поздний неогей отвечает герцинскому этапу (средний — поздний палеозой) и представляет собой новую эпоху кратонизации. Вслед за ней начинается распад Пангеи и наступает новый мегахрон — эпинеогей, характеризующийся быстрым дрейфом континентов и продолжающийся ныне.

ПЕРИОДИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУРЫ СТРАТИСФЕРЫ

Как мы убедились, структура стратисферы изменялась в докембрии периодически. Эпохи кратонизации, образования суперконтинентов, чередовались с эпохами их разрушения, разделения на составные части. Именно это явление было положено в основу схемы периодизации, предложенной Г. Штилле в 1944 г. Не вдаваясь в критику элементов катастрофизма концепции Г. Штилле, вполне объяснимых как низкой степенью изученности докембрия, так и общим состоянием тектонической мысли, отдадим должное его гениальному предвидению. Он первым провел подразделение истории Земли на мегахроны, показал необходимость ранжирования тектонических событий с учетом их интенсивности и масштабов проявления, точно указал положение одного из важнейших рубежей на границе дориффея и риффея. Идеи Г. Штилле сохраняют свое значение и ныне, в эпоху поистине революционных изменений тектонической парадигмы. Эти изменения, разумеется, заставляют внести в схему существенные коррективы, дать ей принципиально новую интерпретацию.

Вариантом схемы Г. Штилле стала концепция хелогенных циклов Дж. Саттона [Sutton, 1963], основанная на радиометрических данных Г. В. Войткевича [1958]. Вместо трех мегахронов здесь выделялось уже пять. Предполагалось, что каждый цикл начинается накоплением платформенных чехлов, а завершается интенсивной складчатостью в подвижных поясах. Как и в схеме Г. Штилле, циклы признавались равнозначными, хотя охватывали лишь части мегахронов Г. Штилле. Границы отвечали рубежам архея и протерозоя, раннего и позднего протерозоя, среднего и позднего риффея, докембрия и фанерозоя. Именно эти границы фиксируются на всех более или менее представительных гистограммах радиометрических возрастов. Они же фигурируют ныне фактически во всех стратиграфических шкалах, в различных схемах эволюции. Наряду с ними в последние годы большое внимание уделяется рубежу, разделяющему ранний и поздний архей (его определяют в интервале 3500—3000 млн. лет назад). Существенно, что эти рубежи разделяют историю Земли на примерно равные отрезки.

В трудах советских исследователей преобладает тенденция подразделения интервала развития планеты на два главных этапа — дориффейский и риффейско-фанерозойский, в соответствии с первым вариантом схемы Г. Штилле [Пейве, Спичцын, 1950; Павловский, 1962; и др.]. Дориффейский этап обычно называется ранним докембрием и иногда подразделяется на стадии без определенных возрастных границ (лунную, ядерную и др.). В. В. Меннер и Н. А. Штрейс [1971] использовали схему Дж. Саттона, но значительно ее модернизировали. По их мнению, значение отдельных рубежей в северном и южном полушариях неравнозначно в силу попеременного проявления интенсивных движений. Схема развивает более раннюю гипотезу Н. А. Штрейса [1964] о диссимметрии Земли. Вместе с тем сохраняет значение и другой вариант подразделения докембрия с

выделенном архей и протерозоя. Их рубеж тоже рассматривается как «практичная основа для первого порядка двойного подразделения докембрийского времени» [Первое международное решение..., 1978, с. 27].

В качестве одной из новейших укажем схему А. Крёнера [Kröner, 1981], в которой фактически подытожены результаты симпозиума, посвященного тектонике плит в докембрии [Precambrian plate tectonics, 1981]. В ней выделены архей, ранний протерозой (в рамках 2500—1200 млн. лет назад) и поздний протерозой совместно с ранним палеозоем.

Таким образом, фактически во всех схемах фигурируют примерно одни и те же границы, но варьируются их ранги и соподчинения, т. е. их петро-рико-геологическая значимость. Принципы ранжирования не всегда оговариваются. Из работ Г. Штилле ясно, что он различал α , β и γ -регенерации по интенсивности и масштабам пространственного проявления.

Прежде чем излагать предлагаемую схему, оговорим некоторые принципиальные моменты.

Преобразования земной коры представлялись Г. Штилле в трех формах:

- 1) консолидация, т. е. переход прежде ортогеосинклинальных областей в континентальное состояние;
- 2) регенерация, т. е. обратный переход уже ставших континентальными областей в ортогеосинклинальное состояние;
- 3) деструкция, т. е. переход поднятых кратонных областей в погруженные кратонные области [Штилле, 1964, с. 344—345].

Предполагалось, что эти преобразования сближены во времени, и эпохи их наиболее интенсивных проявлений, разделяющие мегахроны, именовались «революциями». Особое внимание Г. Штилле уделял регенерациям, которые, собственно, и ранжировал.

Современные данные о плавучести континентальной коры исключают возможность деструкции, т. е. возникновения океанских впадин на месте ранее созданных континентов. Иначе представляется и процесс регенерации. Заложение нового мобильного пояса всегда связано с дроблением, растяжением и раздвижением спаллических блоков. Конечной стадией этого процесса может стать возникновение океана. Однако «все океаны вскоре после своего возникновения «самоуничтожаются», тогда как континенты, «однажды созданные, ...устойчиво сохраняются, хотя и подвергаются эпизодическим внутренним перестройкам» [Берк и др., 1980, с. 125]. Поэтому и термин «регенерация» выходит из употребления. Взамен его для обозначения новообразованных структур используется термин «деструкция» (например, [Тектоника..., 1980]), причем в совершенно ином смысле, чем Г. Штилле.

Другой важный вопрос — это критерии оценки интенсивности движений, т. е. критерии ранжирования границ. В идеале хотелось бы иметь некоторые количественные параметры, которые дает, например, объемный метод [Рошов, 1980; и др.]. Но для докембрия расчеты связаны с огромными трудностями и еще не отработаны методически. Ориентироваться на величину пиков гистограмм радиометрических возрастов как на количественный показатель нельзя в силу разнородности учитываемых ими данных, не соотносящихся с объемами характеризуемых пород. Некоторые количественные показатели, использованные в работе (см. рис. 3, 7, 8 и др.), не охватывают всего многообразия явлений. Поэтому приходится проводить оценку весьма приближенно.

Большую помощь в этом оказывают поэтажные схемы, на которых можно примерно оценить соотношения геоструктурных областей, их групп, разных геодинамических обстановок. Последнее особенно существенно. В плитотектонических построениях, базирующихся на принципе актуализма, обычно предполагается, что все геодинамические обстановки равноправно сосуществуют на любом этапе истории планеты. Между тем мы видели, что структура докембрийских этажей периодически меняется. В силу большой продолжительности интервалов докембрийской истории

структура как бы усредняется, а при этом четче выявляются основные закономерности и тенденции. Исходя из чередования этажей можно полагать, что площадные соотношения геодинамических обстановок тоже должны меняться. Их выявление — одна из задач периодизации.

Количественные критерии как будто неприменимы к древним подвижным зонам, прошедшим полный цикл Уилсона [Deuwey, Burke, 1974]. Мы еще не можем оценить ширину докембрийской области с океанской корой, следы которой запечатлеваются в редких для докембрия зонах обдукции. Однако принятие постулата плавучести континентальной коры позволяет примерно оценивать общие площадные соотношения континентального и океанского сегментов прошлого.

Каркас предлагаемой схемы образуют рубежи, отвечающие эпохам α -консолидаций, по Г. Штилле, или кратонизаций, по А. А. Богданову. Мы будем использовать термин А. А. Богданова, который существенно уточнил тектонический аспект понятия. В качестве важнейших признаков кратонизации как процесса окончательного формирования внутренней структуры фундамента значительной части платформы, времени становления платформенного режима [Богданов, 1976, с. 234, 239] он назвал развитие мощного орогенеза и субсеквентного магматизма. Такие обстановки чрезвычайно характерны для рубежа раннего и позднего протерозоя, т. е. дорифея и рифея. Как мы видели, эта эпоха лоусонской кратонизации запечатлена широко распространенными на всех континентах окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами и другими структурами континентального ряда, в частности рифтами малой степени раскрытия.

Чтобы пополнить характеристику процесса кратонизации, обратимся к другой аналогичной эпохе — герцинской. Ее сходство с лоусонской по масштабам вулканоплутонических поясов и блоковых вертикальных движений несомненно, хотя в литературе отмечается редко и только применительно к отдельным регионам (например, [Rutland, 1982]). Сходство состоит и в том, что только после этих двух эпох формируются чехлы соответственно древних и молодых платформ (так называемых эпикарельских и эпигерцинских). Важно, что для конца герцинской эпохи доказано существование единого суперконтинента Пангея, предположение о котором впервые высказано А. Снайдером и А. Вегенером. Справедливость этого предположения обоснована обширными палеонтологическими (например, [Дагис, 1974; Мейен, 1969]), палеомагнитными и палеогеологическими данными. Палинспастические реконструкции Л. П. Зоненшайна с соавторами [Зоненшайн и др., 1976; Геодинамика, 1979] показывают, что суперконтинент возник в результате центростремительного дрейфа нескольких континентальных блоков и их объединения.

По-видимому, следствием образования суперкратона было его «всплывание», вызвавшее геократический характер части триасового периода. Впрочем, субаэральные условия господствовали на континентальных блоках в течение всей герцинской эпохи. Ю. Г. Леонов [1978] из приходящихся на нее 175 млн. лет лишь 40—50 млн. лет считает «анорогенными», относя к таковым же каледонскую и мезозойскую эпохи в полном объеме. В развитии фауны и флоры эпоха выделяется как подэтап [Леонов, 1973] или даже как самостоятельный этап — метазой [Друщиц, Шиманский, 1962]. По данным Ю. П. Казацкого [1976], в это время намечается значительное изменение состава атмосферы (табл. 3) и гидросферы.

На примере герцинской кратонизации выявляется некоторое возрастное скольжение ее рубежей. К примеру, на Северо-Востоке СССР вулканоплутонических поясов герцинского возраста нет, но очень ярко выражен меловой. В Приморье западнее мелового расположен пермский. В Австралии пояс датируется верхним палеозоем. В таком диахронном характере поясов, очевидно, сказываются различия Атлантического и Тихоокеанского сегментов. Поэтому датировки кратонизаций, как и других эпох и рубежей схемы, даются нами приближенно, с учетом их возможного скольжения. «Мы очень хотели бы иметь и сохранять руководящих иско-

Таблица 3

Схема развития состава атмосферы в геологической истории Земли [Казанский, 1976]

Возраст	Газы		Тип атмосферы
	преобладающие	второстепенные	
Девон — кайнозой	Азот, кислород	Углекислый газ, инертные газы и др.	Углекисло-кислородно-азотный
Средний протерозой — силур	Азот, углекислый газ, кислород	Аммиак, инертные газы и др.	Кислородно-углекисло-азотный
Архей — ранний протерозой	Углекислый газ, аммиак, азот	Кислород, метан (?), инертные газы и др.	Азотно-аммиачно-углекислый

паемых, характерных для каждой геологической эры и периода, и с сожалением узнаем, что в конце одного периода и перед началом другого не опускался и не поднимался занавес и не звонил колокольчик» [Глесснер, 1963, с. 73].

Важная особенность герцинской эпохи заключается в широком распространении калевых гранитов. Как правило, это посткинематические тела различных размеров, резко несогласные со структурой вмещающих пород. Они не только расположены в вулканоплутонических поясах, но и выходят далеко за их пределы. Таковы, к примеру, интрузии верхнепалеозойских аляскитовых гранитов Казахстана, Средней Азии, Северного Кавказа, нефелиновых спенитов Хибин и др. Калевый уклон гранитов герцинской эпохи в сравнении с каледонской убедительно показан А. Холлом [Hall, 1972] на большом материале по палеозоидам Западной Европы.

По аналогии с герцинской эпохой можно полагать, что и в лоусонскую существовала Пангея, что подтверждается пока еще сравнительно немногочисленными палеомагнитными данными [Piper, 1976, 1983]. Ее образование тоже сопровождалось «всплыванием» и осушением огромных площадей. Ю. П. Казанский к этому рубежу относит другой момент изменений состава атмосферы (см. табл. 3) и гидросферы. Калевый характер магматизма служит основанием для предположения некоторых исследователей [Тектоника..., 1978], что только в эту эпоху впервые в истории формируется зрелая континентальная кора. Труднее, разумеется, говорить об изменениях органического мира, хотя «комплекс строматолитов афебия (нижнего протерозоя — Ч. Б.) по общему набору групп специфичен и отличается как от всего рифейского комплекса строматолитов в целом, так и от каждой из его последовательных ассоциаций» [Нижняя граница..., 1978, с. 158].

Распределение, размещение и соотношение геодинамических обстановок в эпоху кратонизации предвосхищены Г. Штилле [1968, с. 6]. Он отмечал, что в «стадию Мегатей» существовали «только два типа макросфер, а именно континентальные блоки (поднятые кратоны) и глубоководные моря (погруженные кратоны), третий же тип макросфер — ортогеосинклинали в то же время полностью или почти полностью отсутствовали, поскольку в процессе интенсивного алгомского складкообразования были консолидированы и превратились в континентальные блоки уцелевшие до того времени, несомненно, весьма обширные участки ортогеосинклиналей».

Действительно, на палинспастической реконструкции Л. П. Зененшайна [Геодинамика, 1979, с. 354—355] для позднего карбона — ранней перми мы почти не видим обстановок переходного сегмента, т. е. островных дуг, краевых морей, пассивных окраин континентов. В обе эпохи преобладающими являются обстановки активных окраин, зон столкновения континентов как альпийского, так и тибетского типа, зон обдукции.

Внутриконтинентальные грабены, обычно относящиеся к рифтам, имеют короткий период развития и принадлежат, скорее всего, к классу межгорных трогов. Условия сжатия часто реализуются в виде высокоамплитудных вертикальных смещений, которыми сопровождаются и смещения горизонтальные. Никакого существенного латерального приращения континентальной коры в эпохи кратонизации не происходит. Скорее, наоборот, общая площадь континентов сокращается за счет нагромождения чешуй, ведущего к увеличению мощности коры.

Рубеж внутри архей, как указывалось, выделялся А. П. Павловым. Его намечал также В. И. Вернадский. Э. К. Герлинг и А. А. Полканов определили возраст «нижнего катархея» в 3440—3480 млн. лет. В качестве границы хелогенных циклов рубеж впервые показан в схеме Ф. Фитча и Дж. Миллера [Fitch, Miller, 1966] со значением 3500 млн. лет. Наконец, первостепенное значение ему придал Л. И. Салоп [1970], разделивший этим рубежом архей и протозой своей схемы. Мы уже говорили о трудностях интерпретации предшествовавшего рубежу периода развития Земли и еще вернемся к этому вопросу. Сейчас только повторим, что эпоху возникновения первой спалической (серогнейсовой) коры с неясно очерченными возрастными границами (между 3600 и 3200 млн. лет назад) мы рассматриваем тоже в качестве эпохи кратонизации (павловской).

