

Ч.Б. БОРУКАЕВ

**ТЕКТОНИКА
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
В АРХЕЕ**

Новосибирск 1996

Труды, вып. 825

Ч. Б. БОРУКАЕВ

**ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
В АРХЕЕ**

Борукаев Ч. Б. Тектоника литосферных плит в архее / РАН. Сиб. отд-ние. Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. — Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996 (Тр. / ОИГГМ СО РАН; Вып. 825). — 59 с.

В работе рассмотрены проблемы архейской тектоники. Новейшие данные по структуре гранит-зеленокаменных областей архея указывают на широкое распространение в этом этапе аккреционных комплексов, весьма близких по главным структурно-вещественным характеристикам складчато-покровным поясам рифея—фанерозоя. Это приводит к заключению, что механизмы тектоники литосферных плит действовали на протяжении всей обозримой геологической истории Земли.

Рассмотрены некоторые модели строения и развития планеты на ранних стадиях — проблемы состава и строения первичной земной коры, генезиса кор океанского и континентального типа и т. п. Показано, что главный объём континентальной коры возник в допозднеархейское время, возможно, даже в доархее—хадии. Высказаны предположения о соотношениях плейт- и плюм-тектоники в архее.

Для специалистов в областях тектоники и геологии докембрия, магистрантов и аспирантов по специальности “геотектоника”.

Ответственный редактор
академик Н. Л. Добрецов

Рецензенты
А. Д. Ножкин, А. П. Смелов

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Когда в истории Земли начали действовать механизмы тектоники литосферных плит? Эта проблема стала обсуждаться вскоре после появления концепции плейт-тектоники и оживлённо дискутируется в течение четверти века. Уже в начале 70-х годов некоторые исследователи склонялись к мнению о формировании складчатых поясов и областей любого возраста вследствие процессов тектоники плит [Dewey, Horsfield, 1970; Talbot, 1973; и др.].

Вместе с тем, более распространёнными были и остаются иные взгляды и точки зрения. Высказывались, в частности, предположения, что тектоника плит свойственна только мезозою—кайнозойю, поскольку наиболее древняя океанская кора датируется концом средней юры [Lancelot et al., 1990]. Высказывалось также мнение, что “в венде завершился переходный этап к тектонике литосферных плит, которая становится отныне доминирующей формой тектогенеза” [Хаин, Божко, 1988, с. 327]. Многие геологи связывали первые проявления плейт-тектоники с наиболее древними офиолитовыми ассоциациями и высокобарическими метаморфическими породами. При этом выделяют так называемую платформенно-геосинклинальную стадию развития планеты, охватывающую рифей—фанерозой (иногда её подразделяли более подробно). Поскольку в настоящее время наиболее древними достоверными офиолитами считаются породы с возрастом 1,96 млрд лет [Kontinen, 1989], то нижнюю границу этой стадии надо опустить в ранний протерозой. Правда, некоторые авторы считают, что “в настоящее время отсутствуют очевидные геологические данные, которые могли бы свидетельствовать о наличии плейт-тектоники в архее и палеопротерозое” [Шарков и др., 1996, с. 106]. В новейшем учебнике по геотектонике время, когда “начинает утверждаться тектоника плит”, связывается с концом архея — началом протерозоя [Хаин, Ломизе, 1995, с. 438].

Ранее автор пришел к выводу, что “проявления тектоники литосферных плит надежно фиксируются по меньшей мере на протяжении 3 млрд лет” [Борукаев, 1984, с. 10]. В истории Земли выделены три эпохи, названные вслед за Г. Штилле [1964] эпохами α -регенераций (поздний архей, ранний палеозой, мезозой—кайнозой), которые характеризуются дисперсным размещением сиалических масс на поверхности планеты. В эти эпохи плитотектонические процессы проявились в наиболее яркой форме, хорошо известной нам по наблюдениям за современной структурой и её изменениями, в дисперсном расположении континентов на поверхности Земли.

В общетеоретическом плане в пользу действия тектоники литосферных плит в архее, вероятно, первыми в нашей стране высказались

А. Л. Яншин и А. С. Мониин [1983]. Рубеж 2,9—3 млрд лет назад принимается ныне за начало действия тектоники плит многими зарубежными исследователями [Hickman, 1992; и др.]. В. Е. Хаин [1994а, с. 34] пишет, что “развитие литосферы по плитно-тектоническому пути пошло начиная с позднего архея, т. е. примерно с 3 млрд лет назад”, уточняя, что “не позднее 3,5—3 млрд лет назад”, а “до 3,5 млрд лет Земля переживала доплитно-тектонический этап развития”.

Полученный в последнее десятилетие материал, особенно в областях изотопной геохронологии и планетологии, подтверждая сделанные ранее выводы, позволяет их уточнить и расширить. Это касается в особенности древнейших структурно-вещественных комплексов.

О современной трактовке плейт-тектоники

За истекшее время некоторые изменения претерпела и сама концепция тектоники плит. Современное её состояние недавно рассмотрено В. Е. Хаиным [1994б]. Проведя анализ концепции по девяти характеристикам, он показал эволюцию взглядов на неё. Между тем, никто ещё не определил критериев, по которым следовало бы отличать *настоящую* тектонику плит от *ненастоящей, эмбриональной* [Хаин, 1993а] и т. п. Поэтому можно считать незыблемыми три главных постулата плейт-тектоники, сформулированные её классиками [Ле Пишон и др., 1977] (реологическая расслоенность мантии, высвобождение тектонической энергии преимущественно в узких межплитных зонах, подчинение движений плит теореме Эйлера). Наиболее существенное следствие принятия этих постулатов — признание явного примата крупномасштабных структурообразующих горизонтальных (латеральных) движений над вертикальными (радиальными).

При зарождении плейт-тектоники её синонимами считали *новую глобальную тектонику, неомобилизм* и т. п., возводя концепцию в ранг геодинамической теории. Сегодня состояние наших знаний существенно изменилось. Внимание исследователей, решающих проблемы геодинамики, всё более переключается на глубинные сферы Земли. Как самостоятельное, специальное направление выделяется *глубинная геодинамика Земли* [Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993; Добрецов, Кирдяшкин, 1993, 1994; Хаин, 1993а], или *плюм-тектоника* [Hill et al., 1992; Maruyama, 1994]. В сферу её внимания включаются проблемы конвекции, генезиса мантийных струй, природы неоднородностей мантии и др. На долю тектоники литосферных плит “приходятся” верхние сферы планеты. Сами плиты имеют мощность от 10 до 200—250 км и подстилаются астеносферой, которая простирается до глубин около 420 км или около 650—670 км (т. е. до кровли нижней мантии). В настоящей работе вопросы глубинной геодинамики затрагиваются лишь в мере, необходимой для решения заглавной проблемы.

Проблема тектоники литосферных плит в архее многогранна. В данной работе нет возможности даже коснуться всех её сторон. В основном мы сосредоточимся на структурном аспекте — анализе общих структурных рисунков областей распространения архейской коры и ограничимся лишь некоторыми примерами, представляющимися нам наиболее показательными. Весьма важны, конечно, петрологические и геохимические аспекты, которые

будут рассмотрены в реферативном плане. Мы рассмотрим также некоторые наиболее популярные модели строения и развития Земли на ранних стадиях её существования и дадим их оценку в плане соответствия новейшим данным.

О расчленении архея

Оговорим принимаемый в работе объём архея. Верхняя его граница в соответствии с международной и российской шкалами принимается на рубеже 2,5 млрд лет назад. В 1972 г. П. Клауд [Cloud, 1972] предложил выделить из архейской эры интервал развития Земли, заключённый между временем её образования и границей на уровне 3,8 млрд лет, назвав его хадием*. Этот вариант получает всё более широкое признание, ибо, как известно, горные породы древнее 3,9—3,8 млрд лет на Земле ещё не обнаружены (бóльшие значения изотопного возраста получены лишь для зёрен обломочного циркона и ксенолитов эклогитов, см. далее). Ранее примерно в объёме хадия выделялся иногда катархей.

К верхнему архею в стратиграфической шкале СССР 1978 г. относились толщи с возрастом между верхним рубежом зона и 3 млрд лет. При этом принималось двучленное деление архея [Докембрийская геология., 1988]. Ныне, в шкале 1990 г. это деление сохранено, однако граница сдвинута на рубеж 3,15 млрд лет [Семихатов, 1993]. Основанием послужила датировка магматических цирконов конкской серии Украинского щита, равная приведённому значению [Семихатов и др., 1991]. Указывается, что кластогенные цирконы в этой серии имеют возраст 3,2 млрд лет. Правда, ранее те же магматические цирконы столь же надёжно датировались цифрой 3,25 млрд лет [Щербак, Бибилова, 1984]. Если учесть эти данные, то принятая граница разделит конкскую серию пополам. Ю. А. Балашов [1995] считает, что на Балтийском щите после водлозёрского тектономагматического цикла наступает эпоха относительного покоя (продолжительностью в 60 млн лет) до 3,15 млрд лет назад, когда начинается новый (семченский) цикл (правда, другие исследователи [Чекулаев, Лобач-Жученко, 1995] датируют тоналит-трондьемит-гранодиориты, гнейсы и амфиболиты Водлозёрского блока, а также отдельных участков Центральной Карелии и Финляндии интервалом 3,1—3,2 млрд лет). Такой же цифрой определён Pb-Pb методом возраст протолита двупироксеновых кристаллических сланцев Курультинского блока Алданского щита [Левченков и др., 1987]. А. Н. Казаков [1995] пишет, что цифра 3,15 млрд лет отражает начало терригенного накопления молассовой группы Модис в зеленокаменном поясе Барбертон Южной Африки. Вряд ли приведённых весьма разнородных и противоречиво трактуемых фактов (к которым можно добавить гранитоидный магматизм Лабрадора 3,12 млрд лет назад [Глебовицкий, 1996; и др.]) было достаточно для маркировки границы двух крупнейших эонов, даже если придерживаться историко-геологического способа построения шкал, поскольку

* Термин происходит от греческого Haides — бог подземного мира и царства мертвых, который после Гомера отождествлялся с Плутоном.

граница эта практически не прослеживается за пределами Евразии. К тому же появление новых данных быстро меняет датировки *стратотипов*, и интервал накопления группы Модис ныне определяется уже в 3,25—3,10 млрд лет [Lowe, 1994]. Это служит дополнительным аргументом в пользу необходимости построения условной шкалы докембрия договорным способом [Борукаев, 1972]. Кстати, именно таким способом построена шкала, предложенная Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия [Семихатов, 1993].

С учётом сказанного граница 3,15 млрд лет, на наш взгляд, не имеет преимуществ перед более значимой и устойчивой, как мы увидим далее, границей 3 млрд лет, в пользу сохранения которой высказываются и другие исследователи [Глебовицкий, 1996]. Интервал 3,8—3,0 млрд лет иногда подразделяют на ранний и средний архей, проводя важную границу между 3,5 и 3,3 млрд лет. Международная подкомиссия по стратиграфии докембрия рекомендовала четырёхчленное деление архея [Семихатов, 1992] с выделением эо-, палео-, мезо- и неоархея с границами между ними на рубежах 3,6, 3,2 и 2,8 млрд лет назад.

Вопросы расчленения и корреляции архейских толщ разработаны ещё недостаточно. Ясно, что двучленное деление допротерозойского этапа развития Земли (или даже отказ от такого деления) уже не может адекватно отражать накопленный фактический материал и очень его огрубляет. Не претендуя на решение проблемы, примем условно трёхчленное деление архея (исключив из него хадий). Нижнюю границу позднего архея определим на рубеже 3 млрд лет, нижнюю границу архея — около 3,8—3,9 млрд лет назад. Нижний и средний архей в настоящей работе будем рассматривать совместно, без попытки уточнения границы между ними.

Геоструктурные области и структурные элементы

Области выходов архейских структурно-вещественных комплексов на поверхность обычно подразделяют на *гранит-зеленокаменные области* и *гранулитовые пояса* (пояса глубокометаморфизованных гнейсов, гранулитогнейсовые пояса и т. п.). Вместе их объединяют в *архейские кратоны*, которые противопоставляются нижнепротерозойским *подвижным* и рифей-фанерозойским *складчатым* (покровно-складчатым) поясам. Между тем, гранулитогнейсовые пояса зачастую включают в себя помимо архейских и более молодые протерозойские образования. Представления об исключительно раннеархейском (или катархейском, или архейском) возрасте гранулитового метаморфизма [Салоп, 1973] не выдержали проверки временем, хотя некоторые исследователи [Резанов, 1995; Резанов, Руденко, 1995; и др.] придерживаются этих взглядов и ныне.

Появились убедительные доказательства постепенных переходов от гранулитовой фации к более низким ступеням, наложении её на гранит-зеленокаменные области и, следовательно, условности границ названных геоструктурных областей. Многие исследователи ныне рассматривают гранулитогнейсовые пояса как *эродированные корни гранит-зеленокаменных областей*. В монографии [Борукаев, 1985] было показано, что эти пояса сложены полихронными образованиями. Гранулитовый метаморфизм прояв-

лялся на протяжении целой серии эпох, многие из которых имеют протерозойский возраст.

Не вполне удовлетворительно определяется и главный структурный элемент архейских ансамблей — *зеленокаменный пояс*. Ранее в качестве такового рассматривалась сравнительно крупная площадь, сложенная преимущественно слабометаморфизованными супракрустальными толщами. Ныне на таких площадях выделяют уже десятки зеленокаменных поясов [Card, 1990; и др.], к которым относят фактически каждый изолированный выход супракрустальных пород (“зеленокаменные острова в море гранита”, по образному выражению австралийских геологов). В этих малых по размеру поясах обнажены, как правило, лишь небольшие фрагменты разреза супракрустальных толщ. Корреляция разрезов, даже между близлежащими поясами, часто затруднена, если вообще возможна.

В новой трактовке в контуры пояса фактически не включаются крупные по размерам массивы тоналит-трондьемитовых гнейсов, теснейшим образом связанных с развитием поясов, но с трудом отличимых от более древних, сходных с ними по составу и структуре магматических комплексов. Лишь детальные и прецизионные изотопно-радиометрические исследования позволяют иногда разделить такие комплексы [Kröner et al., 1991; и др.].

Класс зеленокаменных поясов охватывает очень широкий спектр структур. Предпринимались попытки их типизации. Наиболее распространено подразделение архейских поясов на *молодые* (моложе 3 млрд лет) и *древние* [Horwitz, 1967; и др.]. Отмечались некоторые вещественные различия соответствующих структурно-вещественных комплексов. Предполагалось, в частности, что в древних поясах более развита ультрамафит-мафитовая часть, меньше андезитов и невелико количество пирокластических разностей (рис. 1). Однако исключения из этого правила весьма часты. В некоторых поясах (например, в провинции Слейв Канадского щита, ряде *молодых* поясов Индии) толща почти нацело сложена осадочными породами (рис. 2). Кроме того, выявляется некая промежуточная по возрастным характеристикам группа, которую можно было бы условно отнести к среднему архею.

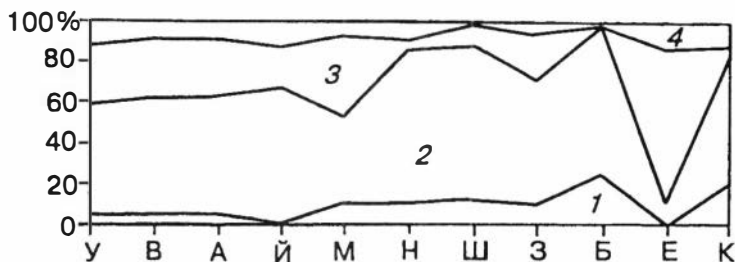


Рис. 1. Соотношения типов вулканитов в зеленокаменных комплексах архейских платформ древних платформ (по материалам [Anhaeusser, 1976; Конди, 1983; и др.]):

1 — ультрамафиты, 2 — мафиты, 3 — андезиты, 4 — фельзиты. Районы: У — Берч-Учи, В — Вабигун, А — Абитибиди, Й — Йилгарн, М — Канадский щит (в среднем), Н — Ньянда, Ш — Шабани, З — Зимбабве (в среднем), Б — Барбертон, Е — Западная Кения, К — Калгурли.

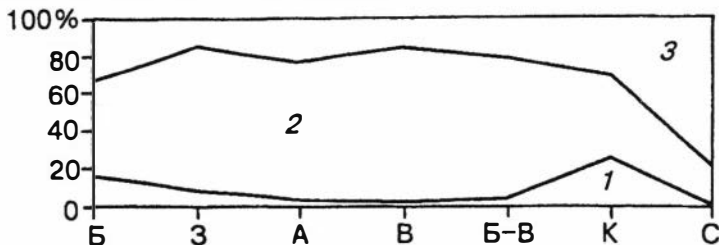


Рис. 2. Соотношения компонентов зеленокаменных комплексов архея щитов древних платформ (по материалам [Anhaeusser, 1976; Конди, 1983; и др.]). Толщи: 1 — ультрамафитово-мафитовая, 2 — мафитово-фельзитовая, 3 — осадочная. Районы: Б — Барбертон, З — Зимбабве, А — Абитиби, В — Вабигун, Б-В — среднее по Б, З, А и В, К — Калгурли, С — Слейв.

Не полностью подтвердилось также предположение о существенной разнице в продолжительности формирования древних и молодых поясов. Считалось, что древние пояса проходят цикл развития в течение 500 млн лет, а молодые — 50 млн лет, т. е. в интервал, на порядок меньший [Condie, 1992]. Новые данные склоняют ряд исследователей к тому, что цикл развития любого пояса охватывал 200 — 300 млн лет [Щербак, Бибилова, 1984] или даже 50—100 млн лет. Н. Л. Добрецов (устное сообщение) справедливо считает, что период формирования отдельного пояса мог составлять не более 20—50 млн лет, а большие цифры получаются за счёт суммирования, обобщения данных по нескольким поясам, тектонически объединённым в современной структуре.

До сих пор не разработано удовлетворительной типизации зеленокаменных поясов или комплексов по структурным и вещественным признакам, хотя они изучены довольно хорошо. По-видимому, в этом кроется некая объективная причина, которую мы попробуем обнаружить и показать в последующем изложении, построив его в хронологическом порядке — от верхнего к нижнему-среднему архею.

СТРУКТУРА ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Верхний архей

Зеленокаменные пояса верхнего архея распространены на древних платформах чрезвычайно широко. Зеленокаменные комплексы слагают от 10—20 до 50—60 % площади щитов и их отдельных частей (рис. 3). Отмечают, что гранит-зеленокаменные области, представляющие собой “главный элемент строения архейских кратонов... образованы преимущественно гнейсогранитами тоналитового ряда с неправильной сетью зеленокаменных поясов, напоминающей структуру рассеянного спрединга” [Шарков и др., 1996, с. 106]. При характеристике общих структурных рисунков щитов обычно подчёркивают дугообразную форму поясов и куполовидную — разделяющих их плутонов [Macgregor, 1951; Wilson, 1973; Павловский, 1975; Моралёв, 1986; и др.].

Такое сочетание куполов и дуг действительно характерно для значительной части площади щитов, и иногда выделяется даже как особый тип глубинной складчатости, или глубинной тектоники [Кропоткин и др., 1971]. Полагают, что формы этого типа присущи лишь фундаментам древних платформ и резко отличны от структур молодых линейных складчатых зон. Однако в подавляющем большинстве случаев устанавливается, что подобный рисунок не является изначально заложенным, как принималось, например, Е. В. Павловским [1975], и с небольшими уточнениями принимается некоторыми исследователями и сейчас [Choukroune, Bouhallier, 1992], а возник вследствие наложения процесса куполообразования на первоначально линейную структуру [Bickle et al., 1986; и др.].

Наряду с такими районами беспорядочного или слабо упорядоченного расположения зеленокаменных поясов выделены участки другого типа [Борукаев, 1979, 1985]. В них пояса имеют выдержанное линейное простираение.

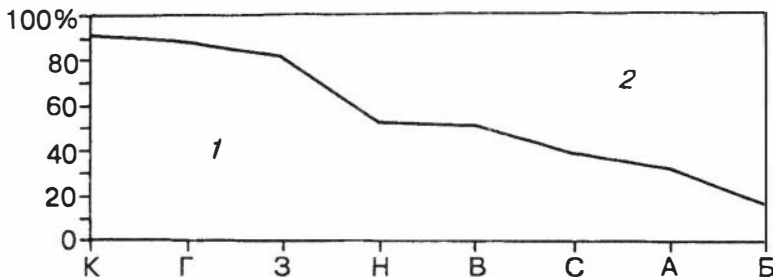


Рис. 3. Соотношения площадей выходов на поверхность вещественных комплексов архея на щитах древних платформ (по материалам [Anhaeusser, 1976; Bridgwater et al., 1973; Конди, 1983; и др.]):

Образования: 1 — инфраструктуры, 2 — супраструктуры (включая зеленокаменные комплексы). Районы: К — Каапвааль, Г — Южная Гренландия, З — Зимбабве, Н — Калгурли, В — Вабигун, С — Слейв, А — Абитиби, Б — Барбертон.

Эти области, названные незамысловато *областями сгущения зеленокаменных поясов*, в большей мере сохранили черты первичной структуры, испытав меньшее влияние наложенных процессов. Предполагалось, что именно они могут представлять собой деструктивные окраины позднеархейских плит. Рассмотрим некоторые черты структуры этих областей.

Провинция Сьюпириор Канадского щита

Это крупнейшая (более 1,5 млн км²) площадь выходов на поверхность архейских образований. На её территории выделяются десятки зеленокаменных поясов, объединяемых в субпровинции (рис. 4). Вулканогенно-осадочные толщи верхнего архея давно сопоставлялись с комплексами островных дуг (например [Goodwin, 1968]). В рамках геосинклинальной парадигмы они обычно рассматривались как орогенные.

