

УДК 551.248.031

Н.А. Божко

СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Эволюция Земли определяется суперконтинентальной цикличностью с периодом 400 млн лет. В структуре цикла выделяются собственно суперконтинентальная и межсуперконтинентальная стадии, каждая из которых состоит соответственно из двух фаз: интеграции—деструкции и фрагментации—конвергенции. Существование этой цикличности подтверждается анализом мировых геолого-исторических и изотопно-геохронологических данных. В истории Земли выделено 10 суперконтинентальных циклов и суперконтинентов, при этом древнейший протосуперконтинент выделяется предположительно. Суперконтиненты, выделенные ранее другими исследователями, вписываются в установленную цикличность. Выявлена связь магматизма мантийных плюмов с определенными фазами суперконтинентальной цикличности. Сборка и распад суперконтинентов происходили на фоне асимметрии Северного и Южного полушарий Земли, изменяющей свою полярность от цикла к циклу.

Ключевые слова: суперконтинент, Пангея, цикл, фазы цикла, суперконтинентальная цикличность, сборка и распад суперконтинентов, орогенез, конвергенция, рифтогенез, спрединг, субдукция, аккреция, магматизм мантийных плюмов, первичная континентальная кора, ТТГ-ассоциация, платформенный чехол, дайковый комплекс.

This paper develops the concept of 400 m. y. cyclicity in earth behaviour. A supercontinental cycle consists of two stages representing supercontinental stasis and supercontinental dispersal. The first stage includes phases of integration and destruction and the second one — phases fragmentation and assembly. Analysis of modern historical-geological and geochronological data confirmed the model and as a result of it 10 supercontinental cycles and supercontinents have been found. Previously recognized supercontinents are blended with this cyclicity. The ancient protosupercontinent has been distinguished provisionally. Temporal coincidence is marked between part of these supercontinents and those which were known before. The relation between magmatism of mantle plumes and phases of supercontinental cyclicity had been revealed. Asymmetry in earth with periodical change of its polarity is manifested during the supercontinental cyclicity as well.

Key words: supercontinent, supercontinental cycle, assembly, fragmentation, rifting, agglomeration, orogeny, plumes, TTG-association, cyclicity.

Введение. В учении о суперконтинентах, занимающем центральное место в современной геотектонике, намечаются три основных направления. Одно из них связано с общими вопросами формирования и распада суперконтинентов, корреляции их с другими геологическими процессами, выяснением того, какой характер носили эти процессы — происходили хаотически или циклически. Другое направление имеет четкую направленность на реконструкцию палеогеографии древних суперконтинентов, третье — сосредоточено на выявлении глубинных механизмов распада и генерации суперконтинентов. Если при решении первого круга проблем историко-геологический метод является главным, то во втором случае доминирует палеомагнитный метод, а в третьем необходимо участие астрономов и геофизиков. Статья не выходит из проблем первого круга. Она не затрагивает задач палеорекострукций и причин формирования и распада суперконтинентов. В ней сделана попытка путем обобщения современного фактического материала выявить закономерности хода этих процессов в масштабе геологической истории.

Изложение материала необходимо предварить терминологическим уточнением, так как в литературе имеет место разночтение термина «суперконтинент». Некоторые исследователи под этим термином подразумевают любой большой континент. Очевидно, что во избежание путаницы надо исходить из первоначального понятия, соответствующего вегенеровской Пангее. В этом случае под *суперконтинентом* следует понимать единый континент, объединявший на конкретную эпоху в геологическом прошлом **все** или решительное большинство ранее разобщенных континентов и континентальных блоков. Крупные континенты типа Гондваны можно называть *мега-континентами*.

Структура суперконтинентального цикла, содержание и продолжительность его составных частей

Непосредственное изучение суперконтинентальной цикличности началось в 80-х гг. прошлого века главным образом в исследованиях Р. Нанси, Т. Уорсли [Nance et al., 1986; Worsley et al., 1986] и Д. Виверса [Veever, 1989, 1990]. В дальнейшем эта проблема

нашла отражение в ряде других работ [Barley, 2004; Bond et al., 1984; Powell, 1995; Rogers, 1996; Condie, 2003; Божко, 2001].