Кратонизации разделяют историю планеты на мегахроны продолжительностью около 1500 млн. лет. Вслед за Г. Штилле мы называем их протозой-, дейтеро- и неогеем, а последний, незавершенный — эпинеогеем (термин В. И. Хаина). В. И. Шульдинер [1980] для древнейшего мегахрона вводит термин эогей, а протогеем называет интервал 3500—1700 млн. лет назад.

В качестве границ хелогенных циклов рассматриваются также кенорская и грениллская эпохи. Отметим их некоторые признаки, на основании которых мы относим эти эпохи к β , а не α -консолидациям. Вулкано-плутонические пояса позднего архей редки и имеют региональные, а не глобальные масштабы. На рубеже среднего и позднего рифея они практически не фиксируются. В Евразии кенорские движения, хотя и характеризуются большой интенсивностью, не прерывают направленного развития верхнеархейско-нижнепротерозойских формационных рядов, а также развития структурных планов. В Лаврогондии их проявления сходны с кратонизацией по многим признакам. В этом, видимо, и сказывается диссимметрия планеты, отмеченная Н. А. Штрейсом [1964]. Важно, однако, что наряду с внутриконтинентальными обстановками в это время фиксируются и столкновения типа континент — островная дуга, т. е. происходит латеральное наращивание континентов. Грениллская эпоха, проявленная также весьма широко, отличается от кратонизации тем, что лишь осложняет общий процесс распада суперконтинента.

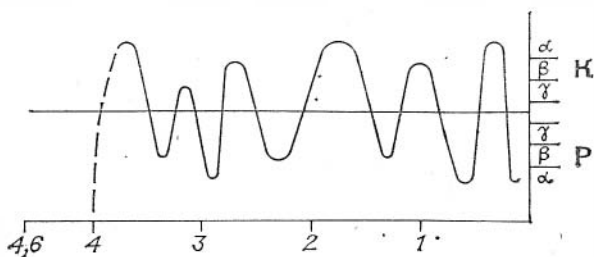
Кенорская и грениллская β -консолидации разделяют дейтерогей и неогей примерно пополам. Рассмотрим теперь историко-геологическое содержание мегахронов и их частей. Средний дейтерогей и ранний неогей характеризуются высоким стоянием континентальных масс, но противоположными тенденциями развития. Среднему дейтерогеему наиболее свойственны эпиконтинентальные бассейны. Интенсивный рифтогенез, доходивший до образования офиолитовой ассоциации, присущ только завершающей стадии этого периода, проявлен локально и лишь осложняет общую тенденцию к образованию суперконтинента. В раннем неогее, напротив, происходит фрагментация, а затем распад суперконтинента с образованием отдельных платформенных блоков. Этот процесс замедляется в грениллскую эпоху, а затем резко усиливается в конце докембрия. В раннем палеозое, по образному выражению Н. А. Штрейса [1964, с. 19], подвижные пояса «стремительно утрачивают этот режим».

Наряду с эпохами консолидаций внутри дейтерогей и неогей выделяются не совпадающие с ними по времени проявления эпохи регенераций. В свете сказанного, под регенерацией будет пониматься процесс дробления и разобщения (по терминологии Дж. Саттона, дисперсии) сна-

П Д Н Э

Рис. 44. График эволюции структуры стратосферы.

На оси абсцисс—время в млрд. лет. На оси ординат — консолидации (К) и регенерации (Р) по мере возрастания интенсивности γ , β и α . Мегачроны: П — протогей, Д — дейтерогей, Н — неогей и Э — эпинеогей.



лических масс. В докембрии таких эпох интенсивного разобщения, которым можно приписать ранг α -регенераций, две. Одна из них отвечает интервалу образования молодой генерации зеленокаменных поясов в конце архея (3000—2800 млн. лет назад), другая — концу докембрия (после 800—500 млн. лет назад). Третья в истории Земли подобная эпоха началась в юре и продолжается (?) ныне. Для этих эпох характерны новообразования океанских бассейнов и полная гамма геодинамических обстановок, близких современным. Две другие эпохи — 2400—2200 и около 1400—1200 млн. лет назад — менее значительны. Растяжение сиалической коры в граничных троговых поясах и других зонах достигало стадии разрыва ее лишь в локальных зонах, а обычно приостанавливалось ранее. Возможно, близкий характер по масштабам проявления имела эпоха образования древней генерации зеленокаменных поясов. От последующей α -регенерации (вызванной заложением молодых зеленокаменных поясов) она отделена неясно выраженной консолидацией (γ ?) около 3200—3100 млн. лет назад.

Проведенное ранжирование эпох позволяет представить развитие Земли в виде графика (рис. 44). На нем ясно выражен периодический характер развития, чередование эпох консолидаций и регенераций. График примерно симметричен относительно границы дейтерогея и неогей, т. е. эпохи лоусонской кратонизации. Отчетливо видны различия в тенденциях развития в течение дейтерогея и неогей, отмеченные выше. Общий характер чередования позволяет полагать, что в эпинеогее начинается развиваться тенденция, сходная с таковой дейтерогея. Кратонизации в общем гармонично вписываются в последовательность, хотя некоторые геологические данные говорят об их наложении на равномерный ход эволюции. Последний тоже выявляется на графике очень хорошо, заставляя отказаться от широко распространенного в прошлом представления (С. Н. Бубнов и др.) об ускорении темпа тектонических процессов во времени.

Чередование эпох консолидации и регенерации может трактоваться по-разному. Пара эпох обычно рассматривается как цикл диастрофизма. В рамках пульсационной гипотезы чередование может интерпретироваться как сжатие — расширение планеты. Поэтому важно представить, в какой среде происходит это чередование и какие процессы могут его вызывать.

Расчеты Дж. Дьюи и Б. Уиндли [Dewey, Windley, 1981] показывают, что к концу архея было сформировано 85% современной массы континентов. Авторы относят процесс формирования коры к интервалу 3600—2500 млн. лет назад. С. Мак Леннан и С. Тейлор [Mc Lennan, Taylor, 1982] полагают, что к рубежу 3,2 млрд. лет назад образовалось лишь около 15% коры, а к 2,5 млрд. лет — уже около 90%. Незначительный прирост объема коры после архея и участие архейского корового материала в последующем круговороте признается ныне большинством исследователей [The origin..., 1981], ибо выводит этот подкреплен результатами тонких геохимических исследований.

Менее убеждает положение о преимущественном приросте объемов коры в позднем архее. С учетом эсиалического положения большинства зеленокаменных поясов логичнее полагать, что большая часть коры, око-

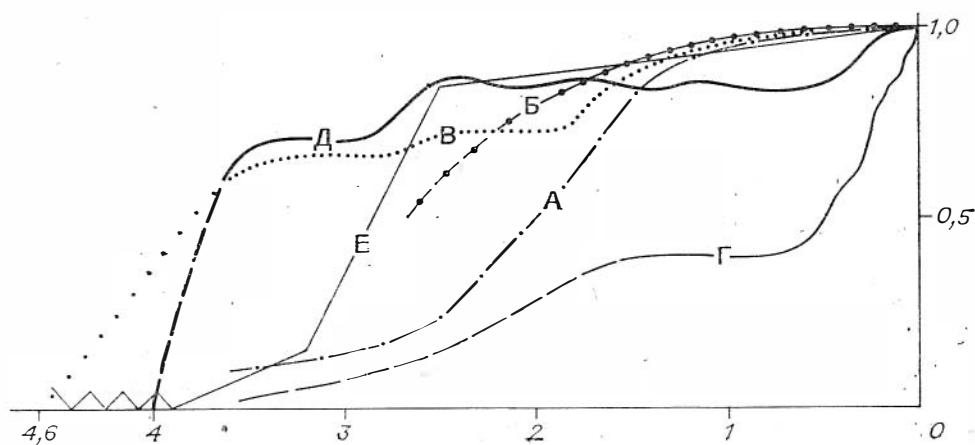


Рис. 45. Рост континентальной коры в истории Земли по разным моделям.

Схематические кривые роста континентальной коры: А — по О. Г. Сорохтину, Б — по Л. П. Зоненшайну, В — по Н. Л. Добрецову, Г — по Тектонической карте Северной Евразии [Тектоника..., 1980], Д — по автору, Е — по [Mc Lennan, Taylor, 1982]. На оси абсцисс — время в млрд. лет, на оси ординат — объем континентальной коры. Графики А—В заимствованы в трансформированном виде из работы Н. Л. Добрецова [1980].

ло 70%, возникла до 3300 млн. лет назад, а в позднем архее к ней добавилось около 15% общего объема. В дальнейшей истории существенный прирост объема (видимо, тоже около 15%) можно ожидать лишь в позднем докембрии — раннем палеозое (рис. 45). Очевидно, что краевые аккреционные комплексы связаны в основном с островными дугами, а прирост осуществляется за счет столкновения типа дуга — континент. Как мы видели, островодужные комплексы широко распространены именно в интервале венд — ранний (частью и средний) палеозой.

График (см. рис. 45) позволяет показать, что прирост новых порций коры осуществляется в основном в эпохи α -регенераций и непосредственно вслед за ними. (Разумеется, речь идет только о широких проявлениях процесса, ибо незначительные приращения порядка 1% наблюдались и в мюсонскую эпоху на Балтийском щите, и в позднем рифее в Аравийско-Нубийском поясе, и т. п.) В этом случае применение средних цифр скорости спрединга, субдукции и т. д. для любого интервала истории некорректно. Фактически график отражает историю континентальной «макросферы», разобщения и объединения ее частей.

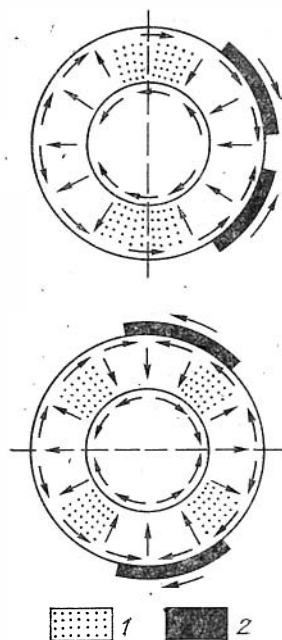
В связи с этим коснемся очень интересного расчета О. Г. Сорохтина [Геодинамика, 1979, с. 245]. Приняв современную скорость спрединга за среднюю для геологической истории с поправочным коэффициентом 1,5, он пришел к выводу, что теоретический объем континентальной коры, сформированной за 3,7 млрд. лет, превышает фактический в 5 раз. Если примерно оценить продолжительность эпох α -регенераций, то она оказывается в те же 5 раз менее всего интервала геологической истории. Видимо, только в эти эпохи скорости спрединга соразмерны современному.

Размах горизонтальных смещений, периодическое возникновение и последующий распад суперконтинентов Пангей убеждают в том, что ни приливные, ни ротационные факторы, рассматривавшиеся в качестве причины дрейфа А. Вегенером, не способны обеспечить столь грандиозных процессов. Единственной их причиной может служить мантийная конвекция.

А. С. Монин и О. Г. Сорохтин [Геодинамика, 1979] разработали теорию концентрационной конвекции и показали закономерности периодической смены ее структуры. Эпохи одноячейковой структуры характеризуются тенденциями к объединению сиалических масс, двухъячейковой — к разобщению (рис. 46). Очевидно, что такая модель полностью согласуется с наблюдаемыми изменениями структуры стратисферы. В работах В. П. Кеонджяна и А. С. Монина [1976; и др.] показана возможность усложнения этих структур до многоячейковой. Подобный процесс, видимо,

Рис. 46. Одноячейковая (наверху) и двухъячейковая (внизу) структуры мантийной конвекции (по Геодинамика..., 1979).

1 — застойные зоны, 2 — континенты. Штриховой линией показана главная ось момента инерции Земли.



обуславливает явления более высокого порядка. В интерпретации эволюции Земли А. С. Монин и О. Г. Сорохтин опирались на гистограмму Р. Дерли [Dearnley, 1966], связывая с ее пиками эпохи образования одноячейковой структуры. Изложенные данные приводят нас к выводу, что такая структура отвечает в полной мере эпохам кратонизации.

Если принять модель А. С. Монина и О. Г. Сорохтина, становится ясным, что в павловскую эпоху кратонизации существовал единый суперконтинент. Данные ионного анализа цирконов [Lovering, 1980] показывают, что предельно допустимый возраст древнейших гранитоидов Гренландии и Антарктиды может составлять 4 млрд. лет. На рубеже 3600 млн. лет назад внедрились рапакивиоподобные граниты. В интервале около 3300 млн. лет назад уже намечалось дробление серогнейсовой коры (Барбертон и др.) и раздвижение слялических блоков.

Дополнительным доказательством правомочности этого вывода являются расчеты тепловой эволюции Земли [Монин, Сорохтин, 1982]. Они показывают катастрофический характер разогрева первоначально холодной Земли в интервале 4000—3000 млн. лет назад с максимумом в 3600—3400. Максимальные теплопотери этого времени уменьшаются в 2—3 раза к рубежу 3 млрд. лет назад, а затем не более чем в 2 раза за всю последующую историю. Как мы видели, именно с 3 млрд. лет отчетливо проявляются механизмы тектоники литосферных плит.

Быстрый разогрев Земли А. С. Монин и О. Г. Сорохтин связывают с лавинообразным процессом образования зародыша ядра. Можно полагать, что концентрационная (плотностная) конвекция в эту эпоху должна была сопровождаться и тепловой. Последняя, в отличие от плотностной, стационарна, что обеспечило длительное сохранение одноячейковой структуры конвекции. Ныне наиболее обоснованной признается двухстадийная модель образования континентальной коры [Рингвуд, 1981]. В связи с этим представляется вероятным, что в эпоху образования зародыша ядра происходит выплавление базальтовой коры в области восходящего течения, ее распространение на всю поверхность Земли и преобразование в континентальную в области нисходящего течения. Это предположение подтверждается данными изучения систем древнейших пород [Davies, Allsop, 1976]. Возможность прямого выплавления континентальной коры из мантии надежными расчетами еще не обоснована.

Другим выводом из анализа структуры является заключение о большей устойчивости одноячейковой структуры в сравнении с двухъячейковой. Об этом говорит относительная стабильность протерозойского суперконтинента в интервале 2600 (2400)—800 (1000) млн. лет назад. Многие стороны этого явления еще недостаточно изучены и загадочны, в особенности в плане соотношений континентального и океанского сегментов. А. Гликсон [Glikson, 1979], отмечающий специфические черты этапа (энслялический характер бассейнов, отсутствие островодужных серий, высокую зрелость обломочных пород и т. д.), склоняется к их объяснению через последующее увеличение радиуса Земли. Поскольку гипотеза расширяющейся Земли не имеет физического обоснования [Зельдович, Новиков, 1971], разрабатываются и другие модели, например «стабильности»

океанского сегмента в раннем протерозое [Hynes, 1982]. Одноячейковой структуре мантийной конвекции отвечают также эпохи существования раннеархейской и позднепалеозойской Пангеи.