Одну из первых плитотектонических моделей структуры и эволюции провинции разработали Ф. Лангфорд и Дж. Морин [Langford, Morin, 1976]. Они предположили, что субпровинции Учи, Вабигун (Киватин) и Вава (Абитибин) возникли как островные дуги (вероятно, на океанском дне). В результате субдукции дуги продвигались к северу и последовательно причленялись к кратону (хинтерланду) Беренс-Ривер — Годс-Лейк. Между дугами располагались осадочные бассейны, ныне преобразованные в аккреционные призмы субпровинций Куэтико и Инглиш-Ривер. Зоны субдукции были наклонены к северу. Используя ограниченные в то время геохронологические данные, авторы показали, что развитие поясов охватило сравнительно небольшой интервал (2,8—2,6 млрд лет), причем с севера к югу пояса омолаживались, увеличивалась степень метаморфизма.

На примере субпровинции Вабигун была показана полярность дуг. Во фронтальной (южной) части субпровинции по сравнению с тыловой (северной) возрастает содержание в толще вулканитов (соответственно 73 и 41 %), помимо известково-щелочных вулканитов появляются толеитовые базальты, уменьшаются содержания в базитах K₂O (0,44 и 1,01 %), а также Ba, Zr, Sr.

Авторы провели сравнение структуры провинции Сьюпириор с таковой Северо-Американских Кордильер. По общему структурному рисунку, размерам и особенностям тектонических единиц, закономерностям развития обе области очень сходны, откуда последовал вывод и о сходстве процессов их формирования. Кратон Сьюпириор возник вследствие последовательного причленения к хинтерланду Беренс-Ривер — Годс-Лейк островных дуг в течение эпохи кенорской орогении. В эту эпоху земная кора достигла мощности в 40—60 км и впоследствии не утолщалась.

Очень детальное описание провинции Сьюпириор и трактовка её структуры как результата архейской аккреции даны К. Кардом [Card, 1990]. Разработанная им модель принципиально мало отличается от рассмотренной, хотя для её обоснования привлечены новейшие материалы. В качестве форланда автор принимает блок Миннесота-Ривер-Вэлли, отделенный от провинции Сьюпириор *Тектонической зоной Великих Озёр* — крупным коровым надвигом, наклонённым к северу под углом около 30° и

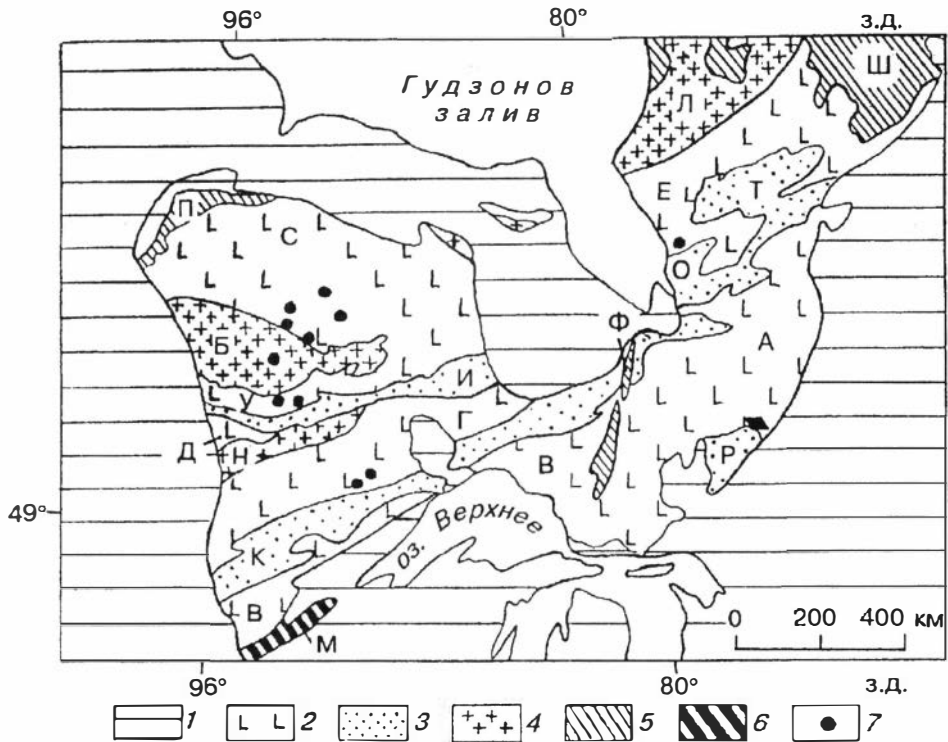


Рис. 4. Схема структуры провинции Сьюпириор Канадского щита (по [Card, 1990; Thurston, Chivers, 1990]):

1 — протерозойские и более молодые образования; 2—6 — архейские образования: 2 — вулканоплутонические (островные дуги), 3 — метаосадочные (аккреционные призмы), 4 — плутонические (частью микроконтиненты), 5 — глубокометаморфизованные (гнейсы, чарнокитовые плутоны), 6 — комплексы древнее 3,3—3,4 млрд лет; 7 — участки, на которых описаны толщи платформенного типа. **Субпровинции и тектонические зоны:** Форланд: М — Миннесота-Ривер-Вэлли; островные дуги: А — Абитиби, В — Вава, Г — Вабигун, Д — Берд-Ривер, У — Учи, С — Сачиго, Е — Ла-Гранд-Ривер; аккреционные призмы: К — Куэтико, И — Инглиш-Ривер, Р — Понтиак, О — Немиско-Ривер, Т — Опинака; плутонические домены (частью микроконтиненты): Н — Виннипег, Б — Беренс-Ривер, Л — Бьенвиль; глубокометаморфизованные комплексы: П — Пиквитони, Ш — Ашуанипи, Ф — Капуска-синг. Ромбом обозначено местоположение блока Малартик (см. рис. 5).

имеющим значительную сдвиговую составляющую. Блок сложен гнейсами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Их возраст превышает 3,3 млрд лет [Goldich, Wooden, 1980]. Субпровинции Абитиби—Вава, Вабигун, Берд-Ривер, Учи—Сачиго и продолжение последней на восток Ла-Гранд-Ривер рассматриваются как позднеархейские островные дуги.

В составе зеленокаменных комплексов различают 2—3 или даже более вулканогенно-осадочных цикла. На долю коматиит-толеитовой части разреза приходится 60—70 %, известково-щелочных вулканитов — до 30 % и осадочных пород около 10 %. Полагают, что эти толщи сформировались в раз-

ных физико-географических обстановках. Коматиитовые и толеитовые потоки суммарной мощностью до 5—7 км возникли, видимо, в условиях подводных равнин (мафических плато). Вулканиды известково-щелочного тренда (от подводных до субаэральных) связывают с вулканами центрального типа островных дуг. Мощные осадочные толщи (от субаэральных до подводных) типа серии Тимискаминг относят к бассейнам рифтового типа или *pull-apart*. Возможно, эти обстановки возникали при разных геодинамических режимах, а ныне отвечающие им толщи тектонически совмещены в единых комплексах. Нельзя исключить, однако, что толщи отвечают разным стадиям эволюции островных дуг.

Зеленокаменные комплексы прорваны 2—3 генерациями плутонов тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава и метаморфизованы в условиях преимущественно прениит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций. Отдельные фрагменты дуг Учи—Сачиго и Вабигун, сложенные более сильно метаморфизованными и, вероятно, более древними комплексами, рассматриваются в качестве микроконтинентов. Микроконтинент Виннипег представлен в основном плутоническими породами, занимающими около 95 % площади с включениями метабазальтов и метаосадочных пород, возраст которых достигает 3,17 млрд лет.

Наряду с островными дугами выделены аккреционные призмы (Инглиш-Ривер, Понтиак, Куэтико). Они сложены преимущественно осадочными породами, среди которых преобладают вакки, обычно турбидитовые, но встречаются конгломераты, а также в небольшом количестве кислые вулканиды.

Предполагается, что дуги представляют собой сложные образования, разделявшиеся междуговыми бассейнами (ныне представленными аккреционными призмами). *Амальгамация* (объединение, смешение, слияние) дуг происходила в интервале около 3,0—2,8 млрд лет назад. Об этом говорит наличие зрелых осадочных толщ платформенного типа, которые могут рассматриваться как *неоавтохтон* (в определении А. Л. Книппера [1975]) соответствующего возраста. Продолжение субдукции привело к последовательной аккреции тектонических единиц, границы которых в современной структуре выражены сутурами.

Используя многочисленные определения изотопного возраста, К. Кард подтвердил некоторое омоложение структур провинции с севера на юг. Сходные процессы (вулканизм, метаморфизм, деформации) в южной части, как правило, на 20—30 млн лет моложе, чем в северной. В частности, период заключительной деформации (коллизии), гранитообразования и метаморфизма (кенорская орогения) на севере охватывает интервал 2,72—2,69, а на юге — 2,7—2,65 млрд лет назад.

Обе рассмотренные модели основаны на предположении об отсутствии широкого распространения древней (древнее 3 млрд лет) коры континентального типа. Иная модель разрабатывается П. Тёрстоном с соавторами [Thurston, Stott, 1989; Thurston, Chivers, 1990]. Он обнаружил, что известные ранее толщи платформенного типа (кварц-аренитового и карбонатного составов) распространены много шире, чем предполагалось, и часто с несогласием перекрываются мафитово-фельзитовыми толщами типичных зеленокаменных поясов. Толщи платформенного типа отнесены к мелководным образованиям шельфа пассивной континентальной окраины. Они залегают

несогласно на гранитоидах и мафических вулканитах с возрастом около 3 млрд лет. Очевидно, этой цифрой датируются ранняя орогения и сопутствующее ей гранитообразование, предшествовавшие началу позднего архея. Нижние горизонты молодой генерации зеленокаменных поясов, по мнению П. Тёрстона, отлагались в глубоководных условиях мафических равнин, геодинамическую обстановку формирования которых он сопоставляет с современными окраинными бассейнами. Вероятно, образование мафических равнин проходило в условиях широкого погружения сиалического основания. Островные дуги, как полагают П. Тёрстон и соавторы, возникали посреди мафической равнины на расколах, инициирующих щитовой вулканизм и формирование стратовулканов. Таким образом, возникновение дуг он не связывает с субдукцией, что вряд ли корректно.

Данные П. Тёрстона учтены в работе группы канадских геологов [Percival et al., 1994], в состав которой входит и К. Кард. Эти исследователи вернулись к представлениям о зоне Беренс-Ривер как области распространения относительно древней континентальной коры. Для интервала 2,8—3,0 млрд лет назад она рассматривается как *протократон*. Гомолог её выделен в восточной части щита среди глубокометаморфизованных пород блока Минто (северо-западнее блока Ашуанипи).

Общий структурный рисунок провинции довольно прост и правилен. Островные дуги, аккреционные призмы и микроконтиненты, сохраняя однопорядковую ширину, существенно меньшей длины зон, чередуются в определенном порядке. Именно на этих основаниях провинция Сьюпириор отнесена [Борукаев, 1979] к группе областей с упорядоченным расположением зеленокаменных поясов и рассматривалась в качестве окраины поздней архейского континента, представленной системой островных дуг и окраинных морей [Борукаев, 1984]. Как видно, данные К. Карда и соавторов такому выводу не противоречат. Длина отдельных фрагментов поясов достигает 1000 км, а суммарная протяжённость зоны Абитиби—Вава превосходит 2000 км только в обнаженной части. На этом основании можно полагать, что плита, несущая континент, в позднем архее была примерно соразмерна некоторым современным, хотя такое предположение, конечно, нуждается в дополнительном обосновании.

Квазилинейная форма структурных зон в значительной мере обусловлена последующей линейризацией, так как их границы представляют собой крупные разрывы с существенными надвиговой (наклон преимущественно к северу) и сдвиговой (главным образом левосторонней) составляющими.

Между тем, при детальном исследовании обнаруживается картина более сложная. В качестве примера можно рассмотреть структуру блока Малартик субпровинции Абитиби [Desrochers et al., 1993]. Поскольку блок принадлежит поздней архейской островной дуге, можно было бы предполагать здесь нормальную стратиграфическую последовательность со стандартной сменой коматиит-толеитовой толщи известково-щелочной. В действительности же здесь выделяются пять доменов, четыре из которых сложены коматиит-толеитовыми комплексами и обладают разной структурой (рис. 5).

В Северном домене преобладают субмеридиональные, сжатые, часто опрокинутые складки. Домен Вассан представляет собой гомоклиналь, простирающуюся в широтном направлении. По типу разреза он тяготеет к

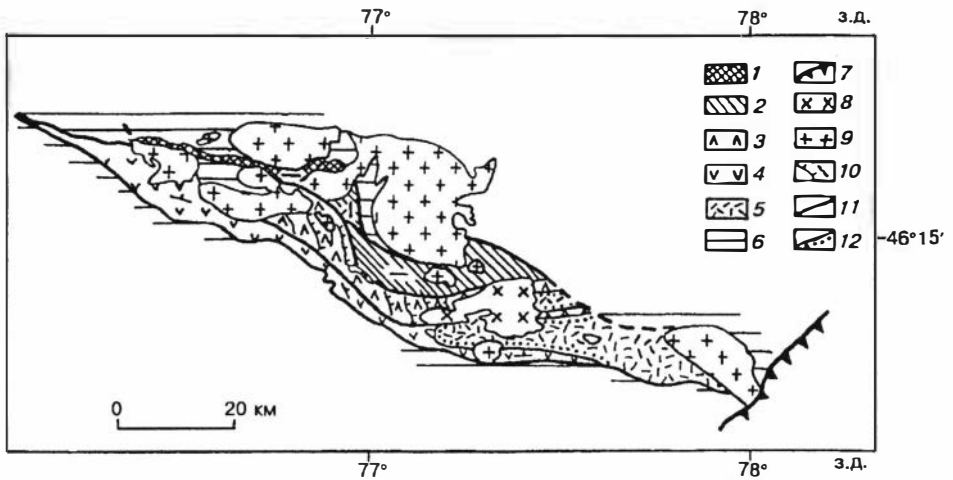


Рис. 5. Схема структуры блока Малартик провинции Сьюпириор Канадского щита (по [Desrochers et al., 1993]; упрощено):

1—5 — домены: 1 — Северный, 2 — Вассан, 3 — Центральный, 4 — Южный, 5 — Валь-д'Ор; 6 — метаосадочные породы; 7 — Гренвилльский фронт; 8 — синвулканические тоналиты-гранодиориты; 9 — роговообманковые монзониты, двуслюдяные монцограниты; 10 — простирации слоёв; 11 — разрывы; 12 — граница несогласия.

Северному домену. В Центральном домене наряду с магматическими развиты и осадочные породы, хотя и в небольшом количестве. Здесь очень отчетливо выражена наиболее ранняя складчатость, образовавшаяся до амальгамации доменов (с субмеридиональными складками, срезанными у границ домена широтными разрывами). Гомоклиналь Южного домена омолаживается в южном направлении. Широтные опрокинутые и круто наклонённые к северу складки деформированы Z-образными изгибами. Перечисленные домены сложены коматиит-толеитовыми толщами и представляют собой фрагменты океанских или окраинно-морских плит.

Домен Валь-д'Ор сложен островодужной толщей, состоящей из базальтовых и дацитовых покровов и вулканокластолитов известково-щелочной специализации. Толща прорвана плутоном тоналитовых гнейсов, коматитических вулканитам. Этот известково-щелочной комплекс явно наложен на подстилающий коматиит-толеитовый. Поскольку длина домена составляет всего 100 км и не сопоставима с длиной современных дуг, он, видимо, представляет собой лишь фрагмент дуги. Более молодые массивы роговообманковых монзонитов и двуслюдяных монцогранитов прорывают домены, не обнаруживая четкой структурной приуроченности.

Очевидно, что первые четыре домена причленились к континенту или островной дуге, образовав аккреционную призму, объединившись и претерпев раннюю складчатость еще до этого события. Коматиит-базальтовые толщи авторы склонны относить к фрагментам океанского плато. Островодужная толща домена Валь-д'Ор залегает на ультрамафитах и базальтах с угловым и структурным несогласием. Предполагается, что она возникла в

результате субдукции срединно-океанского хребта под коллаж амальгамированных доменов.

Рассмотренный пример показывает, что образование аккреционных комплексов — процесс очень сложный. Амальгамация отдельных блоков (может быть, типа малых плит), их последующее приращение к другим или к крупной плите и т. п. приводят к формированию сети разнонаправленных пологих надвигов, сбросов, сдвигов, разграничивающих блоки и определяющих их своеобразную форму в плане. Например, в субпровинции Абитиби (см. рис. 4) преобладают субширотные и северо-восточные (параллельные зоне Капускасинг) или северо-западные (см. рис. 5) простирания, почему контуры блоков имеют ромбовидную в плане форму. Сочетание таких ромбовидных линз характерно, очевидно, и для других аккреционных комплексов.

Щит Йилгарн Западной Австралии

В западной части щита (рис. 6) на сравнительно небольшой площади обнажены гнейсы высокой степени метаморфизма (зоны Юго-Западная и Нарриер). Предполагается, что в зоне Мёрчисон стабилизация произошла до позднего архея, т. е. около 3 млрд лет назад [Pidgeon, Wilde, 1990; Watkins, Hickman, 1988]. Значительно большая по площади часть щита — это типичная верхнеархейская гранит-зеленокаменная область. Она делится на две части узкой (до 200 км), вытянутой в северо-западном направлении примерно на 800 км полосой, также отнесённой ранее [Борукаев, 1979] к областям сгущения зеленокаменных поясов. Полоса состоит из двух зон примерно равной ширины. Юго-западная зона — Калгурли (обычно к ней применяется двойное название, где рядом с приведенным фигурируют Кулгарди, Камбалда, Норсман и др.) — сложена преимущественно зеленокаменными комплексами, а северо-восточная — фельзитовыми толщами.

Широко известно и получило некоторое признание разработанное на примере щитов Западной Австралии разделение зеленокаменных поясов на пояса платформенной и рифтовой фаз [Гровс, Бэтт, 1984, 1987]. К последним причислена зона Калгурли. Предполагается, что мощные толщи основных и ультраосновных вулканитов накапливались в сравнительно узких, ограниченных разрывами прогибах при значительном растяжении и утонении сиалической коры. Присутствие такой доверхнеархейской коры несомненно в зонах Саутерн-Кросс и Лавертон, где верхнеархейские толщи отнесены к платформенной фазе. Эти комплексы залегают в синформах, где при развитии ранних лежачих складок все же сохраняется “непрерывная вулканическая стратиграфия” [Гровс, Бэтт, 1984, с. 136] при более или менее постоянной мощности зеленокаменных толщ. Широко развиты в названных зонах гранитогнейсовые купола, определяющие общий структурный рисунок.

Присутствие древней сиалической коры в зоне Калгурли предполагается на основании обнаружения в вулканитах пояса Камбалда ксенокристаллов циркона, возраст которых колеблется в интервале 3,2—3,5 млрд лет [Compston et al., 1986]. Близкая цифра была получена Sm-Nd методом из коматиитов и базальтов этого же пояса (3,262 млрд лет [Claoue-Long et

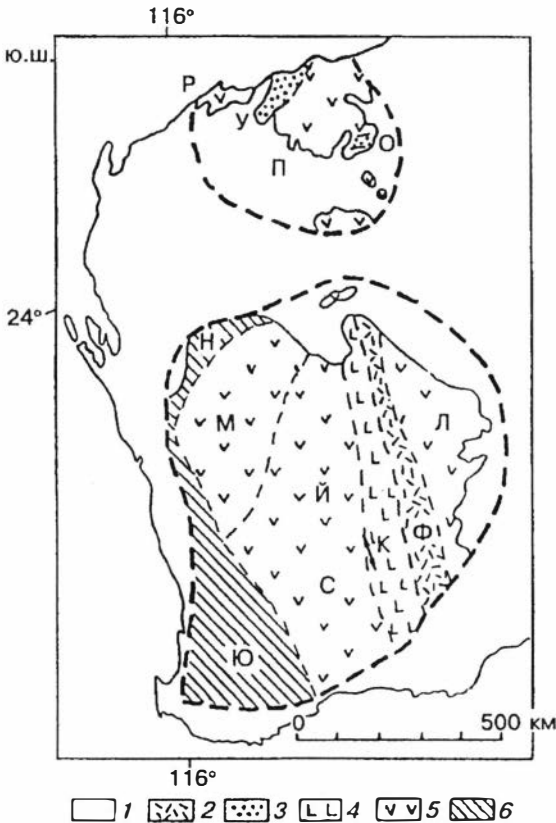


Рис. 6. Схема структуры Западной Австралии (по [Гровс, Батт, 1984, Гровс, Бэтт, 1987; Hallberg, Glikson, 1981]):

1 — протерозой и фанерозой; 2—6 — архей: 2 — пояс с многочисленными центрами фельзитового вулканизма, 3 — обломочные породы (молассоиды, турбидиты), щелочные вулканы, 4 — коматиты, базальты, сланцы с сульфидами, эпикластические осадки, 5 — базальты, железистые кварциты или мелководные кремнистые осадки, 6 — глубокометаморфизованные комплексы. Щиты (оконтурены жирным пунктиром): П — Пилбара, И — Йилгарн. Структурные провинции (зоны) щита Йилгарн: Ю — Юго-Западная, Н — Нарриер, М — Мёрчисон, С — Саутерн-Кросс, К — Калгурли, Ф — фельзитовый пояс, Л — Лавертон. Орогенные впадины щита Пилбара: Р — Роборн, У — Уим-Крик, О — Москито-Крик. Стрелкой обозначено примерное положение схематичного разреза, показанного на рис. 7.

al., 1984)]. Между тем, новые данные по структуре пояса Камбалда показывают, что он состоит из нагромождения тектонических чешуй, вероятно, обдущированных на окраину блока Саутерн-Кросс [Swager, Griffin, 1990] (рис. 7). Гранодиоритовый батолит Камбалда обнажен в тектоническом окне, а часть пояса Калгурли—Камбалда залегает в виде останца покрова западнее. Сближение происходило под углом к границе блоков, так что в продольном сечении зоны фиксируются дуплексы. Столь напряженный тектонический стиль говорит о значительном сближении зон Саутерн-Кросс и Лавертон на стадии коллизии и резком сокращении поперечника зоны Калгурли, каковое рифтовым структурам не свойственно.