Исходя из принятого нами понятия «суперконтинент» и признания неоднократного появления и распада суперконтинентов в эволюции планеты суперконтинентальный цикл (СЦ) представляет собой кругооборот процессов в литосфере, вначале приводящих к объединению всех существовавших на Земле разобщенных континентальных масс в единый суперконтинент, его последующей фрагментации и распаду, а на заключительной стадии — к сборке нового суперконтинента. В процессе СЦ Земля испытывает, таким образом, смену двух состояний: 1) один континент — один океан и 2) несколько континентов — несколько океанов. Следовательно, в общем виде структура СЦ состоит из двух стадий: собственно суперконтинентальной и межсуперконтинентальной (табл. 1).

Рассмотрим кратко содержание этих стадий, опираясь на данные о последнем и наиболее изученном суперконтиненте Пангея и на события, предшествующие его образованию и следовавшие непосредственно за ним.

Суперконтинентальная стадия. Земля в эпоху существования суперконтинента переживает две фазы, каждая из которых характеризуется своим режимом, т.е. одновременным проявлением естественных событий и процессов. Первая фаза — *интеграция*, соответствующая «*waxing Pangea*» (прибывающей Пангее) Д. Виверса [Veever, 1989], — следует непосредственно после объединения подавляющего числа континентальных блоков в новообразованный суперконтинент и характеризуется их слиянием за счет продолжения центростремительных тенденций внутри суперконтинента. В эту же фазу возможно приращение к нему последних обычно небольших континентальных масс. Так, формирование Пангеи произошло 320 млн л.н. в среднем карбоне в результате объединения крупных палеоматериков — Гондваны и Лавразии. Окончательная же сборка завершилась на границе верхнего и среднего триаса (230 млн л.н.) после приращения микроконтинента Киммерия и Южного Китая к окраине океана Палеотетис в результате киммерийской или индосинийской складчатости. Платформенные образования Пангеи, залегающие с региональными несогласиями на более древних образованиях, представлены эпиконтинентальными осадочными чехлами материков. Особенности этой фазы отмечены в табл. 1.

Переход от фазы интеграции к следующей фазе *деструкции* отмечен почти неуловимым в масштабе геологического времени состоянием кульминации слияния континентальных фрагментов в суперконтиненте, «*singularity*» по Д. Виверсу. Это время идеально зрелого состояния Пангеи и Панталласы. Кульминация Пангеи имела место на уровне 230 млн л.н. [Veever, 1989], отсюда продолжительность фазы интеграции составляет 90 млн лет.

Вторая фаза — *деструкция* [Божко, 2001, 2007] — соответствует «*waning Pangea*» («тускнеющей Пангее») Д. Виверса и характеризуется тенденцией к разрушению суперконтинента, будучи подготовкой предстоящего его распада. Главное ее содержание — континентальный рифтогенез. Подчеркну, что процессы деструкции происходят в условиях все еще слитного суперконтинента. Появляются лишь прогрессирующие признаки будущего распада в виде континентальных рифтов. В триасе рифтинг усиливается в разных участках Пангеи. Как и все процессы в СЦ, деструкция происходит не одновременно, а с прогрессирующим развитием континентального рифтогенеза во времени. Это же относится и к проявлениям на этой стадии СЦ магматизма мантийных плюмов [Божко, 2004], выражающегося в становлении траппов, коматиитов, основных дайковых комплексов и расслоенных интрузий, чему способствует существование суперконтинентального теплового экрана. Продолжительность этой фазы от кульминации (230 млн л.н.) до наиболее древней магнитной аномалии (170 млн л.н.), определяющей начало распада Пангеи, составляет 60 млн лет, а всей суперконтинентальной стадии — 150 млн лет.

Межсуперконтинентальная стадия. Континентальный рифтинг предыдущего периода в конце концов приводит к распаду суперконтинента, дисперсии его фрагментов. Наступает межсуперконтинентальная стадия СЦ, в которой также выделяются две фазы.