С выводом об относительной устойчивости одноячейковой структуры хорошо согласуется факт диссимметрии других планет Солнечной системы [Пушаровский и др., 1978]. Сравнительно кратковременное существование двухъячейковой структуры подчеркивается «стремительным» залечиванием океанских бассейнов складчатостями, так что продолжительность полного цикла Уилсона определяется обычно в 100—200 млн. лет.

Все сказанное приводит нас к следующему принципиальному выводу. Мантийная конвекция и порождаемые ею механизмы тектоники литосферных плит действуют на протяжении всей обозримой геологической истории Земли. Структура конвекции периодически меняется, вызывая перераспределение сиалических масс на поверхности планеты. Эпохи существования суперконтинентов Пангеи чередуются с эпохами их фрагментации и дисперсии сиалических блоков. Соответственно изменяется форма проявления тектонических движений и обусловленные ими сочетания и соотношения геодинамических обстановок.

Представляется, что такой подход к проблеме эволюции Земли дает возможность учесть сильные стороны различных концепций. С одной стороны, принимается постоянство и направленность физико-химических процессов, проявляющихся в недрах, как это предусмотрено принципом актуализма (униформизма). С другой стороны, обращается внимание на изменения не столько самих геодинамических обстановок, сколько их соотношений, сочетаний, т. е. парагенезов.

Для оценки эволюции типов геоструктурных областей необходимо предварительно определить парагенез, в котором они находятся. Нецелесообразно, к примеру, сравнивать зеленокаменные пояса и вулканоплутонические пояса акитканского типа. Области обоих типов характеризуются максимальной активностью в латеральном ряду, но принадлежат разным парагенезам, отвечающим соответственно эпохам α -регенерации и α -консолидации (кратонизации).

Это положение требует некоторых пояснений. В современную эпоху мы наблюдаем полную гамму геодинамических обстановок самых разных парагенезов. По-видимому, такая картина была характерна практически для любого момента истории Земли в связи с неравномерностью развития разных регионов. Однако этот региональный фактор нивелируется, когда мы оперируем структурой, сформированной за длительный (сотни миллионов лет) интервал времени.

Используя график развития (рис. 44), выделим парагенезы эпох α -консолидации и α -регенерации как наиболее отчетливо выраженные и кратко рассмотрим изменения составляющих их элементов во времени.

В эпохи кратонизации крупные массивы сиалической коры на большей части периметра ограничиваются вулканоплутоническими поясами. Пассивных окраин континентов не выявлено даже для наиболее близкой нам герцинской эпохи. В ослабленных зонах, возможно, сохранялись узкие зоны с океанской корой, в которых проходил активный осевой спрединг. В областях с континентальной корой развивались рифты малой степени раскрытия, местами формировались трапповые поля, широко проявлялись процессы диахизиса, видимо, обусловленные в основном столкновениями тибетского типа.

Взаимоотношения полярных континентального и океанского сегментов можно исследовать на примере единственной современной активной окраины — Андского пояса. Его специфика обычно связывается только с пологим (15 — 25°) наклоном зоны Беньофа. Однако надо обратить внимание и на другую важную особенность пояса. Он соседствует с плитой Наска, западная граница которой совпадает с осью Восточно-Тихоокеанского поднятия. Это поднятие отличается аномально высокими скоростями спрединга — 10 — 12 см/год [Геодинамика, 1979]. Палеогеодинами-

ческие реконструкции [Зоненшайн, Савостин, 1979] показывают, что размеры плиты Наска, с позднего мела по крайней мере, не увеличивались. Следовательно можно полагать, что субдукция в Чилийском желобе тоже должна иметь соразмерные скорости. Если это так, то для эпох кратонизации, по-видимому, вообще характерны аномально высокие скорости субдукции и интенсивные столкновения, что согласуется с повышенной магматической активностью, специфичной металлогеней и другими особенностями этих интервалов истории Земли.

Если в павловскую эпоху кратонизации вулканоплутоническая ассоциация характеризуется площадным распространением, то в более поздние — образует пояс глобальных размеров. На фоне других вулканических ассоциаций она отличается повышенным содержанием K_2O . Для образований лоусонской эпохи среднее содержание этого оксида много выше, чем для павловской, но для сравнения с герцинской представительных данных нет.

Рифтогенные структуры, вопреки широко распространенному мнению, развиты слабо. В основном это эпиколлизионные рифты малой степени раскрытия и короткого периода развития. Пангея павловской эпохи была осложнена, по-видимому, немногочисленными изолированными зеленокаменными поясами. Со временем степень раскрытия и интервал развития таких структур уменьшаются. Зоны диасхизиса, весьма широко распространенные в ранние эпохи, для герцинской не характерны. Н. А. Божко [1979] специально отметил факт отсутствия мезозойско-кайнозойских зон тектонотермальной переработки. Впрочем, мезозойская «активизация» Станового пояса весьма близка диасхизису, хотя и менее интенсивна.

В эпохи α -регенераций формируется более разнообразный ряд структур. Особо примечательны хорошо выраженные области переходного сегмента. Это ансамбли островных дуг и краевых морей. В структуре позднего архея им отвечают сгущения зеленокаменных областей (тип Калгурли), позднего докембрия — раннего палеозоя — части складчатых поясов, в современной — области конвергентных границ плит западной части Тихого океана. Большое сходство всех этих геоструктурных областей выражается в характере формационных рядов и в главных петрохимических показателях вулканитов [Энгель, Энгель, 1972; Anhaeusser e. a., 1969; Anhaeusser, 1973; Glikson, 1976; и др.].

Континентальный сегмент эпох α -регенерации неоднороден. Характерно большое количество блоков слической коры разных размеров, очертаний и структуры. Именно на примере этих форм явственно выступают черты эволюции структуры стратисферы.

Литолинты позднего архея, ограниченные областями сгущения зеленокаменных поясов, разделены изолированными поясами на многочисленные «мини-континенты» [Fife, 1974]. Судя по составу комплексов, кора в изолированных зеленокаменных поясах была близка к океанскому типу, а сами они напоминали формы типа современного Красного моря. В большинстве случаев пояса проходили в своем развитии цикл Уилсона без типичной островодужной стадии. Этот факт и лег в основу интерпретации всех зеленокаменных структур как рифтогенных [Спицын, 1979; Грачев, Федоровский, 1980; и др.]. Е. Е. Милановский [1982] отмечает, что пояса вмещают в себе характерные черты как рифтов, так и геосинклиналей.

Видимо, наиболее вероятным вариантом интерпретации такой сложной структуры будет признание различной глубинности генерации магм, которая могла определять «двухэтажность» структуры. Общая двухъячейковая конвекция была ответственна за движения крупных плит и магматизм на их границах. Рисунок внутренних частей плит с неупорядоченным расположением зеленокаменных поясов мог быть связан с иными причинами, например, с горячими полями на рубеже верхней и нижней мантии [Зоненшайн, Кузьмин, 1983] или мегалитами на глубинах 600—700 км [Ringwood, 1982]. Заманчивой выглядит попытка объяснения этого

факта Л. П. Зоненшайном и М. И. Кузьминым с помощью двухэтажной конвекции, хотя физико-химическое обоснование ее отсутствует.

Эпоха позднерифейско-раннепалеозойской α -регенерации отстоит от позднеархейской на 2 млрд. лет. Естественно, при их сравнении эволюционные изменения должны сказаться очень сильно. Эти изменения касаются в основном континентального сегмента. Спалитические блоки приобретают большие размеры, о чем говорит, в частности, характер их окрашенных частей. Это перикратонные зоны, сложенные очень мощными эпиконтинентальными толщами. Их структурные предшественники — краевые гомоклинали щитовых массивов, появившиеся в раннем протерозое, значительно уже в поперечнике, а структурно-вещественное выполнение изоморфационно комплексам смежных подвижных зон. Очевидно, что такие особенности перикратонных зон можно истолковать в плане увеличения площади отдельных стабильных участков (кратонов) и утолщения их коры в позднем рифее в сравнении с ранним протерозоем и поздним археем.

Как и литоплиты, кратоны тоже подразделены на более мелкие части. Однако место зеленокаменных поясов занимают грабенообразные прогибы и впадины, явно энспалитические на протяжении всего периода своего развития. Лишь в редких случаях в слагающих их комплексах отмечается присутствие вулканитов. Растяжение приводит к некоторому утонению континентальной коры, но сравнительно небольшому. В большинстве случаев комплексы грабенов не испытывают складчатости.

Большей степени растяжение и утонение коры достигает в интракратонных зонах, где обычны проявления вулканизма (как правило, бимодального с преобладанием основных пород щелочного уклона), а на завершающей стадии пласты сминаются. Иногда фиксируются гранитоиды и зональный метаморфизм низкой ступени.

В пределах ослабленных зон литосферы растяжение доходит до стадии разрыва континентальной коры и новообразования океанской, причем крылья интракратонных зон превращаются в перикратонные. Таким путем возникли интеркратонные пояса, развитие которых завершилось в герцинскую эпоху кратонизации.

Интересные материалы для суждения об особенностях регенераций получены Ю. А. Зайцевым [1978]. Он провел расчеты площадей для выявления роли остаточных массивов в консолидации земной коры. На полученных графиках четко видно различие кривых консолидации и замыкания подвижных зон («геосинклинальных систем»). Консолидация коры на протяжении палеозоя идет направленно и последовательно. Иначе протекает процесс замыкания геосинклинальных систем. На графике Ю. А. Зайцева отчетливо выделяются две ветви, отвечающие каледонской и герцинской эпохам и характеризующиеся различными тенденциями. Видимо, герцинская ветвь отражает эффект наложения кратонизации на сравнительно равномерный процесс аккреции, который благодаря этому ускоряется.

Анализ графиков приводит и к другому, на наш взгляд, очень важному выводу. График консолидации показывает, что возраст завершающей складчатости в палеозойском интервале функционально связан со степенью раздробления (раздвижения) кристаллического основания областей. Чем больше эта степень, тем позже проявляется складчатость. Сходное явление, правда в качественной форме, указывалось для позднего архея Лаврогондии [Борукаев, 1979]. Если эта закономерность подтвердится, можно будет прогнозировать распространение спалитического фундамента в разновозрастных складчатых областях. В частности, весьма вероятным представляется присутствие «утопленных» блоков древнего фундамента (скорее всего, дорифейского) на большей части площади салаирида Алтае-Саянской области, вопрос о которых оживленно дискутируется.

Эволюционные изменения структур переходного и океанского сегментов эпох α -регенераций нами уже неоднократно отмечались выше.

Это — уменьшение роли коматитов при одновременном возрастании роли гипербазитов, увеличение содержания андезитов при уменьшении гранодиоритов и тоналитов, возрастание роли пирокластических образований за счет лавовых. Все перечисленные особенности могут быть связаны с увеличением во времени степени гидратации коры, как это предполагает О. Г. Сорохтин [Геодинамика, 1979].

Мы не будем рассматривать особенности структур эпох более высоких порядков, поскольку им в известной мере и в разных сочетаниях присущи черты охарактеризованных. Эволюционные изменения выявляются при их анализе менее отчетливо, ибо затушевываются циклически повторяющимися. Выскажем лишь самые общие предположения о главных факторах эволюции структуры стратисферы в докембрии на основании отмеченных черт.

Мантийная конвекция, обусловленная плотностной дифференциацией вещества Земли, вызывает периодические изменения структуры. Концентрация протопланетной составляющей в процессе дифференциации уменьшается, что может вызывать изменения в скорости и, возможно, характере конвекции. Однако надо учесть, что основная масса спалической коры выделилась уже в конце первого миллиарда лет существования планеты а последующий ее прирост невелик. Следовательно, ожидать заметных изменений концентрации в ходе геологической истории и относить за их счет эволюционные изменения структуры вряд ли можно.

Другая эмпирическая замеченная закономерность — это изменения теплового поля Земли. Они оцениваются неоднозначно и изучены еще недостаточно. Ясно, однако, что за время существования планеты ей выделено в космическое пространство за счет излучения тепла огромное количество энергии — не менее 10^{38} эрг [Геодинамика, 1979]. Тепло недр, по существующим представлениям, возникло в результате сложения тепла, выделившегося при образовании зародыша ядра, образовавшегося при последующей концентрационной дифференциации и распаде радиоактивных элементов. Расчеты показывают, что радиоактивное тепло составляет лишь небольшую часть общей суммы. Энергия концентрационной дифференциации расходуется главным образом на движении литосферных плит. Следовательно, основная часть тепла является остаточной от эпохи образования зародыша ядра. Диссипация тепла имеет направленный характер и может служить причиной эволюции структуры стратисферы и литосферы.

С этим предположением хорошо увязываются отмеченные особенности эволюционных изменений геоструктурных областей. По-видимому, вследствие направленного охлаждения со временем редуцируется и практически отмирает верхний этаж мелкочейковой пнтраконтинентальной структуры. С этим согласуется углубление со временем верхней границы метаморфизма, уменьшение объема и интенсивности метаморфизма [Кратц и др., 1973], уменьшение ширины метаморфических зон.

Экзо- и биогенные факторы, столь сильно влияющие на эволюцию осадочнонакопления, на эволюции структур практически не сказываются.

В заключение раздела кратко коснемся вопроса периодизации фанерозойской истории. Г. Штилле [1964] рассматривал ее как «сильноорогенный» интервал, противопоставляя «слабоорогенному» рифею. Каноны тектонических циклов и фаз хорошо известны. Прочно укоренились представления об уменьшении продолжительности циклов во времени, т. е. об увеличении скорости тектогенеза.

А. Холмс [1967, с. 24], зеркально преломив знаменитый актуалистический афоризм Дж. Хаттона, призвал «использовать прошлое в качестве ключа к познанию настоящего». Глубокий смысл этого парадокса становится ясным, если вспомнить, что докембрий охватывает более 85% интервала существования Земли, а на долю фанерозоя остается лишь менее 15%. Многие закономерности развития структуры в фанерозое обращаются в частности при обзоре всей геологической истории.

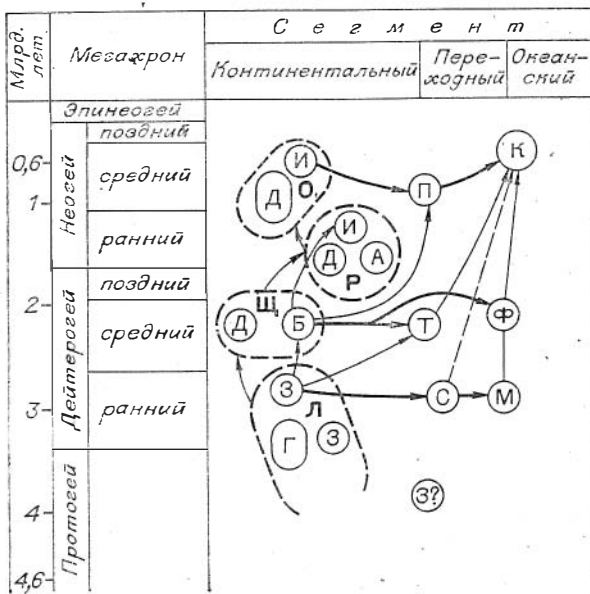


Рис. 47. Схема эволюции геоструктурных областей в докембрии.