В рамках гипотезы рифтовой природы зоны не находит удовлетворительного объяснения наличие фельзитового пояса, примыкающего к зоне Калгурли с северо-востока. Этот пояс весьма сходен с окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами. Надо полагать, что фельзитовый пояс маркирует палеозону субдукции, которая была полого наклонена под сиалический блок Лавертон. Зона Калгурли представляет собой, скорее всего, аккреционную призму, сформированную из структурно-вещественных комплексов преддуговых прогибов и континентального склона. Среди пород этих комплексов обильны глубоководные образования (турбидиты, кремнистые сланцы и др.). Иногда полагают, что зона субдук-

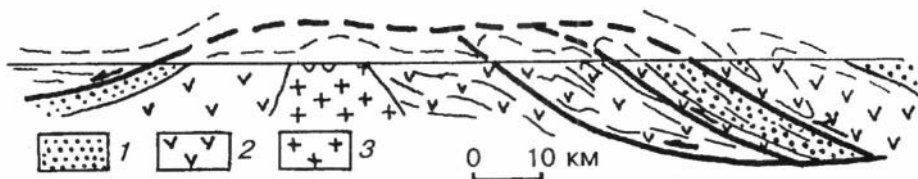


Рис. 7. Разрез вдоль оси антиформы Камбалда зеленокаменного пояса Калгурли щита Йилгарн (по [Swager, Griffin, 1990], масштаб условный; упрощено):

1 — метавулканы кислого и основного состава и метаосадочные породы, 2 — метавулканы ультраосновного и основного состава, 3 — граниты Камбалда.

ции была наклонена к западу [Barley, Groves, 1990], принимая фельзитовый пояс за островную дугу, а метаосадочный комплекс — за отложения задугового бассейна.

Надо отметить, что в последнее время в связи с развитием концепции плюм-тектоники многие исследователи применяют её идеи для трактовки верхнеархейских структур. В отношении щита Йилгарн такие взгляды развивают Р. Хилл и Дж. Кемпбелл [Hill, Campbell, 1992]. Их вариант мы упоминаем и позже, при обсуждении общих проблем, ибо, повторим, концепции плейт- и плюм-тектоники лишь дополняют друг друга. Пока же заметим, что материалы по структуре щита Йилгарн определенно указывают на возможность действия механизмов тектоники плит в позднем архее.

Другие щиты

Очень широко распространены верхнеархейские зеленокаменные комплексы на щитах **Слейв** (Северная Америка) и **Зимбабве** (Африка). Здесь они расположены неупорядоченно, занимая преимущественно узкие дугообразные полосы между крупными гранитоидно-гнейсовыми куполами. Рассмотрим кратко особенности этих щитов.

Зеленокаменные пояса первого из них характеризуются резко повышенным содержанием осадочных пород. В их числе косослоистые кварциты (кварцарениты), обычно подстилающие вулканогенную толщу и залегающие несогласно на более древнем кристаллическом фундаменте [Padgham, Fyson, 1992]. Такие соотношения и разрезы характерны для зон Антон в западной и Контвойто в восточной частях щита [Kusky, 1989] (рис. 8). Первая зона рассматривается Т. Каски как позднеархейский микроконтинент, вторая — как аккреционная призма. В обеих отмечается высокая пропорция калиевых анатектических гранитов. В зоне Антон пояса имеют явно эпиконтинентальную природу, что подтверждается некоторыми изотопными датировками гнейсов фундамента, превышающими 3 млрд лет и достигающими даже 3,96 млрд лет [Bowring et al., 1989].

Названные зоны разделены простирающейся в субмеридиональном направлении полосой пологих надвигов с большой суммарной амплитудой горизонтального смещения. В этой полосе среди магматических пород есть мафиты. В поясе Йеллоунайф, расположенном на юге полосы, обнаружен

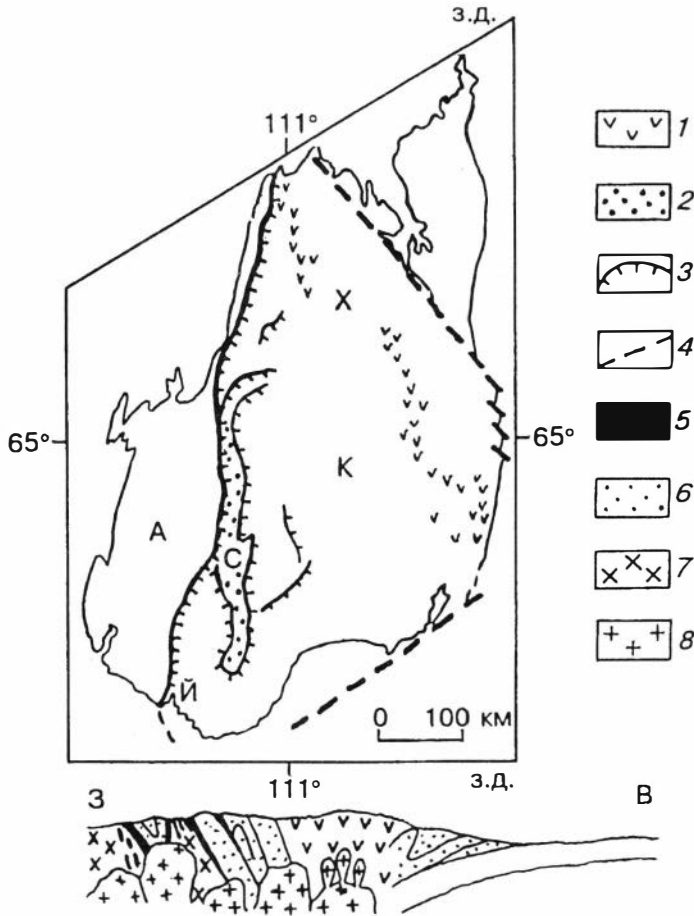


Рис. 8. Схема структуры щита Слейв (по [Kusky, 1989; Padgham, Fyson, 1992], сильно упрощено):

1 — вулканиды среднего состава, 2—4 — только на схеме: 2 — тектоническое окно, 3 — крупные надвиги, 4 — зоны дробления; 5—8 — только на разрезе: 5 — кора океанского типа, 6 — граувакки, 7 — гранитоиднейсы, 8 — "молодые" граниты. Тектонические зоны: А — Антон, К — Контвойто, Х — Хакетт-Ривер, С — Слипи-Драгон, Й — зеленокаменный пояс Йеллоунайф.

своеобразный комплекс, сходный с комплексом параллельных даек [Helms-taedt et al., 1986]. Это служит основанием для отнесения его к коре океанского типа краевого бассейна. Вывод иногда оспаривается [Bickle et al., 1994], но не может считаться окончательно опровергнутым. На северо-восточной окраине щита, восточнее зоны Контвойто, располагается зона Хакетт-Ривер. Здесь преобладают фельзитовые толщи и связанные с ними гранитоиды. Эта зона рассматривается как типичная позднеархейская островная дуга, в тылу которой размещалась аккреционная призма Контвойто.

Как мы видим, структура щита во многом сходна с таковой щита Йилгарн. Это сходство усиливается, если принять трактовку Т. Каски [Kusky, 1989] структуры полосы, пограничной между зонами Антон и Контвойто. Здесь выходы гнейсов Слиппи-Драгон рассматриваются как тектоническое окно, подобное окну Камбалда. Минимальная амплитуда горизонтального смещения превышает 100 км.

На территории щита Зимбабве (рис. 9) выделяется три зеленокаменных комплекса, два из которых (“древний” и “молодой”, или нижний и верхний) относятся к группе Булавайо верхнего архея. Возраст обоих определяется в интервале 2,9—2,7 млрд лет [Anhaeusser, Wilson, 1981; Конди, 1983], которому отвечает большинство изотопных датировок. Важным было обнаружение в Ботсване ниже зеленокаменного комплекса “протяжённой реликтовой сланцевой последовательности” — мощной толщи массивных биотитовых кварц-полевошпатовых метааркозов явно эпиконтинентального генезиса [Key et al., 1976]. Видимо, она разделяет две генерации поясов и свидетельствует о том, что верхний комплекс сформирован в условиях уже широкого распространения континентальной коры, подобно поясам “платформенной фазы” блоков Лавертон, Саутерн-Кросс и Мерчисон щита Йилгарн.

Вероятно, подобный вывод можно распространить и на “нижний” комплекс. Сложенные им пояса расположены беспорядочно. Преобладают дугообразные формы. В наиболее хорошо изученном поясе Селукве на нижний комплекс с крупным несогласием налегает осадочная толща (формация Вандерер — конгломераты, кварциты, песчаники, джеспилиты). Эта толща перекрывает еще более древний, также зеленокаменный, комплекс (группа Себакве), залегающий в виде небольших реликтов среди гранитогнейсов. Гранитогнейсы (“нечто более древнее”, по [Wilson, 1973]) рассматривались как вероятное основание зеленокаменных поясов. Возраст их определяется цифрой около 3,5 млрд лет [Hunter, Pretorius, 1981]. Гнейсы, галька которых встречается в формации Вандерер, вероятно, принадлежат этому древнейшему комплексу.

Всё сказанное приводит к убеждению, что континентальная кора была широко распространена на территории щита еще в раннем—среднем архее. Существенного латерального прироста её в результате аккреции в позднем архее, видимо, не происходило [Nisbet et al., 1981]. Возможно, дальнейшие исследования позволят выделить среди зеленокаменных поясов щита окраинно-континентальные, аналогичные поясам Калгурли и Йеллоунайф. К примеру, реликты океанской коры описывают в поясе Белингве [Kusky, Kidd, 1992].

Щит **Дхарвар** Индостанской платформы (рис. 10) — один из районов, ранее отнесённых к областям сгущения зеленокаменных поясов. К верхнему архею здесь принадлежат три “молодых” зеленокаменных “бассейна” [Radhakrishna, 1983]. Зеленокаменный комплекс ранее расчленили на две части (молодую группу Читрадурга и более древнюю — Бабабудан), полагая, что они разделены несогласием. Ныне выяснено, что некоторые различия толщ объясняются скорее не разным возрастом, а разными фациальными обстановками образования. Комплекс залегают со значительным несогласием и конгломератами в основании на трондьемит-тоналитовых гнейсах Полуострова, возраст которых определяется в 3—3,1 млрд лет. Комплекс

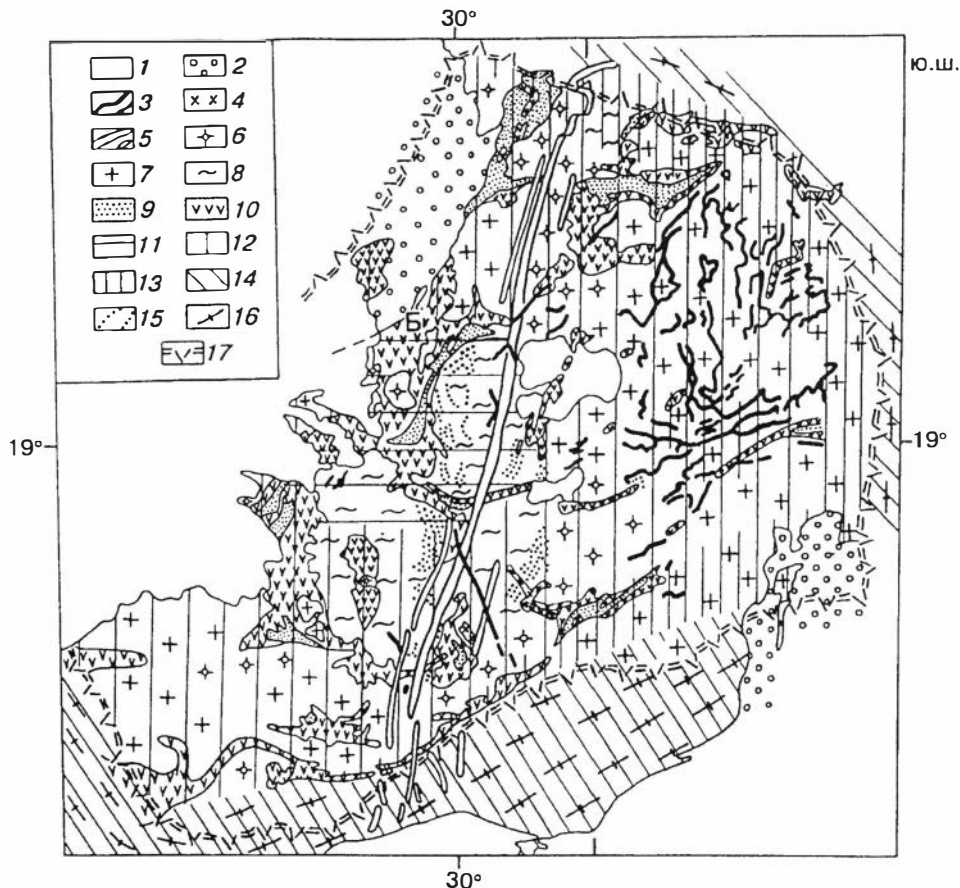


Рис. 9. Схема строения щита Зимбабве (по [Wilson, 1973; Bliss, 1969; Saggerson, Turner, 1976; и др.]):

1 — фанерозой (местами вместе с протерозоем), 2 — протерозой, 3 — долериты метатолериты Машоналенд, 4 — интрузивный комплекс Машаба, 5 — Великая дайка и сателлиты, 6 — поздние граниты (массивные и порфирировидные), 7 — “средние” граниты (массивные и слабо полосчатые), 8 — ремобилизованное гнейсовое основание, 9—10 — зеленокаменные пояса: 9 — осадочные породы группы Шамва, 10 — вулканиты группы Булавайо (и частично Себакве); зоны метаморфизма — 11—14 — ступени: 11 — очень низкая, 12 — низкая, 13 — средняя, 14 — высокая; 15 — реликты древнейшего комплекса; 16 — простираения в гранулитовых толщах пояса Лимпопо; 17 — границы щита. Б — зеленокаменный пояс Белингве.

сложен кварцитами (в том числе железистыми), слюдяными сланцами и покровами толеитовых базальтов и андезитов известково-щелочного тренда предположительно континентального генезиса. Полагают, что накопление пород происходило в условиях интракратонных бассейнов — грабенообразных линейно вытянутых трогов, преимущественно в мелководных обстановках.

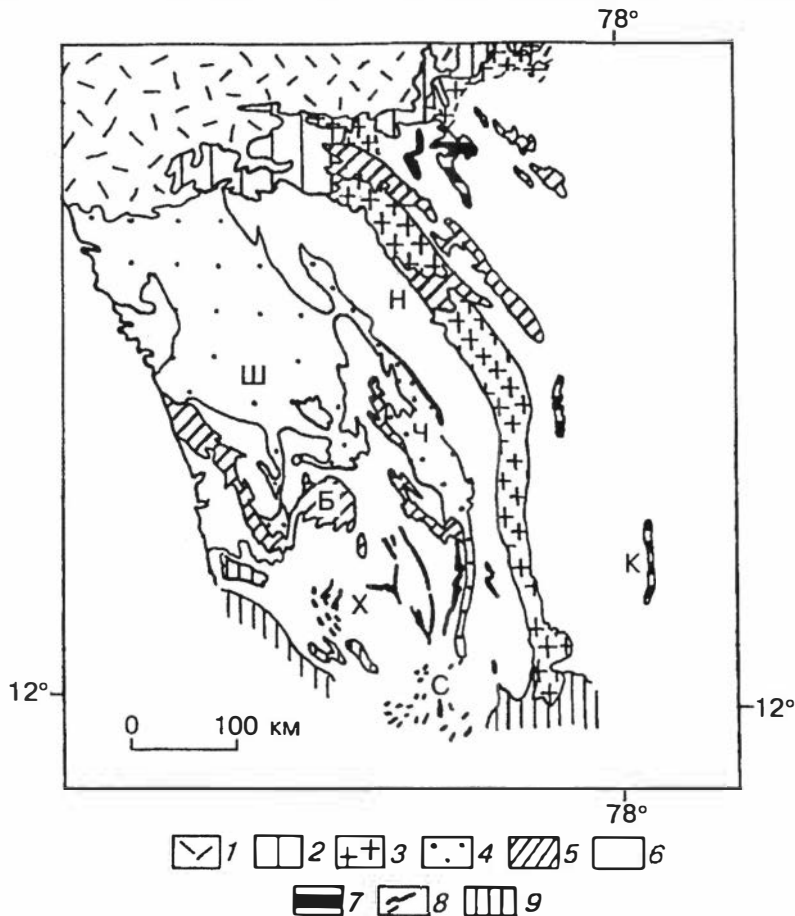


Рис. 10. Схема структуры щита Дхарвар (по [Накви, 1980; Radhakrishna, 1983; Raith et al., 1983; Ramakrishna, Viswanathan, 1983; Chadwick et al., 1981; Roy, 1983; и др.]):

1 — траппы Деккана; 2 — рифей-нижний палеозой; 3 — граниты Клошпет; 4—5 — верхнеархейские зеленокаменные комплексы: 4 — типа Читрадурга, 5 — типа Бабабудан; 6 — гнейсы и граниты (преимущественно гнейсы Полуострова); 7—8 — нижне-среднеархейские зеленокаменные пояса: 7 — типа Колар, 8 — типа Саргур; 9 — гранулиты (чарнокиты, кондалиты). Зеленокаменные пояса и бассейны: Ш — Шимога, Б — Бабабудан, Ч — Читрадурга, Н — Сандур, К — Колар, Х — Хассан, С — Саргур.

Бассейны Шимога и Сандур образованы несколькими трогами. Бассейн Читрадурга — это единый трог, вытянутый в субмеридиональном направлении субпараллельно крупному батолиту Клошпет. Последний состоит из гранодиоритов и гранитов четырех фаз, завершающих развитие поясов (возраст около 2,5 млрд лет). Соблазнительно было бы считать батолит Кло-

сепет аналогом Невадского или Андского и приписать ему окраинно-континентальное положение в позднем архее, как это делают некоторые исследователи [Burke, 1993]. Однако данных для такого вывода пока мало, и вопрос остаётся открытым. В западной части щита Дхарвар верхнеархейские бассейны явно подстилаются континентальной корой древнее 3 млрд лет. Сравнительно глубоководные толщи находятся лишь в верхней части зеленокаменного комплекса бассейна Читрадурга, но признаков ультрамафито—мафитов, которые могли бы сопоставляться с океанской корой, там не обнаружено. Нет их и в восточной части щита Дхарвар, где, вероятно, также широко распространена допозднеархейская континентальная кора. Толщи смяты в широкие открытые складки, обычно наклоненные к юго-западу. Краткий обзор материалов заставляет воздержаться (но не окончательно отказаться) от ранее высказанного мнения о наличии на щите Дхарвар верхнеархейского аккреционного комплекса [Борукаев, 1985].

К сожалению, недостаток изотопных датировок архейских толщ **Балтийского** и **Украинского** щитов не позволяет строить для них надёжные плитотектонические модели, хотя некоторые интересные попытки уже давно предпринимались [Каляев, 1976; и др.], а датирование толщ обоих щитов проводится уже довольно активно [Глебовицкий, 1996; и др.].

* * *

Как мы убедились, новые данные говорят о гораздо более широком распространении допозднеархейской континентальной коры, чем принималось большинством исследователей ранее (правда, за некоторыми исключениями [Kröner, 1977; Добрецов, 1980; Lowman, 1989; и др.]). Представления о том, что поздний архей является главной эпохой грандиозного прироста континентальной коры [McCulloch, Wasserburg, 1978; Тейлор, Мак-Леннан, 1988; и др.], требуют уточнения в связи с новыми радиогеохронологическими данными и быстрыми изменениями рубежей геохронологических шкал. Особенно сомнителен механизм широкого латерального прироста коры за сравнительно небольшой промежуток времени (по [McCulloch, Wasserburg, 1978] за 200 млн лет) без привлечения представлений о катастрофических механизмах в позднем архее, которым явно противоречат все имеющиеся материалы и для чего нет оснований. Ясно, что к рубежу 3 млрд лет назад объем континентальной коры был уже очень велик, поскольку на значительной части щитов кора была консолидирована к этому периоду. В позднем архее шло главным образом её преобразование (метаморфизм, гранитообразование, радиоактивное омоложение).

Нижний и средний архей

Как уже отмечалось, в последние годы огромных успехов достигла радиогеохронология. Возникли новые прецизионные методы (выпаривание единичных зерен циркона, SHRIMP и др.). Благодаря этому наши знания о древнейших геологических образованиях Земли существенно пополнились. Мы рассмотрим строение нескольких районов их распространения, по которым получены наиболее достоверные и интересные данные.

Алданский щит

Планомерное детальное изучение щита проводится петербургскими, новосибирскими, якутскими и московскими геологами [Ранний докембрий., 1986; Древнейшие породы., 1989; Попов и др., 1990, 1995; Пухтель и др., 1993; Богомолова, 1993; Nutman et al., 1992; и др.]. Наиболее детально изучена Олекминская гранит-зеленокаменная область (рис. 11). В её центральной части выделяются Олондинский и Тунгурчинский зеленокаменные пояса.