Фаза фрагментации (распада) — главное ее содержание — образование «молодых» океанов и континентов, что отражается в соответствующих особенностях обстановки (табл. 1). Рост молодых океанов компенсируется субдукцией в активных окраинах Панталласы. При современных значениях скорости спрединга рост этих океанов приводит лишь к уменьшению на 33% размера Панталласы [Nance et al., 1986]. Распад Пангеи продолжался 75—85 млн лет — от средней юры до среднего мела.

Фаза конвергенции, или сборки суперконтинента. Процесс распада продолжается до тех пор, пока кора в молодых океанах стареет до потери ею плавучести и субдукция становится неизбежной. Начало процессов субдукции означает переход к следующей фазе, характеризующейся господством геодинамических процессов (табл. 1), приводящих к стягиванию разобщенных континентальных масс в единое целое и формированию нового суперконтинента. Как часть самого последнего СЦ после распада Пангеи эта фаза длится уже 85 млн лет, т.е. с позднего мела. Исходя из намеченной цикличности ее окончание наступит через 80 млн лет.

Итак, нам известна общая продолжительность всей суперконтинентальной стадии (150 млн лет) и фазы распада (85 млн лет). Для определения полной длительности межсуперконтинентальной стадии необходимы геохронологические данные о суперконтиненте, предшествующем Пангее. Такой

Таблица 1

Суперконтинентальный цикл равен 400 млн лет

| Стадия | Фаза | Млн лет | |
|--------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|-----|
| II МЕЖСУПЕРКОНТИНЕН- ТАЛЬНАЯ (континенты и молодые океаны) | КОНВЕРГЕНЦИЯ (сборка суперконтинента) Отношение спрединга к субдукции минимальное, низкий уровень моря, охлаждение клима- та, формирование активных континентальных окраин, развитие флиша, моллас, островодужных комплексов, кислого коллизионного магматизма, формирование коллизионных орогенических поясов. Развитие траппового магматизма мантийных плюмов за счет действия слэбов, погружающихся под верхнюю мантию | 165 | 250 |
| | ФРАГМЕНТАЦИЯ (распад суперконтинента) Отношение спрединга к субдукции максимальное, глобальное потепление, максимально вы- сокий уровень моря, формирование пассивных окраин с накоплением большого количества морских осадков , уменьшение площади суши на континентах за счет трансгрессий, формирование крупных внутриплатформенных впадин, интенсивное развитие траппов, дайковых комплексов, расслоенных интрузий | 85 | |
| I СУПЕРКОНТИНЕН- ТАЛЬНАЯ (слитый су- перконтинент и единый океан) | ДЕСТРУКЦИЯ (континентальный рифтогенез) Континентальный рифтогенез на фоне прогрессирующей активности мантийных плюмов | 60 | 150 |
| | ИНТЕГРАЦИЯ (слияние собранных континентов и присоединение единичных фрагментов) Резко выраженная континентальность, общее топографическое поднятие, высокое стояние эродируемой суши, низкий уровень моря, регрессии, формирование изометричных впадин и про- явления анорогенного магматизма. Общая длина срединно-океанических хребтов и отношение спрединга к субдукции минимальны. Охлаждение климата и развитие покровных оледенений. Фаза фиксируется крупными региональными несогласиями в основании мелководных эпиконтинентальных осадков на платформах, ледниковыми комплексами, корами выветривания, континентальным и суб- аэральным анорогенным магматизмом | | |

суперконтинент, существовавший на границе кем-
брия и венда, получил название Паннотия [Powell,
1995]. Применительно к нему отсутствуют датировки,
аналогичные приведенным для Пангеи (за исключе-
нием времени его распада). Это время на основании
построения кривых тектонического прогибания для
соответствующих пассивных окраин определяется в
интервале 625—555 млн лет [Bond et al., 1984] или 575
± 40 млн лет [Lindsay et al., 1987], а на основании рас-
четов по эвстатическому подъему уровня новообразо-
ванного океана, который начинается приблизительно
через 70 млн лет после начала спрединга, — 580 млн
лет [Bond et al., 1984; Heller et al., 1986]. Переход от
рифтовой к пострифтовой (соответствующей началу
спрединга) стадии в пассивной окраине Трансантар-
ктических гор имел место в интервале 570—555 млн
лет, а в Кордильерах Северной Америки — в 577 ±
22,5 млн лет [Bond et al., 1984], что соответствует
датировке этого события в 570 млн лет, полученной
по палеомагнитным данным [Piper, 1983].