Крупные спаллические массы (оконтурены жирными штриховыми линиями): Л — литоплинты, Ш — щитовые массивы, Р — кратовы, О — платформы; Г — массивы серых гнейсов, Д — зоны диасхизиса, А — вулканические пояса акитканского типа, Б — бассейны, И — интракратонные складчатые зоны, З — зеленокаменные пояса. Области переходного и океанского сегментов: С — области сгущения зеленокаменных поясов, Т — граничные троговые пояса, П — перикратонные зоны, М — тимптонского типа, Ф — свекофенского типа, К — интракратонные складчатые пояса. Жирными стрелками показаны отношения в латеральном, тонкими — вертикальном ряду.

Проведенное исследование позволяет по-новому представить фанерозойскую историю, предложить для нее новую схему периодизации, отвечающую принципам периодизации докембрия. Герцинская эпоха, по всем признакам соответствующая эпохам кратонизации, много значительнее, чем «байкальский», каледонский и альпийский циклы складчатости. Кстати, сами эти циклы неоднородны, а в последние годы все чаще подразделяются на многочисленные генерации (например, ранние и поздние каледониды) и еще более многочисленные фазы.

Вслед за герцинской эпохой наступает эпоха распада Пангеи и быстрого центробежного дрейфа континентов, продолжающаяся и ныне. Напротив, в раннем палеозое подобный дрейф имел центростремительную тенденцию, ведя к слипанию всех спаллических масс в суперконтинент Пангею. Циклы и фазы складчатости осложняли общий ход тектогенеза, проявлялись локально и неодновременно. При таком подходе становится ясным, что никакого существенного ускорения тектонического развития Земли в фанерозое не было. Не подтверждаются также пессимистические прогнозы скорой тектонической смерти планеты [Нгуен Динь Кат, 1984]. Неравномерность и неодновременность проявлений кратонизации в Тихоокеанском и Атлантическом сегментах охарактеризованы нами ранее [Борукаев, 1977, 1983 и др.].

На рис. 47 сделана попытка показать эволюционные связи выделенных типов геоструктурных областей в латеральных и вертикальных рядах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

□

Проведенное исследование приводит к следующим основным выводам. Главная масса континентальной коры тоналит-гранодиоритового состава возникла в интервале 4—3,3 млрд. лет назад во время формирования зародыша ядра Земли в результате совместного действия концентрированной и тепловой конвекции. Вероятнее всего, кора образовала единый суперконтинент в области нисходящего течения. Последующая история континентальной коры состояла в ее взламывании, раздвижении и сдвигении отдельных блоков, некотором латеральном наращивании, увеличении мощности и расслоении.

На каждом интервале тектонической истории Земли устанавливается эволюционный ряд подвижных геоструктурных областей, характеризующихся различной степенью раздвижения смежных континентальных блоков на ранних стадиях развития и последующего сдвигения — на поздних. Этот вывод получен на основании проведенной типизации структур и анализа геодинамических обстановок, сменяющих друг друга в ходе их развития.

С учетом палинспастических построений выявлено чередование во времени этажей с компактным и дисперсным расположением сиалических масс. Каждому из этих типов структур свойственны особые типы латеральных рядов геоструктурных элементов, особые сочетания, парагенезы геодинамических обстановок. Предполагается, что такое чередование обусловлено периодической сменой во времени эпох объединения и разобщения масс континентальной коры. Диагностическими для эпох объединения являются вулканические пояса акитканского типа и зоны диасхизиса, для эпох разобщения — островодужные и ультрабазитовые ассоциации зеленокаменных, граничных троговых и интеркратонных складчатых поясов.

Чередование периодов объединения и разобщения объясняется нестационарностью концентрированной конвекции, периодическими изменениями ее структуры. Одноячейковой структуре отвечают эпохи слияния всех сиалических масс в суперконтиненты Пангея. В апогее таких эпох элементы переходного от океана к континенту сегмента не выражены, увеличение мощности коры происходит за счет континентальных столкновений. Подобные интервалы предложено называть эпохами кратонизации.

Периоды разобщения сиалических масс (регенерации) соответствуют двухъячейковой структуре конвекции. Именно в это время в переходном сегменте происходит сравнительно небольшое латеральное наращивание континентальной коры. Наибольшей интенсивности процесс достигает в позднем архее и позднем рифее — раннем палеозое. Наращивание локализуется в пределах ослабленных зон литосферы, консервативных относительно изменений структуры конвекции.

Исторический анализ показывает, что одноячейковая структура мантийной конвекции более устойчива, чем двухъячейковая. Отсюда следует, что скорости движения литосферных плит на протяжении существования Земли значительно варьируют.

Проявления тектоники литосферных плит надежно фиксируются с рубежа около 3 млрд. лет назад. Плиты были соразмерны современным и ограничены областями сгущения зеленокаменных поясов. В раннем протерозое — среднем рифее механизмы тектоники плит продолжали действовать, однако изменили свою форму в связи с изменением структуры конвекции. Следующая эпоха α -регенерации, со всеми атрибутами тектоники плит, охватывает поздний рифей — ранний палеозой.

Предлагается новая схема периодизации тектонической истории Земли. Границами крупных периодов развития планеты (мегахронов) избраны эпохи кратонизации, повторяющиеся периодически примерно через 1,5 млрд. лет (павловская, лоусонская и герцинская). Разделяемые ими мегахроны названы в честь Г. Штилле протогеом, дейтерогеем и неогеем. Выделен незавершенный мегахрон — эпинеогей. Соответственно уточнены рубежи всех подразделений. Проведено ранжирование тектонических эпох внутри мегахронов, в результате чего выявлены разные тенденции развития в рамках смежных мегахронов.

Изучение тектоники докембрия дает возможность по-новому интерпретировать фанерозойскую историю. Она представляется в виде двух эпох разобщения спайчатых масс, разделенных герцинской эпохой кратонизации.

Учет циклической составляющей позволил отчетливее выявить эволюцию структуры осадочной оболочки и ее элементов. Эволюция выражена в новообразовании геоструктурных областей, исторически возникающих в циклическом процессе, в поляризации и упрощении верхнего этажа структуры континентальных областей. Высказывается предположение, что ведущим фактором эволюции планеты является потеря ею тепла.

Типизация структур и тектоническое районирование на ее базе будут способствовать региональному металлогеническому прогнозу и направлению поисковых работ.



- Ажгирей Г. Д. К вопросу о геосинклипальном (пуклеарном) этапе развития земной коры в архее.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1974, с. 182—187.
- Ажгирей Г. Д. Шарьяки в геосинклипальных поясах. М.: Наука, 1977. 155 с.
- Аллотт Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 188—201.
- Барагар В. Р. А., Мак-Глинн Дж. К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 153—177.
- Башарин А. К., Борукаев Ч. Б., Матвеевская А. Л., Чиков Б. М. Структурные элементы типа средних массивов в докембрии.— Геол. и геофиз., 1973, № 10, с. 26—36.
- Белов А. А. История тектонического развития Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
- Березкин В. И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1977. 120 с.
- Берзин Н. А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
- Берзин Н. А. Мелажево-олпгостромовая ассоциация Хемчинско-Спсигхемской зоны Тувы.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 104—129.
- Берк К., Дьюн Дж. Д., Кидд У. С. Ф. Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 123—143.
- Бибикова Е. В. Проблемы радиологического датирования древних ядер докембрийских щитов СССР.— В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 131—138.
- Бибикова Е. В., Макаров В. А., Грачева Т. В., Сеславинский К. Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 434—436.
- Бибикова Е. В., Сумин Л. В., Кирнозова Т. И., Грачева Т. В. Последовательность геологических событий в пределах Шарыжалгайского блока (U—Pb-метод датирования).— Геохимия, 1981, № 11, с. 1652—1663.
- Бибикова Е. В., Гриненко В. А., Киселевский М. А., Шуколюков Ю. А. Геохронологическое и изотопно-кислородное исследование докембрийских гранулитов СССР.— Геохимия, 1982а, № 12, с. 1718—1728.
- Бибикова Е. В., Лесная И. М., Грачева Т. В. и др. Изотопный возраст андербитов Побужья.— Докл. АН СССР, 1982б, т. 263, № 1, с. 159—162.
- Бинс Р. А., Ганторп Р. Дж., Грове Д. И. Особенности метаморфизма и развитие зеленокаменных поясов в Восточно-Йлгарнском блоке, Западная Австралия.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 309—322.
- Бирюлькин Г. В., Кудрявцев В. А., Нужнов С. В. Нижнепротерозойские структуры Алданского щита.— Геол. и геофиз., 1983, № 2, с. 16—24.
- Богатиков О. А., Богданова С. В., Марков М. С. «Серые гнейсы» и проблема направленности в развитии континентальной земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980, № 4, с. 8—22.
- Богданов А. А. Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Наука, 1976. 340 с.
- Богданова С. В. Серые гнейсы в фундаменте Русской плиты.— В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Серые гнейсы. Л.: Наука, 1981, с. 96—107.
- Боголенов К. В., Борукаев Ч. Б. Эволюция структуры осадочной оболочки Земли.— Геол. и геофиз., 1981, № 9, с. 3—11.
- Богомолова Л. М., Тимофеев В. Ф. Тектоника «трогового» комплекса бассейна р. Олекмы.— В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1983, с. 22—24.
- Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнедокембрийских «активизированных» зон Африки.— Геотектоника, 1970, № 6, с. 13—22.

- Божко Н. А. Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны.— Вестн. МГУ. Геология, 1979, № 5, с. 17—30.
- Божко Н. А. Поздний докембрий Гондваны (тектонический анализ). Автореф. докт. дис. М., 1980. 39 с.
- Борукаев Ч. Б. Тектоника докембрия Австралии.— Геол. и геофиз., 1970, № 8, с. 57—64.
- Борукаев Ч. Б. Проблема общей геохронологической шкалы докембрия.— Геол. и геофиз., 1972, № 1, с. 3—14.
- Борукаев Ч. Б. Геосинклиналильные складчатые комплексы.— В кн.: Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск: Наука, 1974, с. 17—46.
- Борукаев Ч. Б. Диасхизис и орогенез.— В кн.: Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976а, с. 24—54.
- Борукаев Ч. Б. Периодизация геологической истории Земли.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976б, т. 51, № 5, с. 152—153.
- Борукаев Ч. Б. Схема общей периодизации тектонической истории Земли.— Геол. и геофиз., 1977, № 12, с. 3—11.
- Борукаев Ч. Б. Сравнительная тектоника щитов Лаврентии и Гондваны.— Геол. и геофиз., 1979, № 3, с. 13—24.
- Борукаев Ч. Б. Вопросы тектоники дорифейских образований Сибири.— В кн.: Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 5—43.
- Борукаев Ч. Б. Завершающая складчатость, орогенез, диасхизис и кратонизация.— В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 21—39.
- Борукаев Ч. Б. Кратонизация.— Геол. и геофиз., 1983, № 7, с. 15—21.
- Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М. Заметки о тектоническом районировании.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. V. М.: Наука, 1972, с. 43—62.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Принципы тектонического районирования докембрия.— Геол. и геофиз., 1969, № 1, с. 3—15.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Общие принципы составления «Карты тектоники докембрия континентов» в масштабе 1 : 15 000 000.— Геол. и геофиз., 1970, № 3, с. 3—11.
- Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М., Шмидт Е. К. Вопросы тектонического расчленения докембрия.— В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1968, с. 22.
- Боуэс Д. Р. История развития архейской коры на северо-западе Великобритании.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 467—478.
- Бутов Ю. П., Занвилевич А. Н., Литвинювский Б. А. Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области.— Геотектоника, 1974, № 2, с. 60—71.
- Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 149 с.
- Велин Э. Свекофенская складчатая зона в Северной Швеции.— Геотектоника, 1972, № 5, с. 53—60.
- Вильсон А. Ф. Чарнокитовые породы Австралии.— В кн.: Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965, с. 178—200.
- Войткевич Г. В. Единая геохронология докембрия.— Природа, 1958, № 5, с. 77—79.
- Волков В. В., Парфенов Л. М. Схема докембрийской тектоники Алтае-Саянской области.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М.: Наука, 1970, с. 108—115.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии/Рыбаков С. И., Светова А. П., Куликов В. С. и др. Л.: Наука, 1981. 154 с.
- Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции/Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л., Додонова Т. А. и др. Новосибирск: Наука, 1976. 87 с.
- Галимов Э. М., Бибикина Е. В. IV Международная конференция по геохронологии, космохронологии и геохимии стабильных изотопов (Сноумасс, США, 1978 г.).— Геохимия, 1979, № 10, с. 1577—1583.
- Гамалея Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии.— Геотектоника, 1968, № 6, с. 34—45.
- Гейер П. Докембрий Швеции.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 98—154.
- Геодинамика/Под ред. О. Г. Сорохтина. Океанология. Т. 2. Геофизика океана. М.: Наука, 1979. 416 с.
- Геологические предпосылки перспектив рудоносности докембрия восточной части Балтийского щита/Под ред. В. З. Негруцы. М.: изд. Геолфонда РСФСР, 1978. 152 с.
- Геология и петрология архейского графитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии/Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Геология и полезные ископаемые Африки/Под ред. В. Е. Хаина и др., М.: Недра, 1973. 544 с.
- Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индия и Шри-Ланка/Колотухина С. Е., Моралев В. М., Топунова Г. А. и др. М.: Наука, 1975. 152 с.
- Геохронология докембрия Украины/Под ред. Н. П. Семенченко. Киев: Наукова думка, 1965. 262 с.