Олондинскому поясу, самому крупному и типичному, приписывалось то антиклинорное [Древнейшие породы., 1989] (антиформное), то синклинорное [Кудрявцев и др., 1971] (синформное) строение. Ныне выяснено [Попов и др., 1990, 1995], что структура пояса может быть представлена в виде двух пластин (рис. 12). В западной разрез наращивается с запада на восток. Ультрамафит-мафитовая ассоциация сменяется метапелитами и железистыми силицилитами, а затем типичной известково-щелочной ассоциацией. Восточная пластина сложена метавулканитами ультрамафит-мафитовой ассоциации. Возраст пород разного состава в обеих пластинах весьма близок — датировки укладываются в интервал 2,96—3,005 млрд лет. Не исключено, что западная часть пояса, выделенная в качестве единой пластины, состоит из двух самостоятельных пластин, в которых преобладают субмеридиональные (на западе) и северо-восточные (на востоке) простирания.

Около 30 % объёма олондинского комплекса составляют интрузивные образования [Попов и др., 1995]. Наиболее ранние из них представлены многочисленными телами ультрамафитов, силлами габбро-амфиболитов и дифференцированным габбро-диорит-плагиогранитным комплексом. Более поздними являются гранитоиды тоналит-трондьемитового ряда. К границам различных породных ассоциаций и контактам с ранними плутонами приурочены многочисленные тела метаультрамафитов, отнесённые к пикрит-щёлочной-базальтовой серии. Их возраст определен в 3,003 млрд лет [Древнейшие породы., 1989]. Таким образом, Олондинский пояс представляет собой аккреционный комплекс, сформированный в основном до начала позднего архея. Разумеется, окончательно структура оформилась много позже, когда комплексы претерпели более поздние наложенные структурно-метаморфические преобразования.

Несколько отличен от Олондинского Тунгурчинский пояс [Богомолова, 1993]. В него объединяются многочисленные и небольшие по площади выходы супракрустальных пород. Стратиграфический разрез представляется в следующем виде (снизу вверх): коматит-базальтовая, железорудная толщи и толща метапелитов. Возраст метатолитов из нижней толщи определен в 3,3—3,2 млрд лет. В отличие от Олондинского пояса здесь отсутствует известково-щелочная ассоциация. Интрузивные образования объединяются в четыре комплекса, в каждом из которых наряду с другими породами присутствуют тоналиты. По мнению Н. Л. Добрецова (устное сообщение), толщи могли быть сформированы в обстановке окраинного моря и шельфа.

В южной части пояса наряду с названными выделена и карбонатно-терригенная толща, известная под названием тунгурчинской свиты. Её положение в структуре пояса не вполне ясно, хотя принципиально важно.

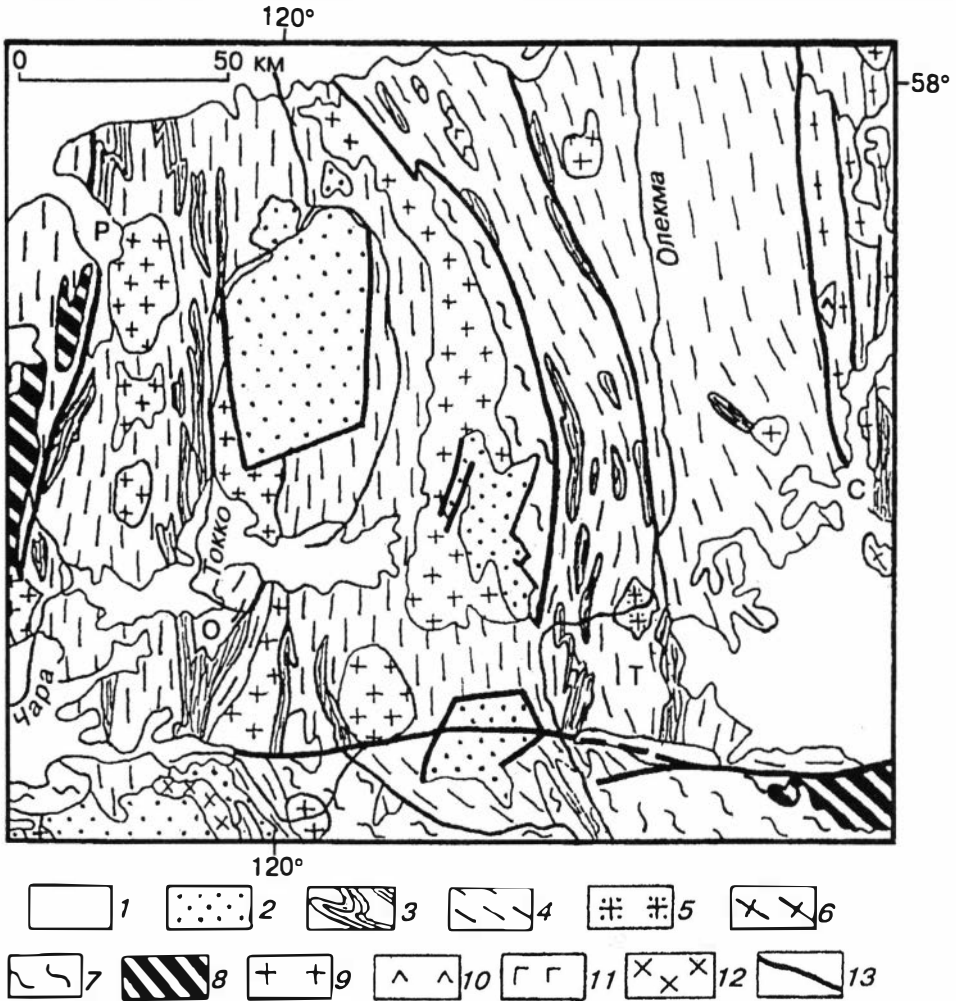


Рис. 11. Схема строения Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита (по [Богомолова, 1963; Попов и др., 1990, 1995]): 1 — фанерозой, 2 — нижний протерозой, 3 — зеленокаменные толщи, 4 — тоналит-трондьемитовые гнейсы, мигматиты, 5 — интрузии трондьемитов, 6 — гранито-гнейсы, 7 — чарнокитовые и андербитовые гнейсы, 8 — глубокометаморфизованные парагнейсы, 9—12 — верхнеархейские и нижнепротерозойские плутоны: 9 — граниты, 10 — анортозиты, 11 — габбро, 12 — сиениты; 13 — крупные разломы. Зеленокаменные пояса: Р — Тарынахский, О — Олондинский, Т — Тунгурчинский, С — Субганский.

Разрез, несколько варьирующий на площади, представлен в основном флогопитовыми и тремолитовыми мраморами и слюдяно-плагноклаз-кварцевыми сланцами. Местами в основании залегают кварциты. По характеру разреза и химическому составу пород Л. М. Богомолова сопоставляет толщу с отложениями стабильных тектонических обстановок, т. е., скорее всего, с платформенным чехлом или комплексом пассивной окраины.

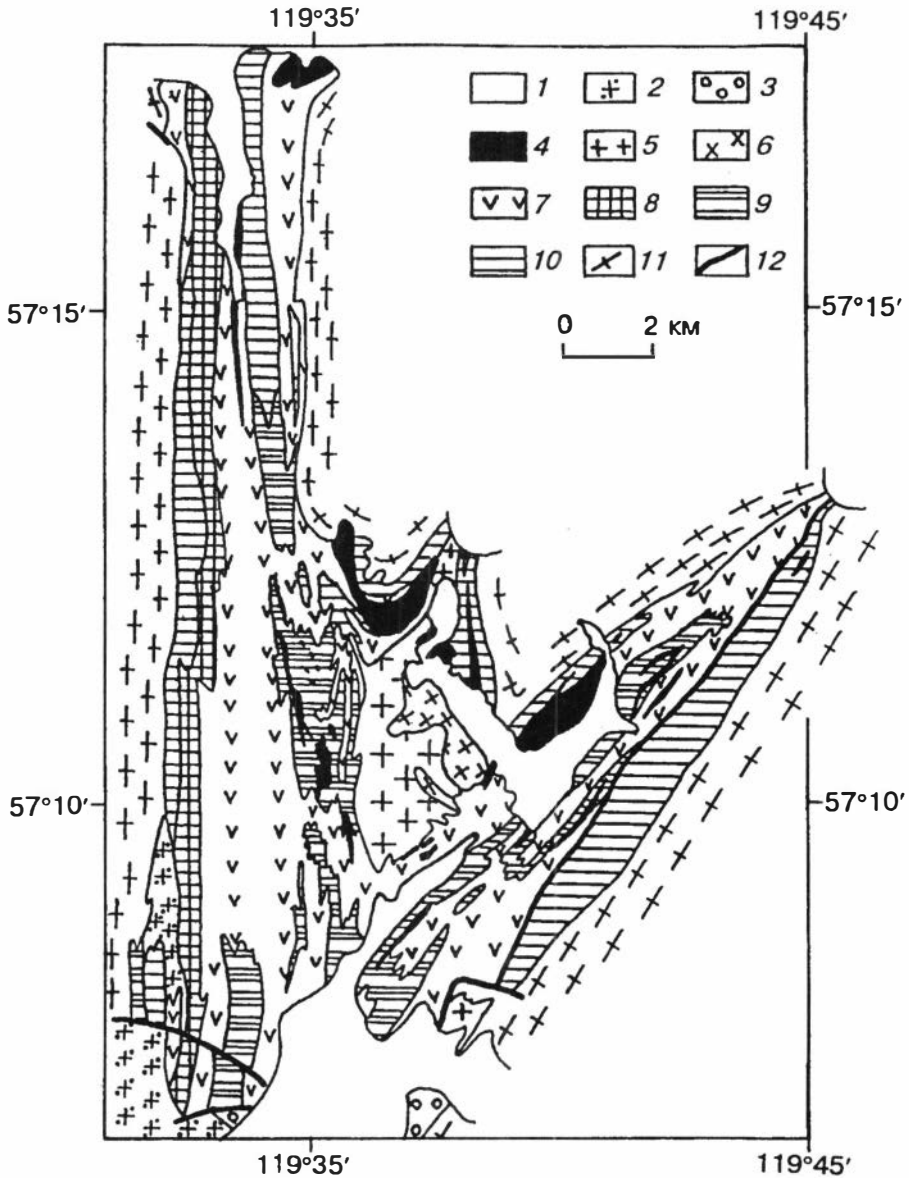


Рис. 12. Схема строения Олондинского зеленокаменного пояса (по [Попов и др., 1995]; упрощено):

1 — четвертичные флювиогляциальные отложения, 2 — граниты двуполевошпатовые, 3 — терригенные отложения протерозойского удоканского комплекса, 4 — оливиниты, серпентиниты, тальковые породы, 5 — трондьемиты, 6 — габбро-диорит-тоналиты, 7 — метаандезиты и метаациты, их туфы, метапесчаники, 8 — «пёстрая» толща (микрогнейсы, метатолиты), 9 — габбро-амфиболиты, горнблендиты, 10 — метатолиты и метакоматиты, 11 — тоналит-трондьемитовые гнейсы и мигматиты, 12 — некоторые разрывы.

Карбонатно-терригенная толща явно напоминает “платформенные толщи” провинции Сьюпириор, подстилающие верхнеархейские зеленокаменные комплексы. Возможен, хотя и менее вероятен, и другой вариант. Ещё в 1968 г. Р. Ф. Черкасов [1979; и др.] сопоставил тунгурчинскую свиту с фёдоровской серией гранулитового ядра щита. А. И. Тугаринов [Тугаринов, Войткевич, 1970; и др.] многократно высказывался в пользу нижнепротерозойского возраста гранулитового алданского комплекса. Последние определения возраста метаморфизма этого комплекса [Древнейшие породы., 1989; Котов и др., 1995а,б; Ковач и др., 1996] как будто подтверждают его точку зрения, во всяком случае для фёдоровской свиты центральной и восточной частей Алданского щита. Следовательно, тунгурчинская свита может относиться к нижнему протерозою и слагать тектоническую пластину, совмещённую с архейским зеленокаменным комплексом пояса уже в раннем протерозое. Разрывный характер границ свиты говорит о возможности такого заключения, хотя в современной структуре первоначально пологие разрывы в силу наложенных деформаций наклонены круто.

Структурный рисунок пояса сложен. Удлиненные и заострённые у окончаний выходы зеленокаменного комплекса, вытянутые в субмеридиональном направлении, ограничены с обеих сторон разрывами и разбросаны среди сплошного поля гранитогнейсов. Как видно на рис. 11, эти выходы группируются в две (западную и восточную) полосы, между которыми может быть выделена редуцированная центральная. Наряду с плутонами, связанными с развитием пояса, распознаются и тоналитовые гнейсы, возможно, слагающие сиалическое основание пояса. Их возраст достигает предположительно 3,3 млрд лет. Аккреционный характер структуры Тунгурчинского пояса, как и Олондинского, несомненен.

Другие щиты

Пояс Барбертон щита **Каапвааль** Южной Африки, принятый в своё время за эталон зеленокаменных поясов [Конди, 1983], долго считался довольно просто построенным синклинорием. До сих пор бытуют представления о развитии пояса “на сводовом поднятии древнейшего ядра Каапваальского кратона” [Глебовицкий, 1996, с. 44], очевидно, в виде рифта. Между тем, уже давно [Ramsey, 1963] здесь выявлено обилие тектонических чешуй, позже [De Wit, 1982] убедительно подтверждённое и плохо увязывающееся с фиксистскими интерпретациями. Начали разрабатываться плитотектонические модели [De Wit et al., 1987a,b; De Wit, Roering, 1990; De Ronde, De Wit, 1992].

В этих моделях предполагалось, что пояс состоит из двух террейнов, разделённых сдвигами и представляющих собой реликты ранней океанской литосферы, которые около 3,45 млрд лет назад в эпоху ранней деформации были обдуцированы на континентальный массив подобно молодым офиолитам, надвинутым на фанерозойские континенты. К этой же эпохе относится период островодужного вулканизма в поясе. Наличие более древнего, чем зеленокаменный пояс, сиалического основания на значительной части территории щита предполагается, а рядом с поясом Барбертон доказано (тоналиты-трондьемиты-гранодиориты с возрастом 3,644 млрд лет в составе

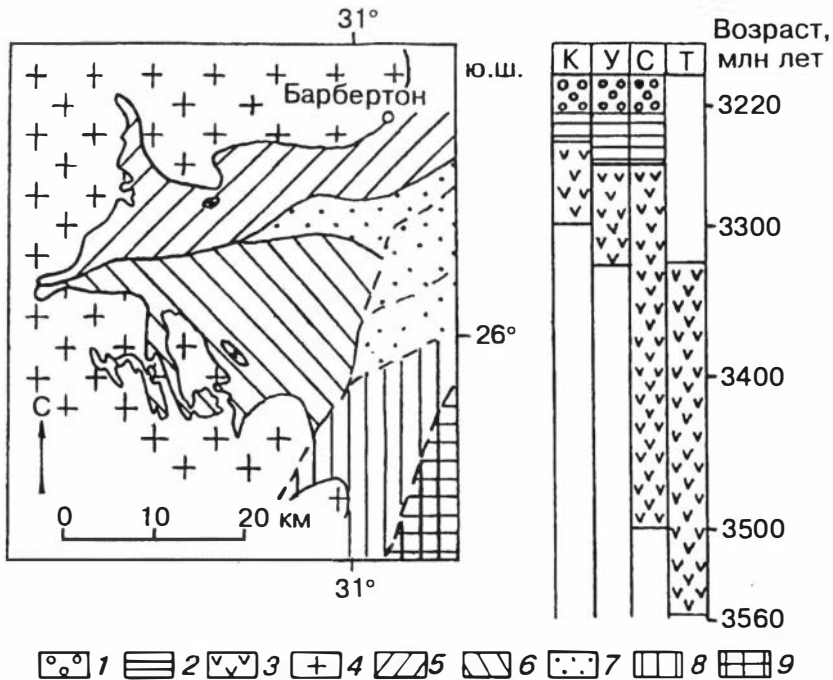


Рис. 13. Схема строения зеленокаменного пояса Барбертон и стратиграфические колонки составляющих его доменов (по [Lowe, 1994]; упрощено): В колонках: 1—3 — группы: 1 — Модис, 2 — Фиг-Три, 3 — Онвервахт. Домены (блоки пояса Барбертон): К — Каап-Вэлли, У — Умудуха, С — Сонгимвелло, Т — Стейнсдорп. На схеме: 4 — граниты и гнейсы, 5—8 — домены: 5 — Каап-Вэлли, 6 — Умудуха, 7 — Сонгимвелло, 8 — Стейнсдорп; 9 — “Древний гнейсовый комплекс”.

Древнего гнейсового комплекса [Compston, Kröner, 1988; De Wit et al., 1987а; и др.]). Второй период крупномасштабного надвигания и поперечного дробления отнесён к интервалу 3,3—3,2 млрд лет назад, который тоже ознаменовался проявлениями островодужного вулканизма. Ныне в рисунках доминируют структурные формы третьего периода деформации — открытые складки, крутые антиформы и надвиги. После окончательной амальгамации произошло внедрение крупных пластин гранитоидов, вытянутых преимущественно поперёк границ террейнов. Более поздние формы связаны со сдвигами.

Ныне структура пояса представляется ещё более сложной [Lowe, 1994] (рис. 13). Выделяется, по меньшей мере, четыре блока, характеризующихся различной полнотой, особенностями и хронологическим объемом разреза. Интервал развития пояса определяется в 3,55—3,22 млрд лет назад, причем лишь последние менее 50 млн лет отводятся на формирование турбидитов Фиг-Три и молассы Модис, а около 280 млн лет — вулканитов Онвервахт. Блоки омолаживаются в северо-западном направлении. Разделяющие их сутуры осложнены надвигами.

Предполагается, что каждый блок первоначально формировался близ окраины более древнего блока, а их амальгамация произошла около 3,2 млрд лет назад. Поскольку палеотектонические реконструкции говорят о принадлежности щитов Каапвааль, Зимбабве и Пилбара к единому сиалическому блоку коры в среднем архее [Barton, Key, 1981; Kröner, 1991b], процесс аккреции, очевидно, имел более широкие масштабы, не ограничивающиеся площадью рассматриваемого щита.

На щите **Дхарвар** (см. рис. 10) среди ниже-среднеархейских образований выделяются две толщи. Более древняя из них представлена супра-квартальными породами (группа Саргур). Это кварциты, в том числе железистые, и высокоглинозёмистые сланцы. Толща метаморфизована в условиях верхней ступени амфиболитовой и гранулитовой фации. Предполагается, что породы группы отложились в мелководных бассейнах небольших размеров, хотя в некоторых поясах есть ультрамафиты. Фундамента бассейнов не обнаружено. Гнейсы Горур, среди которых размещаются в виде включений породы группы Саргур, в районе Хассан имеют возраст около 3,4 млрд лет [Beckinsale et al., 1980], а обломочные цирконы в кварцитах — около 3,2 млрд лет [Friend, Nutman, 1992]. Сама группа Саргур, очевидно, несколько древнее.

Более молодые или примерно синхронные группе Саргур комплексы “древних зеленокаменных поясов” (типа Колар) развиты в нескольких полосах и чешуях небольших размеров, разбросанных среди широких полей гнейсов Полуострова восточнее гранитов Клосепет и, возможно, более древних. Это пояса Колар, Хутти-Муски, Рамагири и др. Комплексы сложены преимущественно ультрамафитами—мафитами (коматитами и толеитовыми базальтами) с подчинёнными силицилитами и туфами и небольшим количеством железистых кварцитов. Степень метаморфизма толщ меньше, чем группы Саргур (амфиболитовая фация). Возраст высокоглинозёмистых сланцев из редких прослоев определён цифрой, близкой к 3,5 млрд лет [Hussain, Naqvi, 1983]. Вероятно, накопление пород комплексов происходило в океанских условиях [Radhakrishna, 1983].

Толщи интенсивно дислоцированы, смяты в сжатые складки и прорваны гранитами, входящими в комплекс гнейсов Полуострова. Структурный рисунок области распространения древних поясов близок к таковому Тунгурчинского пояса. Линейно вытянутые и дугообразные, заострённые на концах линзовидные пластины, чешуи и тела неправильной формы образуют сложную мозаику, роль матрикса которой играют гнейсы Полуострова. Такой рисунок образован, очевидно, в результате амальгамации многочисленных энсиматических островных дуг и, вероятно, микроконтинентов. Последние могли быть сформированы интрузиями гранитоидов, которые внедрили в кору неоконтинентального типа на рубеже около 3,4 млрд лет назад [Drury et al., 1984], образовав нестабильные энсиалические бассейны. Пояс Джаванхалли, сложенный зрелыми аркозами, кварцитами и доломитами [Radhakrishna, 1983], возможно, представляет собой аккреционный клин.

Таким образом, ранний—средний архей явился главным периодом образования континентального массива Дхарвар. Именно в это время наиболее активно действовали процессы тектоники плит. Плиты имели малые размеры. В позднем архее, как мы видели, здесь развивались преимущественно зеленокаменные бассейны эпиконтинентального типа.

Вероятно, аналогичный вывод можно сделать в отношении щита **Пилбара** Западной Австралии (см. рис. 6), который консолидирован в основном к началу позднего архея. Об этом свидетельствует широкое развитие на его площади верхнеархейских эпиконтинентальных (интракратонных) бассейнов (скорее всего, типа *pull-apart*) [Krapez, Barley, 1987; Barley, Krapez, 1989, 1992; Horwitz, Pidgeon, 1993]. Таковы бассейны Лалла-Пуух, пояса Роборн, Уим-Крик и др. Выполняющие их орогенные комплексы примерно одновозрастны нижним горизонтам зеленокаменных поясов щита Йилгарн (3—2,9 млрд лет), что является лишним доказательством условности разделения архейских зеленокаменных поясов на древние и молодые. Чёткого хронологического рубежа, их разграничивающего, нет.

Зеленокаменный комплекс Варравуна развит преимущественно на востоке щита. Нижняя часть его (подгруппа Талга-Талга) сложена в основном шаровыми океанскими базальтами и ультрамафитами с небольшим количеством других пород. Возраст базальтов определен в 3,712 млрд лет [Gruau et al., 1987]. Примерно синхронны им древнейшие в мире анортозиты комплекса Манфред [Myers, 1988], внедрённые в гнейсы Нуукаварра щита Йилгарн. Подобные анортозиты встречены и на щите Пилбара в виде ксенолитов в гранитоидном батолите Шоу. Их возраст колеблется в интервале 3,7—3,56 млрд лет, а образование главных гранодиоритовых плутонов относится к эпохе 3,5—3,4 млрд лет назад [Bickle et al., 1986].

Таким образом, около 3,7 (или, по крайней мере, 3,4) млрд лет назад уже сосуществовали области с океанской и континентальной корой, ныне входящие в структуру щитов Западной Австралии.

Выше базальтов Талга-Талга в разрезе располагаются островодужные вулканы Даффер-Крик, синхронно с образованием которых внедрялись упомянутые известково-щелочные гранитоиды (3,5—3,3 млрд лет) [Barley, Krapez, 1992]. Изучение изотопного состава как вулканических, так и гранитоидов (ему присущи фракционированные рисунки с истощением тяжёлыми редкими землями), позволяет предполагать мантийный генезис пород. Восточная часть щита, где распространены эти образования, представляет собой известково-щелочную провинцию, сходную с фанерозойскими андского типа [Di Marko, Lowe, 1989].

Вулканы Даффер-Крик местами перекрываются метаосадочной группой Горг-Крик, выполняющей ряд небольших синформ и поясов (Шолл, Горг-Крик, Москито-Крик и др.) [Horwitz, 1990; Horwitz, Pidgeon, 1993]. Слагающие её породы относят к образованиям задугового бассейна [Barley, Krapez, 1992]. Возраст группы составляет 3,3—3,1 млрд лет. Деформация, метаморфизм и мигматизация толщ привели к стабилизации восточной части континентальной массы.

В современной структуре щита ярко проявлены гранитоидные купола, между которыми зажаты зеленокаменные синформы. Однако детальные структурные исследования в районе батолита Шоу показали, что деформации и метаморфизм произошли не вследствие внедрения гранитных магм. Поднятию куполов предшествовало образование изоклинальных лежачих складок, сучивание покровов и утолщение коры. Всплытие куполов было не причиной, а следствием этих процессов [Bickle et al., 1980].

Приведённые данные показывают, что прямых свидетельств образования щита Пилбара в результате действия тектоники плит в раннем—сред-

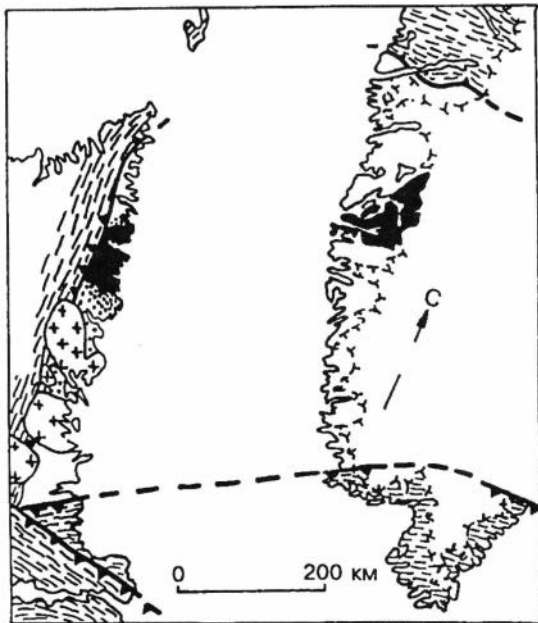


Рис. 14. Схема строения района распространения древнейших геологических образований Земли (по [Nutman, Collerson, 1991]):

1 — граница ледового покрова, 2 — протерозойский ороген, 3 — средне- и верхнеархейские гнейсы, 4 — участки, где нижнеархейские породы присутствуют в переменных количествах, 5 — нижнеархейские породы. Положение Гренландии (справа) и п-ова Лабрадор (слева) на палинспастической (до-дрифтовой) топооснове.



нем архее нет. В частности, не обнаружено аккреционных комплексов. Однако отмеченные косвенные признаки позволяют предполагать, что механизмы плитной тектоники в то время и здесь действовали и в формировании структуры сыграли определяющую роль.

Сравнительно широкое распространение древнейших горных пород Земли уже давно обнаружено в Юго-Западной Гренландии, в пределах **Северо-Атлантического** кратона (район Акуллек) (рис. 14). Новые исследования существенно детализируют представления о структуре и эволюции этой интереснейшей области [Nutman, Collerson, 1991; Maruyama et al., 1992; Masuda et al., 1992; Nutman et al., 1993].

Здесь супракрустальный комплекс Исуа (3,81—3,76 млрд лет) надвигнут на более древний, прорванный известково-щелочными плутонами (Амитсок) и обладающий характерными чертами аккреционного клина. В нагромождении покровов различаются пластины турбидитов, ультрамафитов, мафитов и фельзитов, полосчатых железистых пород, кварцитов. Петрохимические исследования показывают, что породы мало отличаются от своих фанерозойских гомологов. Среди осадочно-вулканогенных образований выделены базальты типа срединно-океанских хребтов, вулканисты подводных гор и океанских плато, а также вулканоплутонические субдукционные формации. Главное отличие нижнеархейского аккреционного клина от фанерозойских гомологов усматривается [Maruyama et al., 1992] в явном преобладании пород океанского генезиса над турбидитами (такие соотношения характерны и для пояса Барбертон), тогда как в рифейско-фене-

розойских клиньях картина прямо противоположна. Характерно также преобладание в турбидитах детрита основных вулканитов.

Гнейсы Амитсок, ранее рассматривавшиеся в качестве единого комплекса, видимо, представляют собой полифазный тоналит-трондьемит-гранодиорит-гнейсовый и гранитный комплекс, формирование которого протекало в интервале 3,9—3,6 млрд лет назад [Nutman et al., 1993]. Предполагается, что в результате плавления субдуцированной мафической (океанской) коры около 3,7 млрд лет назад возник ряд островных дуг и микроконтинентов с ювенильной тоналит-трондьемитовой корой, содержащей мафические и супракрустальные включения, которые объединяются в ассоциацию Акилия, формирующуюся в интраокеанских условиях. Пластины массивных перидотитов и пироксенитов, входящие в ансамбль, являются скорее отторженцами остаточной литосферной мантии, чем ультрамафическими кумулятами. Около 3,65 млрд лет назад дуги и микроконтиненты амальгамировались, что вызвало утолщение коры, метаморфизм высоких ступеней и внедрение тоналитов и лейкогранитов. Вслед за этим (примерно с 3,625 млрд лет назад) новые порции континентальной коры наращивались на окраине континентальной массы (типа андской активной окраины), в которую многократно внедрялись лейкограниты. Судя по данным изотопии неодима, эти породы формировались уже в результате плавления древней сиалической коры, тогда как предшествовавшие им, скорее всего, выплавились непосредственно из мантии и образуют добавку новой континентальной коры.

Наличие аккреционного комплекса, совмещение в нем пластин и пакетов, образованных в разных геодинамических обстановках, и особенности эволюции области ясно свидетельствуют в пользу действия здесь механизмов тектоники плит уже на рубеже 3,8 млрд лет назад. А. Натман и К. Коллерсон [Nutman, Collerson, 1991] допускают, что какая-то иная модель может применяться к более древнему периоду (т. е. к хадию).

Другая область выходов на поверхность древнейших горных пород расположена на п-ове Лабрадор в районе Саглек-Хеброн [Nutman, Collerson, 1991; Nutman et al., 1989]. По структуре, набору формаций и их возрасту область аналогична рассмотренной. Супракрустальной толще Исуа (и частично ассоциации Акилия) здесь отвечает ансамбль Нуллиак, который прорывается тоналитами с возрастом около 3,7 млрд лет. Гнейсам Амитсок соответствуют гнейсы Уйвак. Отдельные зерна цирконов в последних имеют возраст 3,92 млрд лет. Фактически обе области представляют собой части единого Северо-Атлантического кратона [Bridgwater et al., 1973; Nutman, Collerson, 1991], разделённые новообразованными Девисовым проливом и Лабрадорской котловиной. Очевидно, что этапы и механизмы образования структуры обеих областей были идентичными.

Существование столь древних аккреционных комплексов, возраст которых определяется рубежом архея и хадиа, является сильнейшим свидетельством в пользу представлений о действии тектоники литосферных плит на протяжении всей обозримой истории Земли.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ АРХЕЯ

Структурно-вещественные характеристики архейских ансамблей

В первых публикациях, касающихся действия механизмов тектоники литосферных плит в архее [Dewey, Horsfield, 1970; Talbot, 1973; и др.], главное внимание уделялось общегеологическим, т. е. структурно-вещественным аспектам, анализу структуры архейской коры, обнажающейся на площади щитов древних платформ.

В литературе 50—70-х годов можно найти многочисленные высказывания о принципиальных различиях структур докембрия и фанерозоя, протогей и неогей, архея и более молодых образований. Эта традиция сохраняется и поныне [Шарков и др., 1996; Choukroune, Bouhallier, 1992; и др.]. Часто к терминам, обозначающим тот или иной структурный элемент, добавляют приставку *прото-* (зо- и т. п.), полагая это достаточным для характеристики специфики объекта, его отличия от более молодых гомологов. Таковы *протоплатформы* (которые должны бы по логике противопоставляться неким *неоплатформам*), обособление которых основано лишь на возрасте фундамента. Однако противопоставление классических древних и молодых платформ как дорифейских (ранее докембрийских) и эпипалеозойских строго определено. Отмечены и их существенные структурно-вещественные особенности: различия в соотношениях структуры фундамента и чехла, степени унаследованности структур фундамента в чехле, наконец, в формационных рядах чехлов и т. д. С *протоплатформами* ситуация принципиально иная (структурно-вещественные их особенности либо не упоминаются вообще, либо несущественны для выделения отдельного класса. Часто даже не указывается предполагаемое время консолидации фундамента.

Между тем, обнаруживается весьма большое сходство складчато-покровных ансамблей архейских зеленокаменных поясов и поясов рифея—фанерозоя. В терминах учения о геосинклиналях удовлетворительно сопоставлялись формационные ряды, магматические комплексы. Разумеется, ультрамафит-мафитовая ассоциация зеленокаменных поясов с преобладанием коматиитов существенно отлична от офиолитовой рифея—фанерозоя, но положение обеих в основании формационных рядов и некоторые особенности вещественного состава (именно преобладание основных и ультраосновных магматических пород) позволяли ряду исследователей отмечать их сходство и даже отождествлять [Наливкина, 1966; De Wit et al., 1987b], хотя в офиолитах отсутствуют коматииты, а в ультрамафит-мафитовых ассоциациях архея — дайковый комплекс. Известно также преобладание среди кислых плутонов архея тоналит-грандземит-гранодиоритов и меньшее количество нормальных и калиевых гранитов. Собственно говоря, именно эти два отличия древнейших и молодых покровно-складчатых комплексов (отсутствие или наличие офиолитовых поясов и специализация — натровая

или калиевая — кислых плутонов) обычно подчёркивались как принципиальные.

Следует отметить и некоторые другие важные отличия, обнаруженные в ходе исследований последних лет. Мы уже упоминали различие количественных соотношений пород океанского и континентального генезиса в аккреционных комплексах ниже-среднеархейских и более молодых поясов. Сравнительно редкие в ниже-среднеархейских толщах турбидиты (например, Фиг-Три), уступающие собственно вулканитам, сложены преимущественно вулканомиктовым материалом. Правда, уже в позднем архее довольно широко развиты терригенные толщи.

Н. Л. Добрецов (устное сообщение) очень значительными считает различия архейских и современных островодужных ассоциаций. Действительно, среди архейских андезитов преобладали примитивные разности, свойственные ныне молодым незрелым дугам, значительно удалённым от континентальных блоков, т. е. далеко выдвинутым в океан. Гомологами коматитов являются, вероятно, бониниты (высокомагнезиальные андезиты) известково-щелочных серий фанерозойских незрелых островных дуг [Добрецов, 1981]. Исследователи Олондинского пояса [Попов и др., 1990, с. 160] отмечают, что “несмотря на ...сходство наблюдаемых породных ассоциаций с современными образованиями океанического дна, островной дуги и задуговых бассейнов, механизмы выплавления, в особенности известково-щелочных вулканитов, ультраосновных и основных пород, ...существенно отличны от современных”.

Предположения о прямой корреляции возраста комплексов и степени их метаморфизма, в частности, о принадлежности гранулитовых толщ исключительно к архею или даже “катархею” [Салоп, 1973; и др.], как уже отмечалось, не подтвердились. Между тем, появляется всё больше данных о принципиальном сходстве структуры и структурной эволюции ансамблей самого разного возраста.

Анализ формирования структуры каледонид, герцинид и мезозоид на примере характерных областей позволил В. С. Буртману [1972] наметить основные этапы этого процесса. На первом образуются шарьяжи и лежачие складки, на втором — прямые складки, сбросы, надвиги и взбросы и, наконец, на третьем — складки с вертикальными шарнирами и сдвиги при подчинённом значении иных структурных форм. Примерно такие же этапы выделял и Дж. Рамси [Ramsey, 1963] при изучении пояса Барбертон, стиль сложных деформаций которого, по мнению этого крупнейшего специалиста в области структурной геологии, ничем не отличается от такового фанерозойских орогенических поясов.

Сходная последовательность установлена Л. М. Богомоловой [1993] для Олёкминской области, Тунгурчинского пояса и Тасмиелинской структуры Алданского щита. К периоду 3,3—3,2 млрд лет назад отнесено образование ранней сланцеватости в Тунгурчинском поясе. В интервале 3—2,9 млрд лет во всех зонах формируются лежачие складки, сопровождающиеся надвигами и сланцеватостью. Прямые и асимметричные складки возникли между 2,8 и 2,6 млрд лет назад. Образование прямых меридиональных складок, кливажа и крутых зон расланцевания отнесено уже к раннему протерозою. Сдвиговая природа субмеридиональных зон расланцевания несомненна.

В гранулитогнейсовом ядре щита картина, видимо, сложнее [Котов и др., 1995б]. Там выделяют более десяти этапов деформации, объединяемых в четыре тектонометаморфических цикла. Однако и в этом ядре, история развития которого охватывает помимо архея и ранний протерозой, общая последовательность процессов сходна.

Образование гранитоидных куполов, столь характерных для архейских ансамблей, протекает, очевидно, в основном синхронно с формированием структур второго этапа, по В. С. Буртману. Согласно модели Дж. Дьюи [Dewey, 1988], после пика утолщения коры, вызванного нагромождением покровов (скупиванием), наступает пауза перед тем, как кора становится гравитационно нестабильной и начинается растяжение. Это может приводить к росту куполов вследствие адиабатического декомпрессионного плавления нижней коры.

Очень интересные данные получены М. Литерландом [Litherland, 1973] на щите Зимбабве — тектонотипической территории “стад куполов”, выделенных и описанных А. Макгрегором [Macgregor, 1951]. Здесь вулканогенно-осадочная толща вскоре после своего отложения была смята в крутые опрокинутые и лежащие линейные складки восток-северо-восточного простирания с кливажом осевой поверхности. Затем она была прорвана интрузиями тоналитов и гранодиоритов, сформированными в две фазы. Со следующей фазой внедрения гранитоидов связывается новая складчатость, усложнившая первоначальный рисунок, но также обусловленная сильным горизонтальным сжатием. Вслед за этим произошла гранитизация в условиях мезозоны метаморфизма, сопровождавшаяся ростом куполов, с частичным переплавлением пород и образованием палингенных гранодиоритов и гранитов. Завершение консолидации ознаменовалось внедрением малых интрузий кислого и в подчинённом количестве — основного состава. Как видно, рост куполов начинается на довольно поздней стадии развития области, когда складчатая структура уже в основных чертах сформирована в условиях сильного тангенциального сжатия, и начинает преобладать растяжение. Похоже, что такие же особенности формирования свойственны гранитогнейсовым куполам фанерозойских складчато-покровных поясов.

Наиболее определённо по проблеме соотношения вертикальных и горизонтальных движений высказались К. Берк с соавторами [Берк и др., 1980, с. 135]: “предполагаемый “вертикальный” тектонический стиль, приписываемый зеленокаменным поясам, по-видимому, основывается на *голословно* утверждаемой контролирующей роли кислых плутонов над деформацией, на *мнимой* простой синклинальной структуре таких поясов” (курсив мой — Ч. Б.).

Главной же чертой, роднящей складчато-покровные области архея с более молодыми, является наличие в тех и других аккреционных комплексов. В них сближены, перемешаны, близко соседствуют и находятся в сложных структурных взаимоотношениях образования самых различных геодинамических обстановок, которые на стадии формирования были пространственно разобщены. Это островные дуги, подводные горы, глубоководные турбидиты преддуговых, междуговых и задуговых бассейнов, микроконтиненты, экзотические террейны и др. Количественные соотношения комплексов варьируют в широких пределах. Видимо, именно такое сложное

строение препятствует разработке удовлетворительной типизации зеленокаменных поясов.

В последнее время широкое признание получило деление складчатопокровных поясов (орогенов) на аккреционные и коллизионные, предложенное Б. Уиндли [Windley, 1993b]* на основании анализа протерозойских объектов. Эта типизация применяется для рифейско-фанерозойских поясов (в частности, Центрально-Азиатского [Диденко и др., 1994; и др.]). Похоже, что применима она и к архейским доменам.

Континентально-коллизионные орогены формируются путем столкновения двух или более континентальных блоков, обычно крупных. Они характеризуются весьма малым приростом коры, но сильным сокращением поперечника путем покровообразования и метаморфической переработки, сопровождавшимися утолщением коры. Вероятно, к этому типу могут быть отнесены некоторые верхнеархейские зоны — пояс Калгурли, зона Абитиби—Вава, ряд зеленокаменных поясов Балтийского щита и Индии. Возможно, развитие таких орогенов протекает в сравнительно короткий интервал времени.

Дугово-аккреционные орогены образуются путем роста и амальгамации многочисленных островных дуг, аккреционных призм и других "плавающих" блоков — отмерших дуг, хребтов и океанских плато. Такие орогены распространены в областях архейского возраста, по-видимому, наиболее широко. К ним следует отнести, в частности, наиболее древний геологический комплекс Земли (Юго-Западная Гренландия), аккреционная природа которого доказана в ходе исследований, выполненных многочисленными международными экспедициями.

Аккреционные комплексы образуются на активных окраинах океанов в результате субдукции и последующей коллизии. Именно они с наибольшей убедительностью свидетельствуют в пользу действия механизмов тектоники литосферных плит и являются своего рода их индикаторами, поскольку сходство состава и структуры комплексов говорит и о сходстве процессов их формирования. Как было показано ранее [Борукаев, 1984, 1985], эти механизмы играли определяющую роль в развитии *областей сгущения зеленокаменных поясов* в позднем архее. Новые данные убеждают в том, что они действовали и в более древние эпохи, на протяжении всей обозримой геологической истории планеты. В то же время, несомненно, что в течение архея, продолжительность которого в принятых границах вдвое превышает длительность фанерозоя, общий структурный план эволюционировал. Очевидно, что в геологической истории соотношения орогенов разного типа менялись: в эпохи *α-консолидаций* [Борукаев, 1985] возрастала роль континентально-коллизионных орогенов, а в эпохи регенераций — дугово-аккреционных.

* Термин "коллизионный" не вполне удачен, поскольку противопоставлять процессы аккреции и коллизии не следует. Аккреция обязательно включает в себя коллизию (столкновение) континентальных блоков, островных дуг и др. Точнее, хотя и более громоздки, термины "дугово-аккреционные" и "континентально-коллизионные", применённые Б. Уиндли в другой работе [Windley, 1993a].

Проблема генезиса континентальной коры

Одной из наиболее дискуссионных является проблема происхождения ранней земной коры, её состава, структуры и процессов образования. Господствовавшие многие десятилетия в нашей стране космогонические представления О. Ю. Шмидта — В. С. Сафронова уступают место иным моделям. Соответственно меняются и представления о составе первичной земной коры.

Следует заметить также, что разногласия в представлениях о времени становления континентальной коры в большой мере связаны с разным пониманием самого термина. Мы будем придерживаться определения, данного Н. Л. Добрецовым [1980, с. 112], который главной особенностью коры континентального типа считает “наличие гранитогнейсового (по составу андезитового или гранодиоритового) слоя”. Близок к андезиту и средневзвешенный состав континентальной коры в целом [Там же, с. 116].