- Геохронология СССР. Т. I. Докембрий/Под ред. Н. П. Полевой Л.: Недра, 1973. 350 с.
- Гилярова М. А. Стратиграфия докембрия.— В кн.: Стратиграфия и абсолютная геохронология восточной части Балтийского щита. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1967. с. 29—32.
- Глебовицкий В. А., Дук В. Л., Кичул В. И. и др. Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 57—76.
- Глесснер М. Древнейшие бесскелетные организмы.— Природа, 1963, № 11. с. 73—78.
- Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по щитам южного полушария.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264—285.
- Глуховский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибирь и их возможная природа.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 50—63.
- Глуховский М. З., Коген В. С., Моралев В. М. и др. Троговый комплекс Алданского щита и его обрамления.— Геол. и геофиз., 1976, № 6, с. 3—7.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.
- Годзевич Б. Л. Архей Становой складчатой системы.— В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981, с. 35—45.
- Горбачев Р. Докембрий западной части Балтийского щита.— В кн.: Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л.: Наука, 1980, с. 206—222.
- Горлов Н. В. Тектоническая позиция комплекса пород топалитовой группы в раннедокембрийской континентальной коре.— В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981, с. 22—29.
- Горянин П. М. Два типа серогнейсовых комплексов Кольского полуострова — два этапа формирования континентальной коры.— В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981, с. 30—48.
- Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита/Бальцова Н. Д., Бельков Н. В., Ветрин В. Р. и др. Л.: Наука, 1978. 263 с.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?— Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
- Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975. с. 25—44.
- Гринякин Р. И., Малышев Ю. Ф. Ортогональные разломы Алданского щита по результатам изучения геолого-геофизическими и аэрокосмическими методами.— В кн.: Тектоника востока Советской Азии. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 56—69.
- Гудин А. М. Архейский вулканизм на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 139—153.
- Дайге А. С. Трпассовые брахпоподо. Новосибирск: Наука, 1974. 387 с.
- Дзевановский Ю. К., Судовников Н. Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 77—90.
- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Докембрий континентов. Западная Европа/А. Л. Матвеевская. Новосибирск: Наука, 1975. 86 с.
- Докембрий континентов. Австралия, Африка/Борукаев Ч. Б., Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. Новосибирск: Наука, 1976а. 224 с.
- Докембрий континентов. Северная и Южная Америка/Башарин А. К., Берзин Н. А., Дворкина Б. Д. и др. Новосибирск: Наука, 1976б. 239 с.
- Докембрий континентов. Древние платформы Евразии/Богданова С. В., Богданов Ю. Б., Вергунов Г. П. и др. Новосибирск: Наука, 1977а. 312 с.
- Докембрий континентов. Основные черты тектоники/Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Новосибирск: Наука, 1977б. 263 с.
- Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии/Арсентьев В. П., Беккер Ю. Р., Благошрафов и др. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
- Докембрийская тектоника Сибирь/Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1964. 126 с.
- Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья/Бухаров А. А., Булдыгеров В. В., Ескин А. С. и др. Новосибирск: Наука, 1979. 67 с.
- Докембрийские железорудные формации Мира/Под ред. В. М. Григорьева. М.: Мир, 1975. 370 с.
- Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 8—19.
- Драгунов В. И. Транссибирский, Транскаспийский, Кельско-Монголо-Алтайский лицененты и некоторые вопросы минерализации.— В кн.: Материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений». Вып. 2. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1965, с. 55—57.
- Драгунов В. И. Онтогенез литологических тел в аспекте их иерархии, филогении и экологии.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 37—39.
- Дравник А. С., Беланов В. М. Корреляция докембрийских образований Украинского щита и Ворожежского кристаллического массива.— Геол. журн., 1981, т. 41, № 5, с. 1—8.

- Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов/Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Друиц В. В., Шиманский В. Н. О некоторых этапах развития органического мира в палеозое.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, № 3, с. 135—136.
- Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-метаморфическая эволюция и флюидоносность гранулитов Алдана. Л.: Наука, 1975. 226 с.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974, с. 180—191.
- Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Разваляев А. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Карта структурно-вещественных комплексов (СВК) Африки м-ба 1 : 5 000 000.— В кн.: 6 Научная конференция по проблеме: Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. М.: 1982, с. 72—73.
- Ельянов А. А., Моралев В. М. Тектонические закономерности размещения докембрийских карбонатитов.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Хабаровск: изд. ИТпГ ДВ НЦ АН СССР, 1974, с. 31—59.
- Зайцев Ю. А. О выделении среднерифейской пседосонной складчатости в Казахстане.— Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 3, с. 32—52.
- Зайцев Ю. А. О роли остаточных массивов в консолидации земной коры.— Вестн. МГУ. Геология, 1978, № 2, с. 43—50.
- Зайцев Ю. А. Мантийные гипербазитовые валы — особый тип геосинклинальных глубинных структур в палеозойских эвгеосинклиналях Казахстана.— В кн.: Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 140—182.
- Зайцев Ю. А., Розанов С. Б., Филатова Л. И. Геология докембрийских метаморфических толщ Актау-Монитинского антиклинория.— В кн.: Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 22—40.
- Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н. Венд Центрального Казахстана.— М.: Изд-во МГУ, 1979. 251 с.
- Зельдович Я. Б., Новиков И. Д. Теория тяготения и эволюция звезд. М.: Наука, 1971. 484 с.
- Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника». — Геотектоника, 1971, № 6, с. 3—26.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями.— Геотектоника, 1966, № 5, с. 3—18.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Иванов С. Н. О байкальдах Урала в Сибирь.— Геотектоника, 1981, № 3, с. 47—63.
- Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф. Позднедокембрийско-раннепалеозойский этап геологического развития Таймыро-Североземельской складчатой области.— В кн.: Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск, 1981, с. 55—62.
- Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Казьмин В. Г. Развитие континентальных рифтов.— Автореф. докт. дис. М., 1982. 44 с.
- Калесбэк Ф. Метаморфизм архейских пород Западной Гренландии.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 234—245.
- Калев Г. П. Тектонический режим и структурно-исторические элементы раннего докембрия.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 55—66.
- Калев Г. И. Ранний докембрий и тектоника плит.— В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 169—178.
- Карсаков Л. П. Особенности метаморфизма гранулитового комплекса Восточного Становика и вопросы глубинности гранулитовой фации.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 167—169.
- Карсаков Л. П. Тектоническая позиция глубинных гранулитов и особенности строения нижних горизонтов земной коры.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. Новосибирск: Наука, с. 69—73.
- Карта тектоники докембрия континентов. М-б 1 : 15 000 000.— М.: ГУГК, 1972.
- Карта тектоники докембрия континентов. Объяснительная записка /Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. М.: Наука, 1974. 74 с.
- Картер Е. К., Брукс Дж. Х. Докембрий северо-западного Гвинсленда. В кн.: Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965, с. 128—177.
- Кац М. Б. Соотношение раннедокембрийских гранулитов и железокремнистых комплексов с трансформными мобильными поясами и океаническими рифтами ранней земной коры.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 160—169.
- Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М.: изд. ВИНТИ. 1973. 120 с.
- Кеонджян В. П., Моинн А. С. Расчет эволюции недр планет.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 4, с. 23—38.
- Кинг Ф. Докембрийская геология США. М.: Мир, 1979. 95 с.

- Кицул В. И., Петров А. Ф., Зедгенцов А. Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 16—31.
- Козлов М. Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 140 с.
- Козловский Е. А. Десять тысяч метров открытий.— Наука в СССР, 1984, № 2, с. 6—11.
- Коллерсон К. Д., Джессо К., Бриджкотер Д. Геологическая эволюция архейского гнейсового комплекса: восточный Лабрадор.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 245—263.
- Колотухина С. Е. Структурное положение редкометальных провинций на древних платформах южного полушария. М.: Наука, 1977. 87 с.
- Константиновский А. А. Улканский и Блякчанский среднепротерозойские грабени юга-востока Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 72—84.
- Константиновский А. А. К проблеме происхождения среднепротерозойских грабенов юга-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1982, с. 126—132.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Л.-М.: ОНТИ, 1936. 76 с.
- Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 50—61.
- Коробейников В. П., Сурков В. С., Щеглов А. П. Тектонические комплексы Алтае-Саянской области.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 84—103.
- Косыгин Ю. А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.— Геол. и геофиз., 1961, № 1, с. 16—26.
- Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1969. 616 с.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. Структуры ограниченной докембрийских платформ.— В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 29—35.
- Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В. Структуры ограниченной древних платформ.— Геол. и геофиз., 1961, № 10, с. 42—49.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 209 с.
- Кратц К. О., Митрофанов Ф. П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции.— В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 147—169.
- Кратц К. О., Вревский А. Б., Платунова А. П. О некоторых типах кратогенов в докембрии.— В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 45—56.
- Кратц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. и др. Особенности рудообразования эволюции метаморфогенного в докембрии СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 6, с. 3—15.
- Крестин Е. М. Горизонтальные тектонические движения и металлогения раннего докембрия.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: изд. ГИИТ, 1976, с. 165—166.
- Крестин Е. М. Первая находка коматитов в СССР.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 2, с. 412—415.
- Крестин Е. М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1980а, № 3, с. 3—18.
- Крестин Е. М. Коматиты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива.— Сов. геология, 1980б, № 9, с. 84—97.
- Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н., Бирюлькин Г. В. Структурно-вещественные комплексы докембрия Темулякит-Тунгурчинской складчатой зоны Алданского щита.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВГН, 1975, с. 49—60.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 108—121.
- Кушинов Н. В. Структурно-тектонические соотношения аульской толщи с породами конско-верховицкой серии.— Геол. журн., 1981, т. 41, № 5, с. 9—12.
- Лазыко Е. М. Особенности осадкообразования в догеосинклинальный этап развития земной коры.— Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 3, с. 12—22.
- Лазыко Е. М. Об особенностях развития земной коры в догеосинклинальный этап. Метаморфизм и магматизм.— Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 2, с. 54—65.
- Лазыко Е. М. Особенности развития земной коры в догеосинклинальный этап. Тектоническое строение архея.— Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 4, с. 8—19.
- Левковский Р. З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1366—1369.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—23.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
- Леонов Г. П. Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М.: Изд-во МГУ, 1980. 342 с.

- Леонов Ю. Г. Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах.— В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 89—103.
- Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 2, с. 14—23.
- Ломизе М. Г. Окраино-материковые вулканические пояса: геодинамические обстановки и режим развития.— В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 147—157.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 1. Магматизм древнейшего докембрия/Под ред. В. М. Шемякина и Г. А. Шуркина. М.: Недра, 1980. 285 с.
- Макарычев Г. Н., Гесь М. Д. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня.— Геотектоника, 1981, № 4, с. 57—72.
- Мальшев Ю. Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука 1977. 128 с.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 364 с.
- Мейен С. В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми.— Геотектоника, 1969, № 5, с. 3—16.
- Меннер В. В., Штрейфс Н. А. О тектонических аспектах геохронологической шкалы.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 300—309.
- Металлогения восточной части Балтийского щита/Беляев К. Д., Биллибина Т. В., Богданов Ю. Б. и др. Л.: Недра, 1980. 247 с.
- Милановский Е. Е. Главные этапы эволюции процесса рифтогенеза в истории Земли.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1982, с. 15—24.
- Милеев В. С. Кинематические условия формирования глубокой складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория.— В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 179—365.
- Миронок Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М.: 1971. 236 с.
- Митрофанов Г. Л. Байкальский мегакомплекс внутренних зон Байкальской горной области.— В кн.: Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 73—86.
- Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
- Митрофанов Ф. П., Шуркин К. А., Щербак Н. П., Кравцова Е. Н. Древнейшие гранитоиды.— В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 119—132.
- Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тепловая эволюция Земли при объемном механизме дифференциации ее недр.— Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 1, с. 63—67.
- Моралев В. М. Раннедокембрийские метабазиты в гранулитовых поясах Индостанского и Алданского щитов.— В кн.: IV Индо-Советский симпозиум по наукам о Земле. М.: изд. ИГЕМ АН СССР, 1981, с. 10—12.
- Моралев В. М., Рошкован Г. Р., Чешихина К. Г. Среднепротерозойские континентальные вулканические пояса гондванских платформ.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 2, с. 15—24.
- Мошкин В. Н. Тектоническая позиция аортозитовой формации Сибирской платформы и ее место в истории становления земной коры.— Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск: Наука, 1980, с. 144—153.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 47—73.
- Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973, с. 112—113.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Муратов М. В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования.— Геотектоника, 1979, № 2, с. 3—28.
- Назавкина Э. Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия.— В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 28—32.
- Нгуен Динь Кат. Пять стадий формирования Земли.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 4, с. 977—980.
- Негруца В. З. Карельский структурно-формационный комплекс и его металлогенетическая специализация.— В кн.: Геологические предпосылки перспектив рудоносности докембрия восточной части Балтийского щита. М.: изд. Мингео РСФСР, 1978, с. 58—124.
- Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития осадочной оболочки Земли восточной части Балтийского щита.— Автореф. докт. дис. Л., 1982. 31 с.
- Негруца Т. Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: изд. ЛГУ, 1979. 255 с.
- Нижняя граница рифея и строматолиты афебля/Под ред. М. Е. Раабен. М.: Наука, 1978. 198 с.
- Никитин С. Н., Чернышев Ф. Н. Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне.— Горн. журн., 1889, т. 1, с. 115—149.

- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1971. 83 с.
- Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1974. 152 с.
- Ножкин А. Д., Болдырев М. В. Рифейский вулканизм, тектоническая зональность и металлогения Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1979, № 10, с. 47—60.
- Общие вопросы расчленения докембрия СССР/Под ред. Ф. П. Митрофанова. Л.: Наука, 1979. 164 с.
- Объяснительная записка к геологической карте Антарктиды м-ба 1 : 5 000 000/Группировки Г. Э., Значко-Яворский Г. А., Каменев Е. Н., Равич М. Г. Л.: изд. НИИГА, 1976. 93 с.
- Ог Э. Геология. М.-Л.: ОНТИ, 1935. 576 с.
- Основные проблемы геологического строения Русской плиты/Кратц К. О. Берковский А. Н., Бойдаренко Л. П. и др. Л.: Наука, 1979. 120 с.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3—10.
- Павловский Е. В. О специфике стиля развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—108.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков. Геотектоника, 1975, № 6, с. 3—14.
- Павловский Е. В., Глуховский М. З. Проблема термотектогенеза. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 38—52.
- Паламарчук С. Ф., Таштыби С. Докембрий Северо-Восточного Средиземноморья. — В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 67—73.
- Палей И. П. О правомочности выделения готской складчатости. — В кн.: Геохронология докембрия. М.: Наука, 1970, с. 97—104.
- Пап А. М. Кристаллический фундамент Белоруссии. М.: Недра, 1977. 127 с.
- Парфенов Л. М. Дислокации метаморфических толщ докембрия и методы их изучения (на примере докембрия Шотландии). — Геотектоника, 1973, № 3, с. 64—77.
- Парфенов Л. М. Докембрийские платформы и геосинклинальные пояса. Хабаровск: изд. ИТГ ДВНЦ АН СССР, 1976. 202 с.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 36—54.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Смирнов В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—52.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Первое международное решение по расчленению и номенклатуре докембрия. — В кн.: Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1978, с. 26—28.
- Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с.
- Петров А. Ф., Тимофеев В. Ф., Лубяновский В. М., Рожин С. С. К стратиграфии докембрия Батомского блока Алданского щита. — В кн.: Бюлл. НТИ ЯФ АН СССР. Геология и полезные ископаемые Якутии, декабрь 1978. Якутск: изд. ЯФ АН СССР, 1978, с. 3—6.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
- Погребинский Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.
- Протерозой северной-восточной окраины Сибирской платформы/Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамшина Э. А. и др. Новосибирск: Наука, 1979.
- Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 135 с.
- Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Тектоническая асимметрия Земли и других планет. — Природа, 1978, № 3, с. 32—41.
- Равняя история Земли/Под ред. Б. Уиндла. М.: Мир, 1980. 620 с.
- Рингвуд А. Е. Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 143 с.
- Розанов С. Б. Спильитовая джеспилитовая формация раннего протерозоя Казахстана. — В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 9—178.
- Розен О. М. Эндербитонды Анабара и проблема серых гнейсов. — В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981, с. 125—136.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.
- Рейнвуд А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель хингического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
- Саллум Г. М., Сягаев Н. А., Булгатов А. Н., Эль Рамми М. Ф. Основные черты структуры и тектоническое развитие северной части Нубийского кристаллического массива. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 2, с. 29—36.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964, Т. 1, 516 с.; 1967, Т. 2, 699 с.
- Салон Л. И. К стратиграфии нижнего докембрия Южной Индии. — В кн.: Проблемы

геологии на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1966, с. 59—70.