Отметим сразу, что отсутствие на Земле горных пород хадиа (древнее 3,8—3,9 млрд лет) не только затрудняет решение проблемы, но и создаёт широкое поле для предположений и догадок, основанных лишь на косвенных данных, и для самых смелых фантазий. Очень вероятной была массовая метеоритная бомбардировка Земли в интервале 4,2—3,9 (с максимумом 3,9) млрд лет назад. Во время этой эпохи, по предположению Р. Грива [Grieve, 1980], могло образоваться 2,5—3 тыс импакт-структур диаметром более 100 и глубиной до 15 км, и бомбардировка должна была полностью стереть следы ранней коры и ранней структуры, не оставив их реликтов. Способствовала этому и более быстрая мантийная конвекция (см. далее). Поэтому ранее мы [Борукаев, 1985], как и некоторые другие исследователи (например [Кратц, Митрофанов, 1980]) предпочитали рассматривать эволюцию планеты с рубежа хадиа и архея, т. е. со времени, когда уже несомненно сосуществовали участки кор океанского и континентального типов. В последние годы появились новые данные геохимии и планетологии, которые проливают свет и на первые 800 млн лет [Smith, 1981] жизни Земли.

Весьма интересные и важные геохимические данные приводит Ю. Д. Пушкарёв [1995], обнаруживший отражение в Rb-Sr, Sm-Nd и U-Th-Pb изотопных системах трёх планетарных рубежей.

Первый из них проявился через 50—70 млн лет после образования Земли (т. е. $4,45 \pm 0,3$ млрд лет назад) во всех трех системах. (Заметим, что интервал аккреции Земли как планеты примерно так же — в 4,56—4,43 млрд лет — определяет К. Аллегр [Бибикова, Поляков, 1996]). Экстраполяция линий развития главного мантийного резервуара истощённой мантии к моменту формирования планеты не приводит в первичный изотопный состав метеоритов. Первый рубеж отражает завершение аккреции наиболее крупных протолитных тел, сопровождавшееся интенсивным экзогенным проплавлением внешней оболочки Земли, образованием протокры щелочного состава (вроде KREEP Луны), комплементарной истощённой мантии и значительной части ядра. Одновременно происходила интенсивная (более 70 %) дегазация недр с образованием атмосферы. Этот период короток, но весьма насыщен. В это время в системе кора — мантия — ядро началась дифференциация, продолжающаяся и сейчас.

Второй рубеж определён Ю. Д. Пушкарёвым в $2,6 \pm 0,1$ млрд лет, т. е. близ границы архея и протерозоя. В Rb-Sr систематике он характеризуется появлением различия в изотопных составах мантийного и океанского Sr, а также Sr “орогена”, т. е. в магматических производных активных континентальных окраин и развитых островных дуг. Отмечается наиболее активное формирование гранитного слоя земной коры.

Третий рубеж датируется цифрой $1,7 \pm 0,1$ млрд лет назад, т. е. уже серединой протерозоя, когда, по мнению Ю. Д. Пушкарёва, происходит существенное изменение стиля тектоники плит (возможная смена термической абразии континентальной и океанской коры субдукцией).

В наиболее широко принятой модели ранней земной коры предполагается её ультраосновной-основной (коматиит-базальтовый) состав. Основаниями тому служат сравнение с корой Луны, данные о происхождении древнейших пород из истощённой литофилами мантии, наличие ксенолитов базитов в древнейших *серых гнейсах*. Всё ещё бытуют представления о лунной стадии развития Земли [Богатиков и др., 1992] (см. табл. 1), хотя ясно, что условий, идентичных лунным, на Земле никогда не существовало (кстати говоря, В. Каула [Kaula, 1975] различает в структуре Луны следы “быстрой” тектоники плит, присущей ранней стадии развития нашего спутника). С этими представлениями связана и концепция зеленокаменных ядер континентов, последовательно обрастающих складчатыми поясами [Wilson, 1949; Павловский, 1975; и др.], сыгравшая в свое время огромную роль в геологии докембрия, но не отвечающая современному состоянию знаний.

Не подтверждаются и представления о длительном (охватывающем всю историю планеты) преобразовании базитовой (океанской) коры в сиалическую (континентальную), как это предполагается, в частности, в одном из современных вариантов неомобилизма – гипотезе тектонической расслоенности литосферы [Пейве и др., 1986; и др.]. Всё большее количество исследователей склоняется к тому, что сиалическая кора была выделена очень быстро, вскоре после образования планеты.

Ввиду того, что модель ультраосновной-основной ранней коры широко известна, останавливаться на её дальнейшем рассмотрении не будем, а кратко охарактеризуем новые, альтернативные ей. В этих гипотезах предполагается выделение больших объёмов сиалической коры уже на стадии аккреции планеты.

Ряд свидетельств в пользу “модели раннего образования сиалической коры путём выплавления из первичной недифференцированной и интенсивно дегазируемой мантии в присутствии избытка H_2O ” приведён Н. Л. Добрецовым [1980, с. 118].

В. Л. Барсуков [1985, с. 17], опираясь на данные сравнительной планетологии, обратил особое внимание на “неизвестный ранее факт наличия на всех планетах земной группы двух типов ранней коры”. Эти типы (“материковый” и “морской”) он сопоставляет с континентальным и океанским соответственно. По мнению исследователя, при образовании планет “ударно-взрывной процесс, развивающийся на фоне гравитационного сжатия”, приводит “к формированию первичной общепланетарной полевошпатовой коры” [Там же, с. 18]. Ранние базальтовые “моря” появились синхронно на Луне, Марсе и Венере в интервале 3,8—3,6 млрд лет назад. Эти

базальты наложились на ранее сформированную материковую кору, перекрыв её в депрессиях поверхности. На Луне в районах такого перекрытия мощность первичной коры уменьшилась с 70 до 30 км, на Марсе — с 30 до 10 км за счёт преобразования нижней коры в гранулиты и эклогиты. В. Л. Барсуков предполагал, что Земля и Венера в интервале 3,8—3,0 млрд лет назад были полностью перекрыты базальтами, с чем, вероятно, связано отсутствие на Земле горных пород древнее 3,8 млрд лет. Как видно, эти данные совсем не согласуются с представлениями о “лунной стадии”.

Сходная гипотеза развивается П. Лоуманом [Lowman, 1989], который также большое внимание уделяет данным планетологии. Отмечается, что дифференциация 21 внеземного тела с образованием химически отчётливой коры произошла за очень короткое время после их аккреции около 4,6—4,5 млрд лет назад. Подчёркивается важнейший факт глобальности дифференциации (а не пятнистости вроде “континентальных ядер роста”). Эта первая стадия дифференциации проявилась и на Земле.

Вторая стадия (видимо, не только на Земле) началась после завершения интенсивной метеоритной бомбардировки, максимум которой приходится на эпоху 4,0—3,8 млрд лет назад (т. е. близ рубежа хадиа и архея). Она продолжалась до конца архея. Ведущим процессом в течение этой стадии было базальтовое наслаивание (*overplating, overaccretion*).

Третья стадия, продолжающаяся и ныне, характеризуется магматическим подслаиванием (*underplating, underaccretion*).

В пользу представлений о широком развитии ранней сиалической коры свидетельствуют и некоторые геологические данные. Вызвавшие в свое время фурор сообщения о близких к возрасту Земли датировках некоторых зерен обломочного циркона, обнаруженных в Австралии [Froude et al., 1983], уже не столь впечатляют. Сходные значения получены для цирконов из архейских пород, кроме приведённых ранее, практически на всех континентах: в гнейсах Мортон штата Мичиган (3,8 млрд лет [Goldich, Wooden, 1980], кварцитах Бертус штата Монтана (3,78 млрд лет [D’Arcy, Mueller, 1992]) и метакварцитах штата Вайоминг (3,96 и 3,73 млрд лет [Mueller et al., 1992]) Северной Америки, гнейсах щита Сингхбхум Индии (3,8 млрд лет [Radhakrishna, Naqvi, 1986]), гнейсах пояса Лимпопо Южной Африки (3,79 млрд лет [Barton, Key, 1981]), гнейсах провинции Хэбей Китая (3,85 млрд лет [Liu et al., 1992]), гнейсах Нейпир (3,93—3,8) и гранулитах Маунт-Сонз (3,93 млрд лет [Black et al., 1986a,b]) Антарктиды и т. п. [Goodwin, 1991; и др.]. Нельзя пренебречь и тем фактом, что наиболее древние датировки получены всё же для комплекса серых гнейсов, а не для коматиитов древних зеленокаменных поясов. Хотя не все исследователи относят комплекс серых гнейсов к континентальной коре на основании отсутствия в его составе нормальных и калиевых гранитов, он всё же ближе к сиалической коре, чем к симатической (океанской).

Гипотезы о выделении больших объемов сиалической (континентальной) коры уже на самых ранних этапах формирования планеты всё более укрепляются. Дискуссионным остаётся вопрос о планетарности или локальности распространения такой коры. Сознывая, что проблема далека от разрешения, мы предпочитаем всё же первый вариант. Видимо, в *магматическом океане*, существовавшем не только на Луне [Kaula, 1975], но и на Земле [Hoffmeister, 1983], кора полевошпатового (анортозитового [War-

per, 1979; Никишин, 1989; и др.] или анортозит-андезитового [Добрецов, 1980]) состава, возникшая подобно пене, была распространена повсеместно. Структура мантийной конвекции, которая на стадии аккреции и вплоть до середины архея была неупорядоченной и могла приводить к повсеместному погружению относительно холодной и плотной коры в горячую мантию и её термической эрозии (особенно в эпоху метеоритной бомбардировки), сменилась одноячейковой. Сиалическая кора при этом собралась в области нисходящего течения в суперконтинент Пангею, первую в истории Земли. Ранее [Борукаев, 1985] мы относили этот эпизод к условному рубежу около 3,3 млрд лет назад. Вероятно, он ближе к границе архея и хадиа.

Конечно, процесс бифуркации не был мгновенным и датировать его одной цифрой трудно. Однако, как мы попытались показать в настоящей работе, анализ новых материалов выявляет гораздо большее, чем предполагалось ранее, распространение ниже- и среднеархейских складчатых, метаморфизованных и интродуцированных тоналит-трондьемит-гранитоидными плутонами толщ в пределах всех щитов. Это не согласуется с представлениями о том, что объем континентальной коры наиболее интенсивно нарастал в интервале 3,2—2,5 [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; и др.] или даже 2,7—2,5 млрд лет назад [McCulloch, Wasserburg, 1978, p. 1007]. Верхняя граница этой стадии явно древнее 3 млрд лет, а эпоха образования первой Пангеи, повторим, не многим моложе рубежа архея и хадиа.

На рис. 15 приведены кривые, отражающие рост континентальной коры на протяжении геологического времени по моделям разных исследователей. Сегодня, с учётом новых данных, наиболее приемлемыми представляются модели У. Файфа и Р. Армстронга.

Массовое гранитообразование близ рубежа архея и протерозоя и появление в это время нормальных и щелочных гранитов, по-видимому, отражают процесс не столько образования, сколько преобразования континентальной коры, её дифференциации. “Независимость поведения гранитоид-

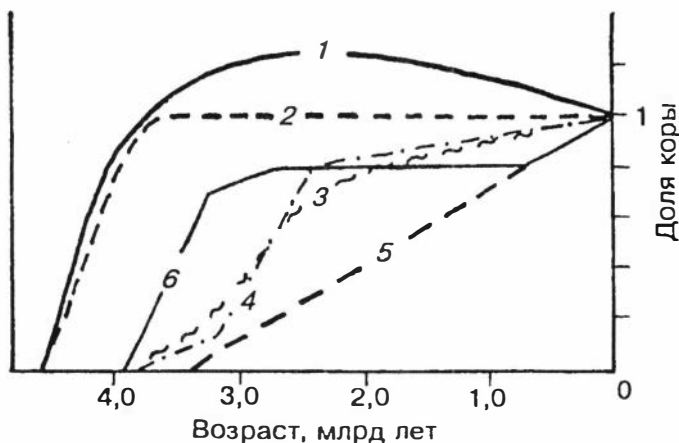


Рис. 15. Некоторые модели роста континентальной коры.

Кривые роста по: 1 — Fife, 1978; 2 — Armstrong, 1981; 3 — Сорохтин, Ушаков, 1991; 4 — Тейлор, Мак-Леннан, 1988; 5 — Hurley, 1968; 6 — Борукаев, 1985.

ного магматизма от поверхностной тектонической структуры, районированной по типам разрезов и особенностям формационных рядов” наиболее отчётливо подмечена Г. Л. Добрецовым [Добрецов, Лесков, 1993, аннотация]. Им же введено очень точное понятие ”внетектоническое развитие гранитоидов”. Н. Л. Добрецов и В. П. Чупин [1993] выделяют главные эпохи гранитообразования, называемые ими эпохами глобальной активизации, три из которых приходится на допротерозойский период развития планеты. Они датируются 4,2(?), 3,6—3,2 и 2,6 млрд лет назад.

Надо признать, что по мере накопления нового материала и развития аналитической базы становится всё больше данных о выделении значительного (если не главного) объёма континентальной коры на самых ранних стадиях развития Земли. Всё более постигаются справедливость и глубина известного афоризма Дж. Хаттона, который, проанализировав историю планеты, “не обнаружил никаких признаков начала, никаких перспектив конца”^{*}.

Проблема архейской океанской коры

Если в течение многих лет дискутировался вопрос об объёмах континентальной коры в архее, то в последнее время возникла проблема коры океанской. Причиной тому послужило отсутствие в архейских комплексах типичных офиолитовых ассоциаций.

А. Гликсон [Glikson, 1976], последовательно отстаивавший ультрамафит-мафитовый состав ранней коры, тем не менее, отметил отличия от современной океанской коры мафитов-ультрамафитов, включённых в виде ксенолитов в древнейшие гнейсы. Эти породы он счёл возможным параллелизовать с базитами лунных морей и связывать их генезис с метеоритной бомбардировкой Земли.

В моделях, основанных на признании первичности базитовой коры, обычно, как само собой разумеющееся, принимается её принадлежность к океанскому типу. Правда, исследователи постоянно оговаривают существенные её отличия от современной. Подчёркиваются отсутствие офиолитов и коматиит-базальтовый состав коры. Высказано предположение о значительной мощности архейской океанской коры [Берк и др., 1980; Sleep, Windley, 1982; Nisbet, Fowler, 1983; и др.], которая оценивается в 20 и более (до 80) км при более тонкой, чем ныне, литосфере.

Сотрудники ГИН РАН [Новикова и др., 1991; Щипанский, Подладчиков, 1991; Новикова, Пушаровский, 1992; и др.] развили эти взгляды и предложили термин “раннеархейские зеленокаменные бассейны”. К таковым они, вслед за Д. Лоу, отнесли “быстро погружающиеся симатические блоки, или симатические платформы, которые не подстилались и не имели по соседству древней континентальной коры” [Новикова и др., 1991, с. 7]. Аналогов таких палеоструктур среди современных геодинамических обстановок они не усматривают, а структуру архейской симатической коры считают “совершенно не схожей с офиолитами, характеризующими современ-

^{*} “...no vestige of beginning, no prospect of an end.” [Hutton, 1795, p. 304].

ный океанический тип коры” [Там же]. Мощность коры, состоявшей преимущественно из коматитовых базальтов, оценивается в 25 или 45 км (в зависимости от температуры мантии).

Иначе интерпретируют те же материалы М. Бикл и его соавторы в статье, к которой мы уже обращались [Bickle et al., 1994]. Они провели анализ тектонического положения и стратиграфии нескольких зеленокаменных толщ, которые ранее рассматривались как архейские офиолиты. В результате на основании наличия базальных несогласий и ксенокристаллов циркона, геохимических и изотопных признаков коровой контаминации, интрузивных взаимоотношений с более древним основанием они пришли к выводу, что ни одна из рассмотренных толщ не принадлежала архейской океанской коре. Исследователи не ставят под сомнение бывшее существование такой коры. Напротив, по их мнению, данные глобальной геотермии говорят, что океанская кора в архее существовала, была, вероятно, мощнее современной (16—25 км) и продуцировалась также при больших скоростях спрединга. Блоки мафических вулканитов в зеленокаменных поясах могут быть её реликтами, хотя достоверно установленных реликтов пока не известно.

Заметим, что с подобной проблемой сталкиваются исследователи не только архея, но и более молодых толщ. Полное отождествление офиолитов с океанской корой принимается далеко не всеми. Совершенно ясно, что реликтов коры открытых океанов вообще не могло сохраниться. Эта кора полностью субдуцирована, и абсолютно прав С. Уеда, образно назвавший зоны субдукции *кладбищами океанов* [Uyeda, 1992]. Поэтому чаще предполагают, что в современной континентальной коре различаются реликты коры окраинных морей. Можно думать также, что большую роль в аккреционных комплексах должны играть образования подводных гор и плато, наименее плотные и наиболее “плавучие” элементы океанской коры, обладающие корой большой (до 25 км) мощности.

Интересное заключение из постулата о большой мощности архейской океанской коры делает М. Уилкс [Wilks, 1988]. По его мнению, современные модели коровой эволюции потерпели неудачу в объяснении генерации больших объёмов континентальной коры в требуемые интервалы времени. Если океанская архейская кора была, как показывают геотермические модели, заметно толще, тогда в архее должны были быть более частыми коллизии океанской коры, сходные по масштабу с современной континентальной коллизией гималайского типа. Они вызывали широкое частичное плавление обводнённой океанской коры с образованием объёмных тоналитовых выплавов, оставляя истощённый ультрабазит-базитовый рестит.

Вероятно, убедительные доказательства существования океанской коры в архее могут дать материалы по изотопии кислорода. Исследования метавулканитов Олондинского, Тунгурчинского, Субганского и Балаганахского поясов [Котов и др., 1995а] показали, что $\delta^{18}\text{O}$ в них сопоставимы с таковыми в срединно-океанских хребтах.

Стадийность развития Земли в архее

Как мы уже убедились, представления различных исследователей о стадиях развития Земли в допротерозойское время определяются принимаемыми граничными условиями, в частности, относящимися к составу пер-

**Таблица 1. Этапы (стадии) допротерозойского развития Земли
и их геологическое содержание
(по схемам отечественных исследователей)**

Шкала времени (млн лет)	Богатиков и др., 1992 (стадии)	Глебовицкий, Шемякин, 1995	Хаин, Ломи-зе, 1995 (этапы)
2400 2500 -----		<i>Заложение мировой рифтовой системы</i>	
2600 ----- 2800 ----- 3000	Нуклеарная	<i>Завершение развития поздних ЗКП</i>	Средне- и позднеархейский (возникновение собственно континентальной коры и становление первой Пангеи)
----- 3500		<i>Начало формирования поздних ЗКП</i>	
----- 3888 ----- 4000		<i>Заложение древнейших зеленокаменных поясов (ЗКП)</i>	
----- 4500 4600	Лунная (первичной коры)	<i>Начало 1-го этапа вулканизма и седиментации</i>	Раннеархейский (формирование протокоры)
			Догеологический

вичной коры. В табл. 1 и 2 сведены схемы отечественных и зарубежных специалистов, не требующие, видимо, особых комментариев.

Обращает на себя внимание то, что сравнительную устойчивость во всех схемах обнаруживают лишь две границы — архея с хадием и с протерозоем (т. е. стратиграфические границы). В некоторых схемах фигурирует также граница 3,5 млрд лет, выделенная Л. И. Салопом [1973] в качестве границы первостепенной важности. Любопытно, однако, что изотопными данными она никак не подтверждалась. В приведённых Л. И. Салопом таб-

Таблица 2. Этапы (стадии) допротерозойского развития Земли и их геологическое содержание (по схемам зарубежных исследователей)

Шкала времени (млн лет)	Harland et al., 1990 (эры)	Lowman, 1989 (стадии)	Goodwin, 1991 (стадии)	Condie, 1981 (стадии)
2400 2500 -----				
2600 ----- 2800 ----- 3000 ----- 3500	Рандий	Стадия II 2-я дифференциация (базальтовое подслаивание)	<i>Расслоение коры на нижнюю и верхнюю</i> Ядерно-кратонная	Плутонизм
	Свазий			Стадия III Образование двух суперконтинентов Формирование ЗКП в условиях рифтов и краевых бассейнов
3800 ----- 4000	Исуаний		<i>Метеоритная бомбардировка</i>	Стадия II Образование изолированных андезитовых дуг, тоналитовый магматизм
4500 4600	Хадий	<i>Поздняя бомбардировка</i> Стадия I 1-я дифференциация (глобальное образование коры)	Стадия становления	Стадия I Замена ультраосновной коры основной на границах плит
		Аккреция	<i>Образование коры</i>	

лицах цифра 3,5 млрд лет практически не фигурировала, да и в тех случаях, когда была упомянута, более поздними исследованиями изменена. Однако её по-прежнему считают одной из наиболее достоверных, скорее всего из-за "округлости", и кладут в основу сложных расчётов цикличности развития планеты. Практически не нашла в приводимых схемах отражения и нижняя граница позднего архея, которой, однако, большое значение придают обычно стратиграфы.

Единственный вывод, который можно сделать при обзоре этих и многих других схем, это весьма слабая разработанность как общих принципов

и подходов к выделению стадий, так и неудовлетворительное состояние соответствующей терминологии.

Модели эволюции зеленокаменных поясов: плейт- или плюм-тектоника?

Из множества моделей рассмотрим лишь некоторые, относительно новые, в некотором смысле полярные, которые отражают современное состояние проблемы и учитывают новые веяния. Известные повторы изложенных ранее данных при этом, к сожалению, неизбежны, ибо иначе характеристика моделей будет недостаточна.