- Салон Л. П. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 4, с. 115—131; № 5, с. 5—26.
- Салон Л. П. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 46, № 4, с. 5—30.
- Салон Л. П. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
- Салон Л. П. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л.: Недра, 1977. 304 с.
- Салон Л. П. Гнейсо-гранулитовый комплекс — фундамент карелид в Приладожье и свекофеннд на юге Финляндии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 5, с. 3—17.
- Салон Л. П. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М. А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11, с. 5—22.
- Сиворонов А. А., Берзенин Б. З., Малюк Б. П. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. — Геол. журн., 1981, т. 41, № 5, с. 20—28; № 6, с. 19—28.
- Спицын А. В. Проблема происхождения зеленокаменных поясов. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—19.
- Строкин Ю. А., Филатова Л. И. О древнем структурном шве в метаморфическом комплексе докембрия Улутау (Центральный Казахстан). — Геотектоника, 1977, № 4, с. 58—67.
- Тарни Дж. Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 407—420.
- Тектоника Евразии/Под ред. А. Л. Яншина. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Северной Евразии/Под ред. А. Л. Яншина. М.: Наука, 1980. 220 с.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ/Под ред. М. С. Маркова. М.: Наука, 1978. 210 с.
- Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии/Парфенов Л. М., Бердников Н. В., Воинова И. П. и др. М.: Наука, 1979. 239 с.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным циркопометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Грачева Т. В. и др. О возрасте апатитового оруденения Алданского щита. — Геохимия, 1977, № 6, с. 847—853.
- Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области и проблемы формирования континентальной коры в раннем докембрии. Автореф. докт. дис. М., 1982. 65 с.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.
- Филатова Л. И. Основные положения и проблемы стратиграфии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана. — Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 1, с. 19—33.
- Филатова Л. И., Зайцев Ю. А., Зыков С. П., Ступникова Н. И. Критерии выделения докембрия и проблемы дорифея в Центральном Казахстане. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982, с. 120—130.
- Формозова Л. Н. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5, с. 22—39.
- Хани В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1974. 548 с.
- Хани В. Е. Балтийский щит — краткий очерк структуры и истории ее формирования. — В кн.: Жизнь Земли. Т. 6. М.: Изд-во МГУ, 1972, с. 40—61.
- Хани В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Хани В. Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии — действительные и мнимые. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 5—13.
- Харитонов А. Л. Удоканская серия Восточной Сибири. — В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977, с. 93—104.
- Хейканен К. И. Динамическая система осадконакопления ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1975. 105 с.
- Хейканен К. И. Карельская геосинклиналь (литологический анализ). Л.: Наука, 1980. 168 с.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Холле Г. К. Позднедокембрийская рифтовая система центральной части Северной Америки — обзор современных геологических и геофизических исследований. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 255—265.
- Холме А. Введше. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 13—24.
- Хоментовский В. В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.
- Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М.: Мир, 1966. 365 с.

- Чадвик Б., Ко К. Новые данные об архейской геологии юго-западной Гренландии.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 212—223.
- Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 4, с. 3—25.
- Шафеев А. А. Полифацальные метаморфические комплексы Хамар-Дабана.— В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск: изд. ИЭГ СО АН СССР, 1969, с. 42—62.
- Шеклтон Р. М. Выступы архейской коры разной глубины в Индии и в Африке.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 323—328.
- Шнип О. А. О докембрийских породах фундамента южной части Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 156—159.
- Штикле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. 255 с.
- Штрейсе Н. А. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана. М.: Наука, 1964, с. 7—47.
- Шульдинер В. П. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М.: Наука, 1969. 103 с.
- Шульдинер В. П. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ (происхождение и эволюция).— Автореф. докт. дис. Владивосток, 1980. 41 с.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968, с. 5—59.
- Энгель А. Э. Д., Энгель Ц. Г. Происхождение континентов.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 76—87.
- Эрманович Н. Ф., Девисон У. Л. Гранулиты Пиккуитоней и северо-западная часть провинции озера Верхнего на Канадском щите.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 337—355.
- Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов/Kratz K. O., Хильтова В. Я., Вревский А. Б. и др. Л.: Наука, 1981. 464 с.
- Яшин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна.— Геотектоника, 1980, № 1, с. 72—85.
- Ackermann E. Das Sockelstockwerk der Orogene in Ostafrika.— Geol. Rundsch., 1963, Bd. 52, Hft. 2, S. 675—720.
- A discussion on the evolution of the Precambrian crust/J. Sutton, B. F. Windley, eds.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1973, v. A273, N 1235, p. 315—581.
- A discussion on global tectonics in Proterozoic.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1976, v. A280, N1298, p. 397—667.
- Aleminikoff J. N., Dusel-Bacon C., Foster H. L., Futa K. Proterozoic zircon from augen gneiss, Yukon-Tanana Upland, east-central Alaska.— Geology, 1981, v. 9, N 10, p. 469—473.
- Almond D. C. Precambrian events at Sabaloka near Khartoum, and their significance in the chronology of the basement complex of North-East Africa.— Precambrian Res., 1980, v. 13, N 1, p. 43—62.
- Anhaeusser C. R. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1973, v. A, 273, N 1235, p. 359—388.
- Anhaeusser C. R. Archean metallogeny in Southern Africa.— Econ. Geol., 1976, v. 71, N 1, p. 16—43.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, N 11, p. 2175—2200.
- Armstrong N. V., Hunter D. R., Wilson A. H. Stratigraphy and petrology of the Archean Nsuze Group, northern Natal and south-eastern Transvaal, South Africa.— Precambrian Res., 1982, v. 19, N 1, p. 75—107.
- Arndt N. T. Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archean plate-tectonic process.— Geology, 1983, v. 11, N 7, p. 372—375.
- Baer A. J. The Grenville Province in Helikian times: a possible model of evolution.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1976, v. A280, N 1298, p. 499—515.
- Baer A. J. The Grenville Province as a shear zone.— Nature, 1977, v. 267, N 5609, p. 337—338.
- Baer A. J. Two orogenies in the Grenville Belt?— Nature, 1981, v. 290, N 5802, p. 129—131.
- Bailes A. H. Origin of early Proterozoic volcanoclastic turbidites, south margin of the Kisseynew sedimentary gneiss belt, File Lake, Manitoba.— Precambrian Res., 1980, v. 12, N 1—4, p. 197—225.
- Baragar W. R. A. Tectonic and regional relationships of the Seal Lake and Bruce River magmatic provinces.— Bull. Geol. Surv. Canada, 1981, N 314. 72 p.
- Barnes S.-J., Sawyer E. W. An alternative model for the Damara Mobile Belt: ocean crust subduction and continental convergence.— Precambrian Res., 1980, v. 13, N 4, p. 297—336.
- Barton J. M. The chemical compositions, Rb-Sr isotopic systematics and tectonic setting of certain post-kinematic mafic igneous rocks, Limpopo Mobile Belt, Southern Africa.— Precambrian Res., 1979, v. 9, N 1/2, p. 57—80.

- Basu A. R., Ray S. L., Saha A. K., Sarkar S. N. Eastern Indian 3800-million-year-old crust and early mantle differentiation.— *Sci.*, 1981, v. 212, N 4502, p. 1502—1506.
- Bell K. Will the real Grenville Orogeny please stand up?— *Nature*, 1981, v. 290, N 5802, p. 89—90.
- Bell R. T. The Hurvitz Group — a prototype for deposition on metastable cratons.— *Geol. Surv. Can. Pap.* 70—40, 1970, N 40, p. 159—171.
- Bertrand J. M. L., Caby R. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt. A new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara).— *Geol. Rundsch.*, 1978, v. 67, N 2, p. 357—388.
- Bickle M. J., Bettenay L. F., Bonlter C. A. e. a. Horizontal tectonic interaction of an Archean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia.— *Geology*, 1980, v. 8, N 11, p. 525—529.
- Blais S., Auvray B., Capdevila R. e. a. The Archean Greenstone belts of Karelia (Eastern Finland) and their komatiitic and toleitic series.— In: *Archean geochemistry*. Amst. e. a., Elsevier, 1978, p. 87—107.
- Bliss N. W. Thermal convection in the Archean crust.— *Nature*, 1969, v. 222, N 5197, p. 972—975.
- Bliss N. W., Stidolph P. A. A review of the Rhodesian Basement Complex.— *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 1969, v. 2, p. 305—333.
- Bose M. K., Chakraborti M. K. Fossil marginal basin from the Indian shield: a model for the evolution of Singhbhum Precambrian belt, Eastern India.— *Geol. Rundsch.*, 1981, Bd. 70, Hf. 2, S. 504—518.
- Bridgwater D., Collerson K. D. The major petrological and geochemical characters of the 3600 m. y. Uivak gneisses from Labrador.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 54, N 1, p. 43—59.
- Bridgwater D., Watson J., Windley B. F. The Archaean craton of the North Atlantic region.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. A273, N 1235, p. 493—512.
- Brooks Ch., Wardle R. J., Rivers T. Geology and geochronology of Helikian magmatism, western Labrador.— *Can. J. Earth Sci.*, 1981, v. 18, N 7, p. 1211—1227.
- Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1965, v. A258, N 1088, p. 41—51.
- Burke K., Dewey J. F., Kidd W. S. F. World distribution of sutures—the sites of former oceans.— *Tectonophysics*, 1977, v. 40, N 1—2, p. 53—67.
- Chadwick B. Notes on some fundamental problems of the geology of the Himalayas and the Precambrian of Peninsular India.— *J. Geol. Soc. India*, 1976, v. 17, N 3, p. 301—308.
- Chadwick B., Ramakrishnan M., Viswanatha M. N. The stratigraphy and structure of the Chitradurga region: an illustration of cover-basement interaction in the late Archaean evolution of the Karnataka craton, southern India.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 16, N 1—2, p. 31—54.
- Chen J., Zhang H., Xing Y., Ma G. On the upper Precambrian (Sinian Suberathem) in China.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 15, N 3—4, p. 207—228.
- Choubert B. Le Precambrian des Guyanes.— *Mem. de BRGM*, 1974, N 81, 214 p.
- Choudhuri A. The early Proterozoic greenstone belt of the northern Guiana Shield, South America.— *Precambrian Res.*, 1980, v. 13, N 4, p. 363—374.
- Collerson K. D., Kerr A., Vocke R. D., Hanson G. N. Reworking of sialic crust as represented in late Archean-age gneisses, northern Labrador.— *Geology*, 1982, v. 10, N 4, p. 202—208.
- Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, N 3, pt 2, p. 561—583.
- Condie K. C. Archean Greenstone Belts. Amst.: Elsevier, 1981, 434 p.
- Condie K. C. Origin and early development of the earth's crust.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 11, N 3/4, p. 183—197.
- Condie K. C. Early and middle Proterozoic supracrustal successions and their tectonic settings.— *Amer. J. Sci.*, 1982, v. 282, N 3, p. 341—357.
- Condie K. C., Nuter J. A. Geochemistry of the Dubois greenstone succession: an Early Proterozoic bimodal volcanic association in West-Central Colorado.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 15, N 2, p. 131—155.
- Condie K. C., Viljoen M. J., Kable E. J. D. Effects of alteration on element distributions in Archaean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 64, N 1, p. 75—89.
- Coolen J. J. M., Priem H. N. A., Verdurmen E. A. Th., Verschure R. H. Possible zircon U-Pb evidence for Pan-African granulite-facies metamorphism in the Mozambique belt of Southern Tanzania.— *Precambrian Res.*, 1982, v. 17, N 1, p. 31—40.
- Coward M. P. The junction between Pan African mobile belts in Namibia: its structural history.— *Tectonophysics*, 1981, v. 76, N 1/2, p. 59—73.
- Coward M. P., Graham R. H., James P. R., Wakefield J. A structural interpretation of the northern margin of the Limpopo orogenic belt, southern Africa.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. A273, N 1235, p. 487—491.
- Daly S., Webb A. W., Whitehead S. G. Archaean to early Proterozoic banded iron formations in the Tarcoola Region, South Australia.— *Trans. Roy. Soc. S. Austral.*, 1978, v. 102, N 5—6, p. 141—149.
- Danni J. C. M., Fuck R. A., Leonardos O. H. Archaean and Lower Proterozoic units in central Brazilia.— *Geol. Rundsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. I, S. 291—317.