К. Конди [Condie, 1981, 1992] полагает, что древние зеленокаменные пояса, к которым отнесены районы и пояса Исуа, Барбертон и Пилбара, формировались в подводных горах и плато над мантийными струями. Длительность их развития он определяет в ~500 млн лет, отмечая в качестве особенности многочисленность эпизодов деформаций и тоналит-трондьемит-гранодиоритового плутонизма. Ксенокристаллы цирконов в ультрамафитах-мафитах Барбертона и Пилбара говорят о загрязнении магмы, т. е. о существовании сиалической коры, по крайней мере, на 100 млн лет древнее. Известково-щелочные и тоналит-трондьемит-гранодиоритовые магмы генерировались путём эпизодической субдукции вокруг окраин плато. Рост плато за счёт их плавучести мог приводить к поднятию дна почти до уровня моря и накоплению на нём мелководных осадков вплоть до эвапоритов. Лишь некоторые из этих плато сохранились и включены ныне в состав кратонов. Большинство же переработано в мантии, имевшей очень высокую температуру.

Благодаря высокой температуре мантии, ускоренной конвекции и большим скоростям метеоритных ударов основная масса ранней коры переработана в мантии. “Настоящая” континентальная кора, по мнению К. Конди, начала накапливаться в зонах субдукции путём коллизии островных дуг по мере уменьшения геотермического градиента (эпизод этот он относит к 3,5 млрд лет назад), что вызвало довольно быстрый рост кратонов. По мере роста последних корни под ними увеличивались в мощности и менялся характер магматизма.

Иную гипотезу развивает А. Крёнер [1984; Kröner, 1977, 1981, 1991a; и др.]. Опираясь на палеомагнитные данные, он предполагает, что горизонтальные смещения плит происходили с раннего архея со скоростями, сравнимыми с современными. Сохранение некоторых глубокометаморфизованных ансамблей с возрастом около 3,8 млрд лет (например, пояс Лимпопо в Южной Африке) интерпретируется им через существование под ранними континентами толстых литосферных корней, заслонявших нижнюю кору от высокого мантийного теплового потока. Глобальное истощение древнейших пород несовместимыми малыми элементами говорит, по мнению А. Крёнера, о существовании около границы архея и хадия относительно жёстких и, вероятно, крупных литосферных плит, хотя больших количеств корового компонента для этого времени пока не зафиксировано. А. Крёнер, как и ряд уже упоминавшихся исследователей, тоже усматривает большое сходство тектонических стилей нижнеархейских гранит-зеленокаменных и молодых

коллизийных ансамблей, возникающих вследствие горизонтальной тектоники. Изотопные характеристики многих тоналит-гранодиоритовых ассоциаций указывают на длительную коровую историю. Поэтому модель простой генерации таких магм в островных вулканических дугах вряд ли удовлетворительна. Высокая скорость продуцирования коры в архее требует привлечения механизмов мантийных струй и магматического подслаивания (*underplating*) плит.

Существенное увеличение мощности коры и образование гранулитов А. Крёнер связывает с внутриконтинентальным покровообразованием (*скучиванием, crustal interstacking*) без континентальных столкновений. Очевидно, что в такой трактовке надо предполагать сокращение в течение архея площадей распространения субконтинентальной коры за счёт увеличения её мощности. При этом частичное плавление нижней коры приводит к образованию огромных тоналитовых плутонов. Истинно океанская архейская кора, по-видимому, целиком субдуцирована. Хорошо сохранившиеся зеленокаменные пояса являются образованиями окраинных бассейнов, обдуцированными на континенты (микроконтиненты?), и частью внутриконтинентальными (типа тыловых бассейнов или прогибов). Гранулитовые пояса представляют собой выходы на поверхность нижнекорового материала.

В модели А. Крёнера предполагается существование в архее крупных и хрупких плит. Это мнение разделяется некоторыми исследователями [Sleep, 1992], тогда как другие придерживаются взглядов о весьма большом количестве и весьма малых размерах архейских плит (миниплит [Fife, 1974]), послуживших основанием для понятия об архейской и даже раннепротерозойской “тектонике малых плит” [Добрецов, 1980, 1981; Хаин, Божко, 1988; Хаин, 1993а].

Как мы видели, многие зеленокаменные пояса имеют эпиконтинентальную (интракратонную) природу, поскольку закладывались при расколе и раздвижении блоков континентальной коры преимущественно на их окраинах. Поэтому разрабатывается множество моделей эволюции поясов, учитывающих этот факт. Такова, в частности, концепция *сагдукции*, или *саг-субдукции* [Goodwin, 1978; Gorman et al., 1978; и др.], т. е. проседания, в отличие от *субдукции*, или *драг-субдукции* [Hargraves, 1978]. Эта гипотеза возрождает идеи затягивания (всасывания) кристаллического основания внутрь по “рубцам”, протягивающимся вдоль осей складчатых поясов (О. Амферер, Э. Краус и др). В ней главное значение придается инверсии плотностей при образовании щитовых вулканов на сиалическом основании и, следовательно, вертикальным движениям. Горизонтальные смещения связываются с “краевыми зонами надвигания”, что явно противоречит масштабу явления.

Концепция сагдукции довольно хорошо согласуется с представлениями о горячих точках (пятнах) [Винк и др., 1985], ячейках [Kröner, 1981], линиях [Hanson, 1981], поясах [Глуховский и др., 1994] или полях [Зоненшайн, Кузьмин, 1983], располагающихся на гребнях мантийных струй. В частности, именно с действием струй связывается магматическая эволюция поясов [Hill, Campbell, 1992; Hill et al., 1992]. Толеитовые базальты рассматриваются этими исследователями как производные частичного плавления “головой” струи, а коматиты — её “хвоста”.

Представляется, однако, что вряд ли следует жестко противопоставлять плейт- и плюм-тектонику, как это иногда делается [Fife, 1978; Lambert, 1981; Шарков и др., 1996; и др.]. Точнее выводы о превалировании различных механизмов на разных глубинах внутри Земли [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Maquyama, 1994; и др.] (что, кстати, в какой-то мере сглаживает резкие противоречия между мобилизмом и фиксизмом). Даже в мезозое и кайнозое процессы плейт- и плюм-тектоники тесно переплетены. Достаточно напомнить о постоянной “подпитке” Срединно-Атлантического хребта магматическим материалом мантийных струй [Винк и др., 1985; Anderson, 1994].

С. Маруяма [Maquyama, 1994, p. 37] считает, что “плитотектоническое развитие континентального рифтинга целиком определяется суперплюмами (гигантскими струями) до тех пор, пока не развивается зона субдукции”. Эти первая и вторая стадии, названные им соответственно атлантической и индоокеанской, отражают тесную связь плейт- и плюм-тектонических процессов. Лишь на заключительной, третьей — тихоокеанской — стадии тектоника плит совершенно не зависит от деятельности суперплюмов (горячих и холодных). Можно полагать, что в архее при более горячей (примерно на 150—300 °С, по [Abbott et al., 1992] на 150 ± 30 °С) мантии и тепловом потоке, превышавшем современный примерно в 3 раза (по [Берк и др. 1980] в 2—3 раза), эта связь была ещё более тесной.

Н. Л. Добрецов и А. А. Кирдяшкин [1995], которые развивают идеи глубинной геодинамики (плюм-тектоники), исследовали проблему влияния на структуру мантии тепловых потоков, больших по величине, чем современные, в предположении, что тепловой поток на ранних стадиях развития Земли превышал современный на порядок. Моделирование показало, что на этих стадиях в мантии могли существовать высокоскоростные (до 30 см/год) конвективные течения. Кинематическая вязкость нижней мантии должна была отвечать таковой современной астеносферы. Структура конвективных течений охватывала всю мантию, но была неустойчивой. Такая конвекция должна была вызывать ускоренные движения литосферных плит и их непрерывное “торошение”. Это способствовало образованию многочисленных, но кратковременно существовавших зон субдукции, где формировались зеленокаменные пояса как гомологи островных дуг.

Полученные исследователями результаты очень интересны и надёжно подтверждены экспериментами. Надо полагать, что охарактеризованные ими процессы были свойственны в основном хадию [Maquyama, 1994] и частично раннему-среднему архею. В позднем архее тепловой поток уже уменьшился (как уже указывалось, по оценкам практически всех исследователей, он превышал современный лишь в 2—3 раза), а структура конвекции должна была упорядочиться. К концу архея скорости движений плит, например, могли быть даже на 16 % медленнее, чем сейчас [Abbott, Menke 1990].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ убеждает нас в том, что механизмы тектоники литосферных плит, весьма близкие к современным, действовали в течение всей обозримой истории Земли, начиная с конца хадия.

Наиболее весомым аргументом в пользу такого вывода служит широкое распространение в гранит-зеленокаменных областях щитов древних платформ аккреционных комплексов, сформированных на деструктивных окраинах архейских плит в результате проявления процессов субдукции, аккреции и коллизии. В составе этих комплексов сближены, перемешаны, близко соседствуют и находятся в сложных структурных взаимоотношениях образования самых различных геодинамических обстановок, которые на стадии формирования были пространственно разобщены: островные дуги, подводные горы, турбидиты континентального склона, микроконтиненты, экзотические террейны и др. В структуре комплексов превалирует *горизонтальная тектоника* с обилием крупномасштабных покровов и чешуй. Гранитогнейсовые купола на неё наложены.

Между структурными ансамблями архея и более молодых складчатопокровных комплексов гораздо больше сходства, чем различий. Главные различия (в основном в характере магматизма и метаморфизма) определяются повышенным тепловым потоком, связанным с более высокой температурой мантии, и соответственно ускоренной конвекцией. Дискуссионными остаются вопросы о размерах плит и длительности периодов развития зон субдукции.

Большую роль в архее играли процессы глубинной геодинамики. Однако вряд ли следует считать, что именно в архее они были ведущими. Связи плюм- и плейт-тектоники практически не изменялись на протяжении всей истории Земли с преобладанием одной из этих форм тектонических процессов в разных сферах планеты.

* * *

Автор искренне признателен академику Н. Л. Добрецову, чьё дружеское участие способствовало выполнению данного исследования. Он взял на себя также нелёгкий труд ответственного редактора работы. Его весьма полезные советы и замечания по возможности учтены при подготовке рукописи к печати.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 94-05-16907а).

ЛИТЕРАТУРА

Балашов Ю. А., 1995. Детальная AR₂—PR₁ геохронологическая шкала Балтийского щита // Докл. РАН. — Т. 343, № 4. — С. 513—516.

Барсуков В. Л., 1985. Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Геохимия. — № 1. — С. 3—19.

Берк К., Дьюи Дж. Ф., Кидд У. С. Ф., 1980. Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа // Ранняя история Земли. — М.: Мир. — С. 123—143.

Бибикова Е. В., Поляков В. Б., 1996. Памяти академика А. П. Виноградова // Вестн. РАН. — № 4. — С. 372—375.

Богатиков О. А., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д., 1992. Эволюционная и геодинамическая магматическая петрология: достижения и перспективы // Геонауки в СССР. — М.: Недра. — С. 135—153.

Богомолова Л. М., 1993. Олёмнинская гранит-зеленокаменная область (структура и история развития): Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. — Новосибирск. — 20 с.

Борукаев Ч. Б., 1972. Проблема общей геохронологической шкалы докембрия // Геология и геофизика. — № 1. — С. 3—14.

Борукаев Ч. Б., 1979. Сравнительная тектоника щитов Лаврентии и Гондваны // Геология и геофизика. — № 3. — С. 13—24.

Борукаев Ч. Б., 1984. Тектоника литосферных плит в докембрии // Геология и геофизика. — № 7. — С. 3—12.

Борукаев Ч. Б., 1985. Структура докембрия и тектоника плит. — Новосибирск: Наука. — 190 с.

Буртман В. С., 1972. О развитии геосинклиальной складчатости // Геотектоника. — № 2. — С. 15—23.

Винк Г. Е., Морган У. Дж., Вогт П. Р., 1985. Горячие точки Земли // В мире науки. — № 6. — С. 14—22.

Глебовицкий В. А., 1996. Корреляция и геодинамическая интерпретация главнейших событий в архейских и раннепротерозойских структурах Лавразии // Геология и геофизика. — Т. 37, № 1. — С. 42—53.

Глебовицкий В. А., Шемякин В. М., 1995. Проблемы периодизации раннего докембрия // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. — СПб: ИГГД РАН. — С. 3—4.

Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И., 1994. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. — № 5. — С. 3—15.

Гровс Д. И., Батт У. Д., 1984. Факторы, контролирующие гетерогенное распределение металлогенических ассоциаций в архейских зеленокаменных поясах на примере Западно-Австралийского щита // Геология докембрия. — М.: Наука. — С. 133—143.

Гровс Д. И., Батт У. Д., 1987. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции

- гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. — М.: Мир. — С. 98—129.
- Диденко А. Н., Моссаковский А. А., Печерский Д. М. и др., 1994. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. — № 7—8. — С. 59—75.
- Добрецов Н. Л., 1980. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука. — 200 с.
- Добрецов Н. Л. 1981. Глобальные петрологические процессы. — М.: Недра. — 236 с.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., 1993. Применение двухслойной конвекции к объяснению структуры и динамики Земли // Геология и геофизика. — № 1. — С. 3—26.
- Добрецов Г. Л., Лесков С. А., 1993. Некоторые тектонические закономерности формирования гранитоидных интрузий // Гранитоиды складчатых областей. — СПб: ВСЕГЕИ. — С. 26—35.
- Добрецов Н. Л., Чупин В. П., 1993. Генезис гранитоидов и формирования континентальной коры // Гранитоиды складчатых областей. — СПб: ВСЕГЕИ. — С. 7—26.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., 1994. Глубинная геодинамика. — Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. — 299 с.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. А., 1995. Теплообмен и реология нижней мантии в ранние периоды развития Земли // Докл. РАН. — Т. 345, № 1. — С. 103—105.
- Докембрийская геология СССР. — Л.: Недра, 1988. — 440 с.
- Древнейшие породы Алдано-Станового щита / В. А. Рудник, ред. — Л.: Севморгеология, 1989. — 260 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., 1983. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. — № 1. — С. 28—45.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., 1993. Глубинная геодинамика // Геология и геофизика. — № 4. — С. 3—12.
- Казаков А. Н., 1995. Ранние стадии формирования сиалической континентальной коры // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. — СПб: ИГГД РАН. — С. 7—8.
- Каляев Г. И., 1976. Земная кора Украинского щита и тектоника плит // Геол. журн. — Т. 36, № 1. — С. 29—41.
- Книппер А. Л., 1975. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — М.: Наука. — 208 с.
- Ковач В. П., Великославинский С. Д., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., 1996. Sm-Nd-изотопная систематика кислых метавулканитов фёдоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р. Тимптон) // Докл. РАН. — Т. 347, № 2. — С. 236—238.
- Конди К., 1983. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир. — 390 с.
- Котов А. Б., Синельникова И. М., Виноградов Д. П., Пухтель И. С., 1995а. Обеднённые ^{18}O метавулканиты Олёкминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита: признаки существования океанической коры с возрастом 3,0 млрд лет // Главнейшие рубежи геологической эволюции

- Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. — СПб: ИГГД РАН. — С. 30.
- Котов А. Б., Ковач В. П., Сальникова Е. Б. и др., 1995б. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. — Т. 3, № 1. — С. 99—110.
- Кратц К. О., Митрофанов Ф. П., 1980. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), её становлении и тектонической эволюции // Проблемы тектоники раннего докембрия. — Л.: Наука. — С. 147—169.
- Крёнер А., 1984. Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии // Геология докембрия. — М.: Наука. — С. 106—119.
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А. и др., 1971. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. — М.: Наука. — 392 с.
- Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н., Бирюлькин Г. В., 1971. Стратиграфия и тектоника верхнеархейских и нижнепротерозойских образований Удоканского и Кодарского хребтов // Геология и золотоносность докембрия Якутии. — Якутск. — С. 113—134.
- Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж., 1977. Тектоника плит. — М.: Мир. — 288 с.
- Левченко О. А., Морозова И. М., Другова Г. М. и др., 1987. U-Pb датирование древнейших образований Алданского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. — М.: Наука. — С. 116—137.
- Моралев В. М., 1986. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. — М.: Наука. — 166 с.
- Накви С. М., 1980. Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии Дхарварских образований // Ранняя история Земли. — М.: Мир. — С. 295—305.
- Наливкина Э. Б., 1966. О фундаменте раннепротерозойских эвгеосинклиналей // Геотектоника. — № 2. — С. 57—62.
- Никушин А. М., 1989. Обсуждение ранней истории Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. — Т. 64, вып. 4. — С. 114—121.
- Новикова А. С., Штрейс Н. А., Щипанский А. А., 1991. Гранит-зеленокаменные области и проблема архейской океанической коры // Геотектоника. — № 4. — С. 3—9.
- Новикова А. С., Пуцаровский Ю. М., 1992. Протоокеанические бассейны Земли // Тектоника и магматизм современных и древних океанов. — М. — С. 24—26.
- Павловский Е. В., 1975. Происхождение и развитие земной коры материков // Геотектоника. — № 6. — С. 3—14.
- Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С. и др., 1986. Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. — М.: Наука. — С. 5—15.
- Попов Н. В., Смелов А. П., Добрецов Н. Н. и др., 1990. Олондинский зеленокаменный пояс. — Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. — 172 с.
- Попов Н. В., Добрецов Н. Н., Смелов А. П., Богомолова Л. М., 1995. Тектоника, метаморфизм и проблемы эволюции Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. — Т. 3, № 1. — С. 84—98.

Пухтель И. С., Богатиков О. А., Симон А. К., 1993. Раннедокембрийская эволюция системы кора–мантия Олекминской гнейс-зеленокаменной области (Алданский щит) // Петрология. — Т. 1, № 5. — С. 499—523.

Пушкарёв Ю. Д., 1995. Геохронологические рубежи в изотопно-геохимическом развитии системы кора–мантия // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. — СПб: ИГГД РАН. — С. 5—6.

Ранний докембрий Южной Якутии, 1986 / В. Л. Дук, В. И. Кицул, А. Ф. Петров и др. — М.: Наука. — 280 с.

Резанов И. А., 1995. О происхождении и ранней эволюции Земли по данным геологии // Тихоокеан. геология. — Т. 14, № 2. — С. 139—144.

Резанов И. А., Руденко А. П., 1995. Попытка реконструкции палеогеографических условий поверхности Земли в катархее по данным геологии и экспериментальной химии // Бюл. МОИП. Отд. геол. — Т. 70, № 6. — С. 81—92.

Салоп Л. И., 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. — Л.: Недра. — 309 с.

Семихатов М. А., 1992. Хронометрическая шкала архея (предложение Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — № 9. — С. 153—157.

Семихатов М. А., 1993. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — Т. 1, № 1. — С. 6—20.

Семихатов М. А., Шуркин К. А., Аксёнов Е. М. и др., 1991. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. — № 4. — С. 3—16.

Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., 1991. Глобальная эволюция Земли. — М.: Изд-во МГУ. — 446 с.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М., 1988. Континентальная кора: ее состав и эволюция. — М.: Мир. — 384 с.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В., 1970. Докембрийская геохронология материков. — М.: Недра. — 432 с.

Хаин В. Е., 1993а. Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика // Вестн. МГУ. Геология. — № 6. — С. 12—25.

Хаин В. Е., 1993б. Эволюция структуры земной коры (взгляд тектониста). — М.: Наука. — 58 с.

Хаин В. Е., 1994а. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). — М.: Наука. — 190 с.

Хаин В. Е., 1994б. Тектоника плит: анализ современного состояния // Вестн. МГУ. Геология. — № 1. — С. 3—10.

Хаин В. Е., Божко Н. А., 1988. Историческая геотектоника. Докембрий. — М.: Недра. — 382 с.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г., 1995. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ. — 480 с.

Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., 1995. Основные этапы архейской геологической истории Балтийского щита — их выражение и значение в формировании континентальной коры // Главнейшие рубежи геологической

эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. — СПб: ИГГД РАН. — С. 20.

Черкасов Р. Ф., 1979. Архей Алданского щита. — М.: Наука. — 160 с.

Шарков Е. В., Богатиков О. А., Коваленко В. И., Богина М. М., 1996. Раннедокембрийские нижнекоровые базитовые гранулиты и эклогиты (на примере образований Кольского полуострова и Южного Присаянья) // Геология и геофизика. — Т. 37, № 1. — С. 42—53.

Штилле Г., 1964. Избранные труды. — М.: Мир. — 887 с.

Щербак Н. П., Бибикова Е. В., 1984. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // Геология докембрия. — М.: Наука. — С. 3—14.

Щипанский А. А., Подладчиков Ю. Ю., 1991. “Стадные батолиты” как индикаторы мощной раннеархейской коры океанического типа // Докл. АН СССР. — Т. 320, № 5. — С. 1212—1216.

Яншин А. Л., Монин А. С., 1983. О тектонике катархея и архея // Докл. АН СССР. — Т. 273, № 4. — С. 954—957.

Abbott D., Menke W., 1990. Length of global plate boundary at 2,4 Ga // Geology. — V. 18, № 1. — P. 58—61.

Abbott D., Burgess L., Smith W., Longhi J., 1992. A preliminary thermal history of the mantle // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 49.

Anderson D.L., 1994. Superplumes or supercontinents? // Geology. — V. 22, № 1. — P. 39—42.

Anhaeusser C.R., 1976. Archean metallogeny in Southern Africa // Econ. Geol. — V. 71, № 1. — P. 16—43.

Anhaeusser C. R., Wilson J. F., 1981. The granitic-gneiss greenstone shield // Precambrian of the southern hemisphere. — Amsterdam et al.: Elsevier. — P. 423—499.

Armstrong R.L., 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on near-stady-state no-continental-growth Earth // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. — V. A301, № 1461. — P. 443—472.

Barley M. E., Groves D. J., 1990. Deciphering of the tectonic evolution of Archean greenstone belts: the importance of contrasting histories to the distribution of mineralization in the Yilgarn Craton, Western Australia // Precambrian Res. — V. 46, № 1—2. — P. 3—20.

Barley M. E., Krapez B., 1989. Evolution of Archean (3,0—2,9 Ga) intracratonic basins, Pilbara Craton, Western Australia // 28th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 88.

Barley M. E., Krapez B., 1992. The Pilbara granite-greenstone terrane 3,6 to 2,8 Ga: 600 Ma of Archaean crustal evolution // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 53.

Barton J. M., Key R. M., 1981. The tectonic development of the Limpopo Mobile Belt and the evolution of the Archaean cratons of southern Africa // Precambrian plate tectonics. — Amsterdam et al.: Elsevier. — P. 185—212.

Beckinsale R. D., Drury S. A., Holt R. W., 1980. 3360 Myr gneisses from the South Indian craton // Nature. — V. 283. — P. 469—470.

Bickle M. J., Bettenay L. F., Boulter C. A. et al., 1980. Horizontal tectonic interaction of an Archean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia // Geology. — V. 8, № 11. — P. 525—529.

Bickle M. J., Bettenay L. F., Campbell J. et al., 1986. Formation of the continental crust — the first billion years of the Pilbara Archean // *Terra cognita*. — V. 6. — P. 125.

Bickle M. J., Nisbet G. G., Martin A., 1994. Archean greenstone belts are not oceanic crust // *J. Geol.* — V. 102, № 2. — P. 121—137.

Black L. P., Sheraton J. W., James P. R., 1986a. Late Archean granites of the Napier Complex, Enderby Land, Antarctica: a comparison of Rb-Sr, Sm-Nd and U-Th-Pb isotopic systematics in a complex terrain // *Precambrian Res.* — V. 32, № 4. — P. 343—368.

Black L. P., Williams J. S., Compston W., 1986b. Four zircon ages from one rock: the complex history of a 3930 Ma old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica // *Contribs. Mineral. Petrol.* — V. 94. — P. 427—437.

Bliss N.W., 1969. Thermal convection in the Archean crust // *Nature*. — V. 222, № 5197. — P. 305—333.

Bowring S. A., Williams J. S., Compston W., 1989. 3,96 Ga gneisses from the Slave Province, Northwest Territories, Canada // *Geology*. — V. 17, № 11. — P. 971—975.

Bridgwater D., Watson J., Windley B. F., 1973. The Archean craton of the North Atlantic region // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* — V. A273, № 1235. — P. 493—512.

Burke K., 1993. Present day and Precambrian tectonics: a general similarity with subtle but revealing differences // *Terra nova*. — V. 5, № 1 (abstr. suppl.). — P. 314.

Card K. D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield: a product of Archean accretion // *Precambrian Res.* — V. 48, № 1/2. — P. 99—156.

Chadwick B., Ramakrishnan V., Viswanatha M. N., 1981. The stratigraphy and structure of the Chitradurga region: an illustration of cover-basement interaction in the late Archean evolution of the Karnataka craton, southern India // *Precambrian Res.* — V. 16, № 3. — P. 31—54.

Choukroune P., Bouhallier H., 1992. Archean tectonics and homogeneous thickening of the earliest continental crust // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 49.

Claoue-Long J. C., Thirwall M. F., Nesbitt R. W., 1984. Revised Sm-Nd systematics of Kambalda greenstones, Western Australia // *Nature*. — V. 307. — P. 697—701.

Cloud P., 1972. A working model of the primitive Earth // *Amer. J. Sci.* — V. 272, № 5. — P. 537—548.

Compston W., Kröner A., 1988. Multiple zircon growth within early Archean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland // *Earth Planet. Sci. Lett.* — V. 87, № 1/2. — P. 13—28.

Compston W., Williams J. S., Campbell J. H., Gresham J. J., 1986. Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones // *Earth Planet. Sci. Lett.* — V. 76. — P. 299—311.

Condie K. C., 1981. Origin and early development of the earth's crust // *Precambrian Res.* — V. 11, № 3/4. — P.183—197.

Condie K. C., 1992. Early Archean greenstones and the delayed appearance of cratons // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 3.

D'Arcy K. A., Mueller P. A., 1992. The Montana Metasedimentary Terrane: Geologic evolution from a neodymium perspective // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 51.

De Ronde C. E. J., De Wit M. J., 1992. The tectono-thermal evolution of the Archean Barberton greenstone belt, South Africa // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 52.

De Wit M. J., 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt // J. Struct. Geol. — V. 4. — P. 117—136.

De Wit M. J., Armstrong R., Hart R. J., Wilson A. H., 1987a. Felsic igneous rocks within the 3,3—3,5 Ga Barberton greenstone belt: high crustal level equivalents of the surrounding tonalite-trondjemite terrain, emplaced during thrusting // Tectonics. — V. 6. — P. 529—549.

De Wit M. J., Hart R. A., Hart R. J., 1987b. The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt: a section through 3,5 Ga oceanic crust // J. Afr. Earth. Sci. — V. 6. — P. 681—730.

De Wit M. J., Roering C., 1990. Episodes of formation and stabilization of the Kaapvaal Craton in the Archean: an overview based on some selected recent data // The Limpopo Belt. — Johannesburg, Afrikaans University. — P. 42—52.

Desrochers J.- Ph., Hubert C., Ludden J. N., Pilote P., 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada // Geology. — V. 21, № 5. — P. 451—454.

Dewey J.F., 1988. Extensional collapse of orogens // Tectonophysics. — V. 7. — P. 1123—1139.

Dewey J. F., Horsfield B., 1970. Plate tectonics, orogeny and continental growth // Nature. — V. 225, № 5232. — P. 521—525.

Di Marco M. J., Lowe D. R., 1989. Stratigraphy and sedimentology of an early Archean felsic volcanic sequence, eastern Pilbara Block, Western Australia, with special reference to the Duffer Formation and implications for crustal evolution // Precambrian Res.— V. 44, № 2. — P. 147—169.

Drury S. A., Harris N. B. W., Holt R. W. et al., 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India // J. Geol. — V. 92, № 1. — P. 3—20.

Fife W. S., 1974. Archean tectonics // Nature. — V. 249, № 5455. — P. 338.

Fife W. S., 1978. The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics // Chem. Geol. — V.23, № 1. — P. 89—114.

Friend C. R. L., Nutman A. P., 1992. Response of zircon U—Pb isotope systematics to CO₂ fluid—introduced granulite facies metamorphism, Kabaldurga, South India // Contribs. Mineral. Petrol. — V. 111. — P. 299—310.

Froude D. O., Ireland T. R., Kinny P. D. et al., 1983. Ion microprobe identification of 4100—4200 Ma old terrestrial zircons // Nature. — V. 304. — P. 616—618.

- Glikson A. Y.*, 1976. Earliest Precambrian ultramafic-mafic volcanic rocks: ancient oceanic crust or relic terrestrial maria? // *Geology*. — V. 4, № 4. — P. 201—205.
- Goldich S. S., Wooden J. L.*, 1980. Origin of the Morton Gneiss, southwestern Minnesota. Pt 3: Geochronology // *Geol. Soc. Spec. Paper*. — V. 182. — P. 77—94.
- Goodwin A. M.*, 1968. Evolution of the Canadian Shield // *Proc. Geol. Assoc. Can.* — № 19. — P. 1—14.
- Goodwin A. M.*, 1978. Chemical discontinuities in Archean volcanic terrains and the development of Archean crust // *Geol. Soc. Amer. Annu. Meeting*. — Toronto. — P. 409.
- Goodwin A. M.*, 1991. Precambrian geology. The dynamic evolution of the continental crust. — London: Acad. Pres. — 666 p.
- Gorman B. E., Pearce T. H., Birkett T. C.*, 1978. On the structure of Archean greenstone belts // *Precambrian Res.* — V. 6, № 1. — P. 23—41.
- Grieve R. A. F.*, 1980. Impact bombardement and its role in protocontinental growth on the early Earth // *Precambrian Res.* — V. 10, № 3/4. — P. 217—247.
- Gruau G. Jahn B.M., Glikson A.Y. et al.*, 1987. Age of the Archean Talga-Talga Subgroup, Pilbara Block, Western Australia, and early evolution of the mantle: new Sm-Nd isotopic evidence // *Earth. Planet. Sci. Lett.* — V. 85, № 1. — P. 105—116.
- Hallberg J. A., Glikson A. Y.*, 1981. Archean granite-greenstone terranes of Western Australia // *Precambrian of the southern hemisphere*. — Amsterdam et al.: Elsevier. — P. 33—103.
- Hanson G. N.*, 1981. Geochemical constraints on the evolution of the early continental crust // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. — V. A301, № 1461. — P. 432—442.
- Hargraves R. B.*, 1978. Punctuated evolution of tectonic style // *Nature*. — V. 276. — P. 459—461.
- Harland W., Armstrong R. L., Cox A. V. et al.*, 1990. A geologic time scale 1989. — Cambridge: Univ. Pres. — 263 p.
- Helmstaedt H., Padgham W. A., Brophy J. A.*, 1986. Multiple dikes in Lower Kam Group, Yellowknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading? // *Geology*. — V. 14, № 7. — P. 562—566.
- Hickman A.H.*, 1992. A 3000—2900 Ma change in the evolution of granite-greenstone terrains: was this the beginning of plate tectonics? // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 49.
- Hill R. J., Campbell J. H.*, 1992. A mantle plume model for the development of a Late Archean greenstone belt, Yilgarn Block, Western Australia // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 49.
- Hill R.I., Campbell I.H., Davies G.F., Griffiths R.W.*, 1992. Mantle plumes and continental tectonics // *Science*. — V. 256. — P. 186—193.
- Hoffmeister A. M.*, 1983. Effect of a Hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // *J. Geophys. Res.* — V. 88. — P. 4693—4983.
- Horwitz R. C.*, 1967. Provisional subdivisions of the Precambrian in Western Australia // *W. A. Geol. Surv. Ann. Rept.* — Ser. 1. — P. 58.

Horwitz R.C., 1990. Palaeogeographic and tectonic evolution of the Pilbara Craton, Northwestern Australia // *Precambrian Res.* — V. 48, № 4. — P. 327—340.

Horwitz R. C., Pidgeon R. T., 1993. 3,1 Ga tuff from the Sholl belt in the west Pilbara: further evidence for diachronous volcanism in the Pilbara craton of the Western Australia // *Precambrian Res.* — V. 60. — P. 175—183.

Hunter D. R., Pretorius D. A., 1981. Structural framework of the Southern Africa // *Precambrian of the southern hemisphere.* — Amsterdam et al.: Elsevier. — P. 397—422.

Hurley P. M., 1968. Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta.* — V. 32 — P. 273—283.

Hussain S. M., Naqvi S. M., 1983. Geological, geophysical, and geochemical studies over the Holenarasipur schist belt, Dharwar craton, India // *Precambrian of South India.* — Bangalore: Geol. Soc. India — P. 73—95.

Hutton J., 1795. *Theory of the Earth.* — Edinburgh: Cadell Jr. & Davies.

Kaula W. M., 1975. The seven ages of a planet // *Icarus.* — V. 26.— P. 1—15.

Key R. M., Litherland M., Hepworth J. V., 1976. The evolution of the Archean crust of northeast Botswana // *Precambrian Res.* — V. 3, № 4. — P. 375—413.

Kontinen A., 1989. An early Proterozoic ophiolite — the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Precambrian Res.* — V. 35. — Spec. issue. — P. 313—341.

Krapez B., Barley M. E., 1987. Archean strike-slip faulting and related ensialic basins: evidence from the Pilbara Block, Australia // *Geol. Mag.* — V. 124. — P. 555—567.

Kröner A., 1977. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction // *Precambrian. Res.* — V. 4, № 2. — P. 163—213.

Kröner A., 1981. Precambrian plate tectonics // *Precambrian plate tectonics.* — Amsterdam et al.: Elsevier. — P. 57—90.

Kröner A., 1991a. Tectonic evolution in the Archean and Proterozoic// *Tectonophysics.* — V. 187, № 4. — P. 393—410.

Kröner A., 1991b. The oldest rocks on Earth // *Geological correlation.* — № 19. — P. 91.

Kröner A., Byerly G. R., Lowe D. R., 1991. Chronology of early Archean granite-greenstone evolution in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on precise dating by single zircon evaporation // *Earth Planet. Sci. Lett.* — V. 103, № 1/4. — P. 41—54.

Kusky T. M., 1989. Accretion of the Archean Slave Province // *Geology.* — V. 17, № 1. — P. 63—67.

Kusky T. M., Kidd W. S. F., 1992. Remnants of an Archean oceanic plateau, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe // *Geology.* — V. 20, № 1. — P. 43—46.

Lambert R. St. J., 1981. Earth tectonics and thermal history: review and a hot-spot model for the Archaean // *Precambrian plate tectonics.* — Amsterdam et al.: Elsevier. — P. 453—467.

- Lancelot Y., Larson R., Fisher A. et al.*, 1990. Ancient crust on Pacific plate // *Nature*. — V. 345. — P. 112.
- Langford F. F., Morin J. A.*, 1976. The development of the Superior Province of north-western Ontario by merging island arcs // *Amer. J. Sci.* — V. 76, № 9. — P. 1023—1034.
- Litherland M.*, 1973. Uniformitarian approach to Archean "schist relics" // *Nature Phys. Sci.* — V. 242, № 121. — P. 125—127.
- Liu D. Y., Nutman A. P., Compston W. et al.*, 1992. Remnants of > 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton // *Geology*. — V. 20, № 4. — P. 339—342.
- Lowe D. R.*, 1994. Accretionary history of the Archean Barberton Greenstone Belt (3,55—3,22 Ga), southern Africa // *Geology*. — V. 22, № 12. — P. 1099—1102.
- Lowman P. D.*, 1989. Comparative planetology and the origin of continental crust // *Precambrian Res.* — V. 44, № 3—4. — P. 171—195.
- Macgregor A. M.*, 1951. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia // *Trans. Geol. Soc. South Afr.* — V. 54. — P. 27—70.
- McCulloch M. T., Wasserburg G. J.* Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // *Science*. — 1978. — V. 200, № 4345. — P. 1003—1011.
- Maruyama Sh.*, 1994. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*. — V. 100, № 1. — P. 24—49.
- Maruyama Sh., Masuda T., Nohda S., Appel P.*, 1992. The earliest records of oceanic and continental crusts from 3.8 Ga accretionary complex, Isua, Greenland // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 5.
- Masuda T., Moricava T., Nakayama J. et al.*, 1992. Deformation analysis of a conglomerate from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland: restoration of the oldest conglomerate on the Earth by de-straining // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 51.
- McCulloch M. T., Wasserburg G. J.*, 1978. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // *Science*. — V. 200, № 4345. — P. 1003—1011.
- Mueller P. A., Wooden J. L., Nutman A. P.*, 1992. 3,96 Ga zircons from Archean quartzite, Beartooth Mountains, Montana // *Geology*. — V. 20, № 4. — P. 327—330.
- Myers J. S.*, 1988. Oldest known terrestrial anorthosite at Mount Narrier, Western Australia // *Precambrian Res.* — V. 38, № 4. — P. 309—323.
- Nisbet E. G., Fowler C. M. R.*, 1983. A model for Archean plate tectonics // *Geology*. — V. 11, № 7. — P. 376—379.
- Nisbet E. G., Wilson J. F., Bickle M. J.*, 1981. The evolution of the Rhodesian craton and adjacent Archean terrain: tectonic models // *Precambrian plate tectonics*. — Amsterdam et al.: Elsevier. — P. 161—183.
- Nutman A. P., Chernyshov I. V., Baadsgaard H., Smelov A. P.*, 1992. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // *Precambrian Res.* — V. 54, № 2—4. — P. 195—210.
- Nutman A. P., Collerson K. D.*, 1991. Very early Archean crustal-accretion complexes preserved in the North Atlantic craton // *Geology*. — V. 19, № 8. — P. 791—795.

Nutman A. P., Friend C. R. L., Kinny P. D., McGregor V. R., 1993. Anatomy of an Early Archean gneiss complex: 3900 to 3600 Ma crustal evolution in southern West Greenland // *Geology*. — V. 21, № 5. — P. 415—418.

Nutman A. P., Fryer B. J., Bridgwater D., 1989. The early Archean Nulliak (supracrustal) assemblage, northern Labrador // *Can. J. Earth Sci.* — V. 26, № 10. — P. 2159—2168.

Padgham W. A., Fyson W. K., 1992. The Slave Province: a distinct Archean craton // *Canad. J. Earth Sci.* — V. 29, № 10. — P. 2072—2086.

Percival J. A., Stern R. A., Skulski T. et al., 1994. Minto block, Superior province: Missing link in deciphering assembly of craton at 2,7 Ga // *Geology*. — V. 22, № 9. — P. 839—842.

Pidgeon R. T., Wilde S. A., 1990. The distribution of 3.0 and 2.7 volcanic episodes in the Yilgarn Craton of Western Australia // *Precambrian Res.* — V. 48, № 3. — P. 309—325.

Radhakrishna B. P., 1983. Archean granite-greenstone terrain of the South Indian Shield // *Precambrian of South India*. — Bangalore: Geol. Soc. India. — P. 1—46.

Radhakrishna B. P., Naqvi S. M., 1986. Precambrian continental crust of India and its evolution // *J. Geol.* — V. 94, № 2. — P. 145—166.

Raith M., Raase P., Ackermant D., Lal R. K., 1983. Metamorphic conditions in the charnockite-khondalite zone of South India: geothermobarometry on garnet-pyroxene-plagioclase rocks // *Precambrian of South India*. — Bangalore: Geol. Soc. India. — P. 436—449.

Ramakrishna M., Viswanatha M. N., 1983. Crustal evolution in central Karnataka: a review of present data and models // *Precambrian of South India*. — Bangalore: Geol. Soc. India. — P.96—109.

Ramsey J.C., 1963. Structural investigations in the Barberton Mountain Land, eastern Transvaal // *Trans. Geol. Soc. South Afr.* — V. 66. — P. 353—398.

Roy A., 1983. Structure and tectonics of the cratonic areas of North Karnataka // *Recent research in geology*. — V. 10. — P. 81—96.

Saggerson E. H., Turner L. M., 1976. A review of the distribution of metamorphism in the ancient Rhodesian craton // *Precambrian Res.* — V. 3, № 1. — P. 1—53.

Sleep N. H., 1992. Archean plate tectonics: what can be learned from continental geology // *Can. J. Earth Sci.* — V. 29, № 10. — P. 2066—2071.

Sleep N. H., Windley B. F., 1982. Archean plate tectonics: constraints and inferences // *J. Geol.* — V. 90, № 4. — P. 363—379.

Smith J.V., 1981. The first 800 million years of Earth's history // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* — V. A301, № 1461.— P. 401—422.

Swager C., Griffin T. J., 1990. An early thrust duplex in the Kalgoorlie-Kambalda greenstone belt, Eastern Goldfields Province, Western Australia // *Precambrian Res.* — V. 48, № 1/2. — P. 63—73.

Talbot C. J., 1973. A plate tectonic model for Archean crust // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* — V. A273, № 1235. — P. 413—427.

Thurston P. C., Chivers K. M., 1990. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada // *Precambrian Res.* — V. 46, № 1—2. — P. 21—58.

- Thurston P. C., Stott G. M.*, 1989. Secular progression and episodicity in Superior Province // 28th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 3 of 3. — P. 239.
- Uyeda S.*, 1992. Overview of the subduction process // 29th Internat. Geol. Congr.: Abstr. — V. 1 of 3. — P. 7.
- Warner J.*, 1979. Continental nuclei and a terrestrial magma ocean // Guide to Precambrian rocks of the Beartooth Mountains. — Florida Univ. — A17.
- Watkins K. P., Hickman A. H.*, 1988. Geology of the Murchison Province // Geol. Surv. West. Austral. Locality Guide. — Perth. — 22 p.
- Wilks M. E.*, 1988. The Himalayas — a modern analogue for Archaean crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. — V. 87, № 1/2. — P. 127—136.
- Wilson J. F.*, 1973. The Rhodesian Archaean craton (an essay in cratonic evolution // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. — V. A273, № 1235. — P. 389—411.
- Wilson J. T.*, 1949. The origin of continents and Precambrian history // Roy. Soc. Canada Trans. — Ser. IV. — V. 43. — P. 157—184.
- Windley B. F.*, 1993a. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections // J. Geol. Soc. Lond. — V. 150, № 1. — P. 39—50.
- Windley B. F.*, 1993b. Proterozoic collisional and accretionary orogens // Proterozoic crustal evolution. — Amsterdam et al.: Elsevier. — P. 419—446.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ	3
О современной трактовке плейт-тектоники	4
О расчленении архея	5
Геоструктурные области и структурные элементы	6
СТРУКТУРА ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ	9
Верхний архей	–
Провинция Сьюпириор Канадского щита	10
Щит Йилгарн Западной Австралии	15
Другие щиты	17
Нижний и средний архей	22
Алданский щит	23
Другие щиты	26
НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ АРХЕЯ	32
Структурно-вещественные характеристики архейских ансамблей	–
Проблема генезиса континентальной коры	36
Проблема архейской океанской коры	40
Стадийность развития Земли в архее	41
Модели эволюции зеленокаменных поясов: плейт- или плюм-тектоника?	44
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	47
ЛИТЕРАТУРА	48

Научное издание

Чермен Бейбулатович Борукаев

ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
В АРХЕЕ

Научный редактор
академик Николай Леонтьевич Добрецов

Редактор Р. Н. Ильина
Технический редактор О. М. Вараксина
Компьютерная верстка З. В. Белоусова

Подписано к печати 21.11.96.

Формат 70×100/16. Бумага тип. № 2. Офсетная печать.
Печ. л. 5.2. Уч.-изд. л. 4.4. Тираж 250 экз. Заказ № 403.

Новосибирск, 90. Университетский просп., 3.
Научно-издательский центр ОИГГМ СО РАН