- Davies R. D., Allsop H. L. Strontium isotopic evidence relating to evolution of the lower Precambrian granitic crust in Swaziland.— *Geology*, 1976, v. 4, N 9, p. 553—556.
- Davison W. L. Caribou River map-area, Manitoba.— *Geol. Surv. Can. Paper*, 1966, N 65—25. 6 p.
- Dearnley R. Orogenic fold-belts and hypothesis of earth evolution.— *Phys. Chem. Earth*, 1966, v. 7, N 1, p. 1—114.
- De Laeter J. R., Blockey J. G. Granite ages within the Archaean Pilbara Block, Western Australia.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1972, v. 19, pt 3, p. 363—370.
- Delaney G. D. The mid-Proterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon Territory.— In: *Proterozoic basins of Canada*, Ottawa, 1981, p. 1—23.
- De Lozcy L. Some problems of the tectonic framework of the Guiana Shield with special regard for the Roraima Formation.— *Geol. Rundsch.*, 1973, Bd. 62, Hf. 2, S. 318—342.
- De Montalvão R. M. G., Silva G. H., Bezerra P. E. L., Dos Santos Pimenta O. N. Coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares pré-cambrianas das folhas: SB. 20 Pirus, SC. 20 Porto Velho e SC. 21 Juruena (Plataforma amazonica).— *Rev. brasil. geociênc.*, 1979, v. 9, N 1, p. 27—32.
- Dewey J. F. Suture zone complexities: a review.— *Tectonophysics*, 1977, v. 40, N 1, p. 53—67.
- Dewey J. F., Burke K. C. A. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision.— *J. Geol.*, 1973, v. 81, N 6, p. 683—692.
- Dewey J. F., Burke K. Hot spots and continental breakup: some implications for collisional orogeny.— *Geology*, 1974, v. 2, N 1, p. 57—60.
- Dewey J. F., Windley B. F. Growth and differentiation of the continental crust.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1981, v. A301, N 1461, p. 189—206.
- Dimroth E. The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, v. 81, N 9, p. 2717—2742.
- Durney D. W. A major unconformity in the Archean, Jones Creek, Western Australia.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1972, v. 19, pt 2, p. 251—259.
- Eriksson K. A. Transitional sedimentation styles in the Moodies and Fig Tree Groups, Barberton Mountain Land, South Africa: evidence favouring an Archaean continental margins.— *Precambrian Res.*, 1980, v. 12, N 1—4, p. 141—160.
- Escher A., Jack S., Watterson J. Tectonics of the north Atlantic Proterozoic dyke swarm.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1976, v. A280, N 1298, p. 529—539.
- Field D., Raheim A. Age relationship in the Proterozoic high-grade gneiss regions of southern Norway.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 14, N 3—4, p. 261—275.
- Fife W. S. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. A273, N 1235, p. 457—461.
- Fife W. S. Archaean tectonics.— *Nature*, 1974, v. 249, N 5455, p. 338.
- Fisher O. *Physics of the Earth's crust*. London: Macmillan and Co., 1881. 299 p.
- Fitch F. J., Miller J. A. Major cycles in the history of the Earth.— *Nature*, 1965, v. 206, N 4988, p. 1023—1027.
- Fleck R. J., Greenwood W. R., Hadley D. G. e. a. Rb-Sr geochronology and plate-tectonic evolution of the southern part of the Arabian Shield.— *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1981, N 1131. 38 p.
- Frarey M. J. Willbob and Thompson Lake map-areas, Quebec and Newfoundland.— *Geol. Surv. Can. Mem.*, 1967, N 348, 73 p.
- Frarey M. J., Roscoe S. M. The Huronian Supergroup north of Lake Huron.— *Geol. Surv. Can.*, Paper 70—40, 1970, N 40, p. 143—157.
- Gaál G. Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield.— *Geol. Rund.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, S. 158—170.
- Gaudette H. E., Hurley P. M. Where were the Pan-African mountains? No evidence of 500 m. y. detrital zircons.— *Tectonophysics*, 1979, v. 54, N 3—4, p. 211—230.
- Gee R. D. Structure and tectonic style of the Western Australian Shield.— *Tectonophysics*, 1979, v. 58, N 3/4, p. 327—369.
- Geology and economic minerals of Canada*/J. Douglas, ed.— Ottawa; Dept. Energy, Mines and Res., 1970a. 838 p.
- Geology of the Amadeus Basin, central Australia*/Wells A. T., Forman G. J., Randolf L. C., Cook P. J.— *BMR Bull.*, 1970b, N 100. 229 p.
- Geology of the Katherine-Darwin Region, Northern Territory*/Walpole B. P., Crohn P. W., Dunn P. R., e. a.— *BMR Bull.*, 1968, N 82. 304 p.
- Glikson A. Y. Archaean geosynclinal sedimentation near Kalgoorlie, Western Australia.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1971, N 3, p. 443—460.
- Glikson A. Y. Earliest Precambrian ultramafic-mafic volcanic rocks: ancient oceanic crust or relic terrestrial maria?— *Geology*, 1976, v. 4, N 4, p. 201—205.
- Glikson A. Y. The missing Precambrian crust.— *Geology*, 1979, v. 7, N 9, p. 449—454.
- Gole M. J., Klein C. Banded iron-formations through much of Precambrian time.— *J. Geol.*, 1981, v. 89, N 2, p. 169—183.
- Goodwin A. M. Precambrian belts, plumes and shield development.— *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, N 9, p. 987—1028.
- Goodwin A. M., Smith J. E. M. Chemical discontinuities in Archean metavolcanic terrains and the development of Archean crust.— *Precambrian Res.*, 1980, v. 10, N3/4, p. 301—311.

- Gorbatshev R.** The Precambrian development of southern Sweden.— *Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1980, v. 102, N 2, p. 129—136.
- Gorman B. E., Pearce T. H., Birkett T. C.** On the structure of Archean Greenstone belts.— *Precambrian Res.*, 1978, v. 6, N 1, p. 23—41.
- Greenwood W. R., Hadley D. G., Anderson R. E. e. a.** Late Proterozoic cratonization in southwestern Saudi Arabia.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1976, v. A280, N 1298, p. 517—527.
- Griffin W. L., Mc Gregor V. R., Nutman A. e. a.** Early Archean granulite-facies metamorphism south of Ameralik, West Greenland.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 50, N 1, p. 59—74.
- Hall A.** Regional geochemical variations in the Caledonian and Variscan granites of Western Europe.— In: *Intern. Geol. Congr. 24 th sess. Montreal, 1972, sect. 2*, p. 171—180.
- Hall W. D. M., Goode A. D. T.** The early Proterozoic Napperu Basin and associated iron formations of Western Australia.— *Precambrian Res.*, 1978, v. 7, N 2, p. 129—184.
- Hallberg J. A., Johnston C., Bye S. M.** The Archean Marda igneous complex, Western Australia.— *Precambrian Res.*, 1976, v. 3, N 2, p. 111—136.
- Halls H. C.** The structural relationship between Archean granite-greenstone terrains and late Archean mafic dikes.— *Can. J. Earth. Sci.*, 1978, v. 15, N 10, p. 1665—1668.
- Hamilton P. J., Evensen N. M., O'Nions R. K. e. a.** Sm-Nd dating of the Talga-Talga Subgroup, Warrawoona Group, Pilbara Block, Western Australia.— 2 *Int. Arch. Symp.*, Perth, 1980. Abstract volume.— Perth, 1980, p. 11—12.
- Harpum J. R.** Granitic and metamorphic association in Tanganyika.— *Intern. Geol. Congr.*, XXI sess., 1960. Copenhagen, 1961, pt 26, p. 42—53.
- Harris L. D., Harris A. G., de Witt W., Bayer K. C.** Evaluation of Southern Eastern Overthrust Belt beneath Blue Ridge.— *Piedmont Thrust.*— *AAPG Bull.*, 1981, v. 65, N 12, p. 2497—2505.
- Haughton S. H.** Geological history of Southern Africa.— Cape Town: Cape and Transvaal Printers Ltd., 1969. 535 p.
- Hawkesworth C. J., Moorbath S., O Nions R. K., Wilson J. F.** Age relationships between greenstone belts and «granites» in the Rhodesian Archean craton.— *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 25, N 3, p. 251—261.
- Hess H. H.** History of ocean basins.— In: *Petrological studies*. N. Y.: Geol. Soc. Amer., 1962, p. 599—620.
- Hickman M. H.** 3500 Myr-old granite in southern Africa.— *Nature*, 1974, v. 251, N 5405, p. 295—296.
- Hildebrand R. S.** Early Proterozoic La Bine Group of Wopmay Orogen: Remnant of a continental volcanic arc development during oblique convergence.— In: *Proterozoic basins of Canada*. Ottawa, 1981, p. 133—156.
- Hiroi Y.** Subdivision of the Hida metamorphic complex, central Japan, and its bearing on the geology of the Far East in pre-Sea of Japan time.— *Tectonophysics*, 1981, v. 76, N 3/4, p. 317—333.
- Hoffman P.** Evolution of an early Proterozoic continental margin: the Coronation geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canada Shield.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. A/273, N 1235, p. 547—581.
- Hoffman P. F., Bell J. R., Hildebrand R. S., Thorstad L.** Geology of the Athapuscow Aulacogen, East Arm of Great Slave Lake, District of Mackenzie.— *Geol. Surv. Can. Pap.*, 1977, N 77—1A, p. 117—129.
- Horwitz R. C.** Provisional subdivisions of the Precambrian in Western Australia.— *W. A. Geol. Surv. Annual Rept.*, Ser. 1, 1967, p. 58.
- Horwitz R. C.** Large scale slumping in the Ashburton trough of Western Australia.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 14, N 3—4, p. 389—401.
- Horwitz R. C., Smith R. E.** Bridging the Yilgarn and Pilbara Blocks, Western Australia.— *Precambrian Res.*, 1978, v. 6, N 3—4, p. 293—322.
- Hunter D. R.** Crustal development in the Kaapvaal Craton. Pt I. The Archaean.— *Precambrian Res.*, 1974, v. 1, N 4, p. 259—294.
- Hunter D. R., Barker F., Millard H. T.** The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: a preliminary study.— *Precambrian Res.*, 1978, v. 7, N 2, p. 105—127.
- Hurley P. M., Pinson W. H., Nagy B., Teská T. M.** Ancient age of the Middle Marker horizon, Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 14, N 3, p. 360—366.
- Hutchison C. S.** Ophiolite in south-east Asia.— *Bull. Geol. Amer.*, 1975, v. 86, N 6, p. 797—806.
- Hyde R. S.** Sedimentary facies in the Archean Timiskaming Group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, Northeastern Ontario, Canada.— *Precambrian Res.*, 1980, v. 12, N 1—4, p. 161—195.
- Hynes A.** Stability of the oceanic tectosphere — a model for early Proterozoic intercratonic orogeny.— *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 61, N 2, p. 333—345.
- International geological map of Africa.** UNESCO, 1968.
- Irving E., Mc Glynn J. C.** Proterozoic magnetostratigraphy and the tectonic evolution of Laurentia.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1976, v. A280, N 1298, p. 433—468.
- Jackson G. D., Taylor F. C.** Correlation of major Archean rock units in the northeastern Canadian Shield.— *Can. J. Earth. Sci.*, 1972, v. 9, N 12, p. 1650—1669.

- Jahn B.-M.** Trace elements geochemistry of Archean volcanic rocks and its implication for the chemical evolution of the upper mantle.— *Bull. Soc. Geol. France*, 1977, v. 19, N 6, p. 1259—1269.
- Jahn B. M., Shin C. Y.** On the age of the Onverwacht Group Swaziland Sequence, South Africa.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, v. 38, N 5, p. 873—885.
- Kalsbeek F.** The evolution of the Precambrian Shield of Greenland.— *Geol. Rundsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, S. 38—60.
- Katz H. R., Waterhouse B. C.** Geological reconnaissance of the Scott Glacier area, south-eastern Queen Maud Range, Antarctica.— *N. Z. J. Geol. Geoph.*, 1970, v. 13, N 4, p. 1030—1037.
- Kennedy M. J.** Repetitive orogeny in the northeastern Appalachian — New plate model based upon Newfoundland examples.— *Tectonophysics*, 1975, v. 28, N 1—2, p. 39—87.
- Kennedy W. Q.** The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 m. y.) tectonic episode.— *8th Ann. Rep. Univ. Leeds. Res. Inst. Afr. Geol.* (1962—1963), 1964, N 8, p. 48—49.
- Key R. M., Litherland M., Hepworth J. V.** The evolution of the Archean crust of north-east Botswana.— *Precambrian Res.*, 1976, v. 3, N 4, p. 375—413.
- Korstgaard J. A.** Metamorphism of the Kangamiuk dykes and the metamorphic and structural evolution of the southern Nagssugtoqidian boundary in the Itivleq-Ikertöq region, West-Greenland.— *Rapp. Greenlands geol. Unders.*, 1979; v. 89, p. 63—75.
- Kröner A.** The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction.— *Precambrian Res.*, 1977, v. 4, N 2, p. 163—213.
- Kröner A.** Precambrian crustal evolution and continental drift.— *Geol. Rundsch.*, 1981, Bd. 70, Hf. 2, S. 412—428.
- Kröner A., Bignault H. J.** Towards a definition of some tectonic and igneous provinces in Western South Africa and southern South West Africa.— *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1976, v. 79, N 2, p. 232—238.
- Krupicka J.** Early Precambrian rocks of granitic composition.— *Can J. Earth. Sci.*; 1975, v. 12, N 8, p. 1307—1315.
- Kuenen Ph. H.** Turbidites in South Africa.— *Trans. Proc. Geol. Soc. S. Afr.*, 1963, v. 66, p. 191—195.
- Langford F. F., Morin J. A.** The development of the Superior Province of northwestern Ontario by merging island arcs.— *Amer. J. Sci.*, 1976, v. 276, N 9, p. 1023—1034.
- Lewry J. F., Sibbald T. J. J.** Thermotectonic evolution of the Churchill Province in northern Saskatchewan.— *Tectonophysics*, 1980, v. 68, N 1/2, p. 45—82.
- Li Pu.** Geochronological data by the K-Ar dating method.— *Sci. Sinica*, 1965, v. 14, N 11, p. 1663—1672.
- Litherland M.** Uniformitarian approach to Archean «schist relics».— *Nature. Phys. Sci.*, 1973, v. 242, N 121, p. 125—127.
- Litherland M., Bloomfield K.** The Proterozoic history of eastern Bolivia.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 15, N 2, p. 157—179.
- Lovering J. F.** Proto-crustal nuclei: Ion microprobe evidence for ca. 4000 Ma crustal material in Archaean terrains in West Greenland and Enderby Land (Antarctica)?— *2nd Intern. Archaean Symp. Abstr. vol. Perth*, 1980, p. 84.
- Lowe D. R., Knauff L. P.** Sedimentology of the Onverwacht Group (3, 4 billion years), Transvaal, South Africa, and its bearing on the characteristics and evolution of the early Earth.— *J. Geol.*, 1977, v. 85, N 6, p. 699—723.
- Ma X., Wu Zn.** Early tectonic evolution of China.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 14, N 3—4, p. 185—202.
- Mc Culloch M. T., Wasserburg G. J.** Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation.— *Science*, 1978, v. 200, N 4345, p. 1003—1011.
- Mc Geehan P. J., Mc Lean W. H.** An Archean sub-scafloor geothermal system, calc-alkali trends, and massive sulfide genesis.— *Nature*, 1980, v. 286, p. 767—771.
- Mc Glynn J. C., Henderson J. B.** Archean volcanism and sedimentation in the Slave structural province.— *Geol. Surv. Can. Pap.* 70—40, 1970, N 40, p. 31—44.
- Mac Gregor A. M.** Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia.— *Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1951, v. 54, p. 27—71.
- Mc Gregor V. R.** The early Precambrian gneisses of the Godhab district, West Greenland.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. A273, N 1235, p. 343—358.
- Mc Lennan S. M., Taylor S. R.** Geochemical constraints on the growth of the continental crust.— *J. Geol.*, 1982, v. 90, N 4, p. 347—361.
- Marmo V.** Granite petrology and the granite problem. Amsterdam: Elsevier, 1971. 244 p.
- Mason R.** The Limpopo mobile belt, southern Africa.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. A273, N 1235, p. 463—485.
- Mitchell A. H. G., Garson M. S.** Mineral deposits and global tectonic setting.— London e. a.: Academic Press, 1981. 405 p.
- Money P. L., Baer A. J., Scott B. P., Wallis R. H.** The Wollaston Lake Belt, Saskatchewan, Manitoba, Northwest Territories.— *Geol. Surv. Can. Pap.* 70—40, 1970, N 40, p. 171—197.
- Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J.** Early Archaean age for the Isua iron formation, West Greenland.— *Nature*, 1973, v. 245, N 5421, p. 138—139.

- Moorbath S., Wilson J. F., Cotterill P.** Early Archean age for the Sebakwian group at Selukwe, Rhodesia.— *Nature*, 1976, v. 264, N 5586, p. 536—538.
- Naqvi S. M.** Geochemistry of Archean metasediments: evidence for prominent anorthosite — norite — troctolite (ANT) in the Archean basaltic primordial crust.— In: *Archean geochemistry*. Amst. e. a., 1978, p. 343—360.
- Nyström J. O.** Post-Svecofennian Andinotype evolution in central Sweden.— *Geol. Rundsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. I, S. 141—157.
- Pareek H. S.** Petrochemistry and petrogenesis of the Malani igneous suite, India: summary.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1981, v. 92, pt I, N 2, p. 67—70.
- Percival J. A., Coe K.** Parallel evolution of Archean low- and high-grade terrain: a view based on relationships between the Abitibi, Wawa and Kapuskasing belts.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 14, N 3—4, p. 315—331.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R.** Sand and sandstones. Berlin etc: Springer, 1972. 618 p.
- Pichamuthu C. S.** The Precambrian of India.— In: *The Precambrian*. V. 3. N. Y. e. a., 1967, p. 3—96.
- Pidgeon R. T.** 3450-m. y.-old volcanics in the Archean layered greenstone succession of the Pilbara Block, Western Australia.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 37, N 3, p. 421—428.
- Piirainen T.** The Svecofennian orogenic cycle and related metallogenesis in Finland.— *Geol. Soc. Finland Bull.*, 1975, v. 47, pt 1—2, p. 139—153.
- Piper J. D. A.** Paleomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1976, v. A280, N 1298, p. 469—490.
- Piper J. D. A.** Proterozoic palaeomagnetic and single continent plate tectonics.— *Geophys. J. Astron. Soc.*, 1983, v. 74, N 1, p. 163—197.
- Precambrian of the southern hemisphere/D.** R. Hunter, ed.— Amsterdam e. a.: Elsevier, 1981. 882 p.
- Precambrian plate tectonics/A.** Kröner, ed. Amsterdam: Elsevier, 1981. 782 p.
- Preiss W. V., Forbes B. G.** Stratigraphy, correlation and sedimentary history of Adelaidean (late Proterozoic) basin in Australia.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 15, N 3—4, p. 255—304.
- Priem H. N. A., Boelrijk N. A., Hebeda E. H. e. a.** Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the Precambrian basement of Suriname, South America.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, v. 82, N 6, p. 1667—1680.
- Radhakrishna B. P.** The two greenstone groups in the Dharwar craton.— *Indian Mineralogist*, 1975, v. 16, N 1, p. 12—15.
- Raith M., Raase P., Hörmann P. K.** The Precambrian of Finnish Lapland: evolution and regime of metamorphism.— *Geol. Rundsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, S. 230—244.
- Rankin D. W.** The continental margin of eastern North America in the Southern Appalachians: the opening and closing of the Proto-Atlantic Ocean.— *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275A, p. 298—336.
- Ricketts B. D., Donaldson J. A.** Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay.— In: *Proterozoic Basins of Canada*. Ottawa, 1981, p. 235—254.
- Ringwood A. E.** Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution.— *J. Geol.*, 1982, v. 90, p. 611—643.
- Roddieck J. C., Compston W., Durney D. W.** The radiometric age of the Mount Keith Granodiorite, a maximum age estimate for and Archean greenstone sequence in the Yilgarn Block, Western Australia.— *Precambrian Res.*, 1976, v. 3, N 1, p. 55—78.
- Roy A. B., Paliwal B. S.** Evolution of Lower Proterozoic epicontinental deposits: stromatolite-bearing Aravalli rocks of Udaipur, Rajasthan, India.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 14, N 1, p. 49—74.
- Rutland R. W. R.** On the growth and evolution of continental crust: a comparative tectonic approach.— *J. and Proc. Roy. Soc. N. S. W.*, 1982, v. 115, N 1—2, p. 33—60.
- Saggerson E. P., Turner L. M.** A review of the distribution of metamorphism in the ancient Rhodesian craton.— *Precambrian Res.*, 1976, v. 3, N 1, p. 1—53.
- Schärer U., Allègre C. J.** Investigation of the Archean crust by single-grain dating of detrital zircon: a graywacke of the Slave Province, Canada.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, v. 19, N 10, p. 1910—1918.
- Seguin M. K.** Geological evolution of the southern extension of the Labrador trough.— *Natur. Canad.*, 1973, v. 100, N 3, p. 277—314.
- Shackleton R. M.** Possible late-Precambrian ophiolites in Africa and Brazil.— *Ann. Rept. Res. Inst. Afr. Geol. and Dep. Earth Sci. Univ. Leeds*, 1976 (1977), N 20, p. 3—7.
- Shanti M., Roobol M. J.** A late Proterozoic ophiolite complex at Jabal Ess in northern Saudi Arabia.— *Nature*, 1979, v. 279, N 5713, p. 488—491.
- Shegelski R. J.** Archean cratonization, emergence and red bed development, Lake Shebandown area, Canada.— *Precambrian Res.*, 1980, v. 12, N 1—4, p. 331—347.
- Shimron A. E.** Proterozoic island arc volcanism and sedimentation in Sinai.— *Precambrian Res.*, 1980, v. 12, N 1—4, p. 437—458.
- Simonen A.** The Precambrian in Finland.— *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1980, N 304. 58 p.
- Sims P. K., Card K. D., Lumbers S. B.** Evolution of early Proterozoic basins of the Great Lakes region.— In: *Proterozoic Basins of Canada*. Ottawa, 1981, p. 379—397.

- Sleep N. H., Windley B. F. Archean plate tectonics: constraints and inferences.— *J. Geol.*, 1982, v. 90, N 4, p. 363—379.
- Smith J. E. M., Williams J. G. Geochemical variety among Archean granitoids in North-western Ontario.— In: *Continental crust and its mineral deposits*. Ottawa, 1980, p. 181—192.
- Srinivasan R., Sreenivas B. L. Greenstone-granite pluton and gneiss-granulite belts of the type Dharwar craton, Karnataka, India.— 25 th Intern. Geol. Congr. Abstr., 1976, v. 1, p. 19.
- Stewart J. H. Late Precambrian evolution of North America: a plate tectonics implication.— *Geology*, 1976, v. 4, N 1, p. 11—15.
- Stowe C. W. Summary of the tectonic development of the Rhodesian Archean craton.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publs.*, 1971, N 3, p. 377—383.
- Stowe C. W. Alpine-type structures in the Rhodesian basement complex at Selukwe.— *J. Geol. Soc. London*, 1974, v. 130, pt 2, p. 411—435.
- Sutton J. Long-term cycles in the evolution of the continents.— *Nature*, 1963, v. 198, N 4882, p. 731—735.
- Tarney J., Windley B. F. Marginal basins through geological time.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1981, v. 301, N 1461, p. 217—231.
- Tectonic map of Canada. Scale 1 : 5 000 000.— *Geol. Surv. Canad.*, 1969.
- Tessensohn F. Significance of late Precambrian turbidite sequences bordering the East Antarctic Shield.— *Geol. Rundsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, S. 361—399.
- The origin and evolution of the Earth's continental crust/S. Moorbath and B. Windley, eds.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1981, v. A301, N 1461, p. 185—487.
- Thomson B. P. The lower boundary of the Adelaide System and other basement relationships in South Australia.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1966, v. 13, pt 1, p. 203—228.
- Tuominen H., Aarnisalo J., Söderholm B. Tectonic patterns in the central Baltic Shield.— *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1973, v. 45, N 2, p. 205—217.
- Van Schmus W. R. Early and Middle Proterozoic history of the Great Lake area, North America.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1976, v. A280, N 1298, p. 605—628.
- Venkataramana P. Chemical remnants of the Archean protocrust in the Sargur schist belt of Karnataka craton, India.— *Precambrian Res.*, 1982, v. 19, N 1, p. 51—74.
- Viljoen R. P., Viljoen M. J. The geology and geochemistry of the Lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks.— *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 1969, N 2, p. 55—86.
- Viljoen R. P., Viljoen M. J. The geological and geochemical evolution of the Onverwacht volcanic group of the Barberton Mountain Land, South Africa.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publs.*, 1971, N 3, p. 133—149.
- Viswanatha M. N., Ramakrishnan M., Swami Nath J. Angular unconformity between Sargur and Dharwar supracrustals in Sigegudda, Karnataka Craton, south India.— *J. Geol. Soc. India*, 1982, v. 23, N 2, p. 85—89.
- Wallace H. Keweenaw geology of the Lake Superior Basin.— In: *Proterozoic basin of Canada*. Ottawa, 1981, p. 399—417.
- Walser G., Einarsson O. The geological context of molybdenum occurrences in the Southern Norrbotten region, Northern Sweden.— *Geol. Rundsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. I, S. 213—229.
- Wardle R. J., Bailey D. C. Early Proterozoic sequences of Canada. Ottawa, 1981, p. 331—359.
- Watson J. The origin of the Kapuskasing structural zone, Ontario, Canada.— *Canad. J. Earth. Sci.*, 1980, v. 17, N 7, p. 866—875.
- Wegener A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig: Vieweg und Sohn, 1922. 141 S.
- Welin E., Gorbatshev R. Rb-Sr age granitoid gneisses in the «Pregothian» area of south-western Sweden.— *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 1976, v. 98, N 4, p. 378—381.
- Wells P. R. A. Late Archean metamorphism in the Bukse-fjorden region, Southwest Greenland.— *Contr. Miner. Petr.*, 1976, v. 56, p. 229—242.
- Williams D. A. C., Furnell R. G. Reassessment of part of the Barberton type area, South Africa.— *Precambrian Res.*, 1979, v. 9, N 3—4, p. 325—347.
- Wilson J. T. The origin of continents and Precambrian history.— *Roy. Soc. Canada Trans.*, 1949, v. 43, ser. 3, sec. 4, p. 157—185.
- Wilson J. T. Did the Atlantic close and then re-open?— *Nature*, 1966, v. 211, N 5050, p. 676—681.
- Wilson J. F. The Rhodesian Archean craton — an essay in cratonic evolution.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. A273, N 1235, p. 389—411.
- Wilson M. R. Magma types and the tectonic evolution of the Swedish Proterozoic.— *Geol. Rundsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, S. 120—129.
- Windley B. F. Crustal development in the Precambrian.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London.*, 1973, v. A273, N 1235, p. 321—341.
- Windley B. F. Phanerozoic granulites.— *J. Geol. Soc.*, 1981, v. 138, N 6, p. 745—751.
- Windley B. F., Bridgwater D. The evolution of Archean low and high-grade terrains.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1971, N 3, p. 33—46.
- Winkler H. C. F. Petrogenesis of metamorphic rocks. N. Y. e. a.: Springer, 1974. 320 p.
- Wynne-Edwards H. R. Tectonic overprinting in the Grenville Province, Southwestern Quebec.— *Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper*, 1967, N 5, p. 163—182.
- Wynne-Edwards H. R. Proterozoic ensialic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics.— *Amer. J. Sci.*, 1976, v. 276, N 8, p. 927—953.
- Youid G. M. Upper Proterozoic supracrustal rocks of North America; a brief review.— *Precambrian Res.*, 1981, v. 15, N 3—4, p. 305—330.

ОГЛАВЛЕНИЕ

□

Предисловие	3
I. ВВЕДЕНИЕ	5
Проблемы тектоники докембрия (краткий обзор)	5
Методика исследований	12
II. ТИПЫ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ДОКЕМБРИЯ	16
Зеленокаменные области	16
Серые гнейсы	17
Зеленокаменные пояса	21
О взаимоотношениях серых гнейсов и зеленокаменных поясов	33
Складчатые области тимитонского типа	35
Бассейны	37
Бассейны трансваальского типа	37
Бассейны ятуллийского типа	41
Другие бассейны	44
Граничные троговые пояса	50
Складчатые области свекофенского типа	55
Вулканические пояса ахитканского типа	60
Интракратонные складчатые зоны	69
О перикратонных зонах	77
Интеркратонные складчатые пояса	79
Зоны диахизиса	87
О гранулитовых (чарнокитовых) поясах	99
Стабильные области	104
Платформы	105
Кратоны	106
Щитовые массивы	107
Литоплиты	108
III. СТРУКТУРА ДОКЕМБРИЯ КОНТИНЕНТОВ	108
Верхний рифей — венд (1050—570 млн. лет)	109
Нижний и средний рифей (1650—1050 млн. лет)	114
Верхняя часть нижнего протерозоя (1900—1650 млн. лет)	119
Средняя часть нижнего протерозоя (2300—1900 млн. лет)	123
Нижняя часть нижнего протерозоя (2600—2300 млн. лет)	130
Верхний архей (3300—2600 млн. лет)	132
Нижний архей (древнее 3300 млн. лет)	138
Некоторые общие вопросы структуры докембрия	140
IV. ОЧЕРК ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУРЫ СТРАТИСФЕРЫ В ДОКЕМБРИИ	145
Протогей	146
Дейтерогей	149
Неогей	156
Периодизация тектонической истории Земли и общие вопросы эволюции структуры стратисферы	160
Заключение	173
Литература	175

Чермен Бейбулатович БОРУКАЕВ

СТРУКТУРА ДОКЕМБРИЯ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства З. Д. РОСКИНА
Художественный редактор М. Ф. ГЛАЗЫРИНА
Художник Н. А. ПИСКУН
Технический редактор А. В. СУРГАНОВА
Корректоры С. В. БЛИНОВА, В. А. БИРЮКОВА

ИБ № 23682

Слано в набор 23.05.84. Подписано к печати 20.12.84. МН-01064. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,8. Усл. кр.-отт. 16,8. Уч.-изд. л. 19,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 221. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение.
630099. Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука».
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**
готовит к выпуску в 1985 г. книгу:

Вотах О. А. Введение в геотектонику. — 20 л.

В книге анализируются современные знания о фундаментальных объектах геотектоники — науки о структуре и истории развития Земли в целом и всех ее составных частей, называемых структурными элементами. Данные о структуре и составе этих объектов представлены в систематизированном на основе единой ранговой шкалы виде. Они иллюстрированы конкретными примерами, которые наглядно показывают, что из чего в земной коре и в Земле состоит, последовательно раскрывают ее строение от самых мелких деталей до глобальных частей планеты включительно. Их внутренняя структура представляется в четырех различных видах трехмерного пространства, по которым различаются минеральная, формационная, геоструктурная и глобальная группы структурных элементов Земли. Большое внимание уделяется истории обособления рассматриваемых структурных единиц, истории самой геотектоники, современному состоянию ее методологии.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков и геохимиков широкого профиля, на студентов геолого-геофизического и географического факультетов университетов и специализированных вузов, а также на других лиц, интересующихся строением Земли и методологическими вопросами естествознания.

Заказы просим направлять по адресу:
630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22,
магазин «Наука».