С учетом этих данных Д. Виверс считает, что
распад суперконтинента произошел к 570 млн лет, и
выводит общую продолжительность цикла в 400 млн
лет [Veever, 1989]. В предыдущих работах по этой
проблеме [Божко, 2001] автор принимал время распада
в 655 млн лет, а завершение первого периода — в
160 млн лет. Исходя из этих цифр продолжительность
суперконтинентального цикла получалась равной
395 млн лет. Учитывая сказанное выше, а также то
обстоятельство, что для ретроспективного анализа
истории Земли до 4 млрд лет округление датировки
с погрешностью в 5 млн лет допустимо, в статье

продолжительность суперконтинентального цикла
принимается равной 400 млн лет. Из этого следует,
что продолжительность межсуперконтинентальной
стадии составляет 250 млн лет, а фазы конверген-
ции — 165 млн лет (табл. 1).

**Суперконтинентальные циклы
и суперконтиненты в эволюции Земли**

Используя данные о продолжительности стадий
СЦ, в истории Земли можно выделить десять СЦ
(млн лет): 320+80, 720—320, 1120—720, 1520—1120,
1920—1520, 2320—1920, 2720—2320, 3120—2720,
3520—3120, 3920—3520, 4320—3920 и соответственно
десять древних суперконтинентов. Главное содер-
жание статьи составляет проверка выделенной цик-
личности фактическими историко-геологическими
и геохронологическими данными, т.е. соответствуют
ли они указанной цикличности или не противоречат
ей, или же между этими данными и рассматриваемой
циклическостью существует непримиримый разнобой.
Автор стремился при этом использовать уже существ-
ующие в литературе названия суперконтинентов и
древних континентов, вводя новые наименования
лишь при отсутствии необходимых терминов.

Древнейшие на Земле породы — гнейсы Акаста
(4,03—3,96 млрд лет) кратона Слейв в Канаде
[Bowring et al., 1996; Iizuka et al., 2007]. Геологическая
летопись, таким образом, начинается с 4 млрд лет.
Вместе с тем наиболее древний датированный мате-
риал представлен обломочными цирконами из квар-
цитов района Джек Хиллс (кратон Йилгарн, Западная
Австралия) с возрастом 4,2—4,4 млрд лет [Compston,

Pidgeon, 1986; Wilde et al., 2001]. Можно предположить, что они указывают на существование **гипотетического континента или суперконтинента Циркония**, погрузившегося в мантию в результате рециклинга. Согласно приведенной таблице суперконтинентальной цикличности, его возрастные рамки находятся в интервале 4320—4170 млн лет. Косвенно в пользу этого предположения свидетельствуют результаты изучения изотопного состава гафния в обломочных цирконах из Джек Хиллс, которые показывают, что континентальная кора формировалась в интервале 4,4—4,5 млрд лет, а также недавние находки ксенокристаллов циркона с возрастом 4,2 млрд лет в упомянутых гнейсах Акаста; это указывает на более широкое, чем предполагалось раньше, распространение гранитной континентальной коры на уровне 4,2 млрд лет, которая была переработана в раннем архее [Blichert-Toft, Albarede, 2008; Hickman, 2004].

Протосуперконтинент Акастия (3920—3770 млн лет) и СЦ (3920—3520 млн лет). Главным геологическим процессом раннего и частично среднего архея было образование древнейшей «серогнейсовой» сиалической коры тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава. Временной интервал, соответствующий первому СЦ, характеризуется отсутствием супракрустальных пород, за исключением комплекса Исуа Гренландии (табл. 2). Присутствие древней коры на разных шитах устанавливается также по находкам обломков и ксенокристаллов циркона [Myers, Crowley, 2000; Nutman, 1991; Black et al., 1996; Barton, 1982; Sengupta et al., 1996; Song Biao et al., 1996; Kröner et al., 1996; Hartlaub et al., 2005; Liu et al., 1992; Martin et al., 1998; Dodson et al., 1988]. Происхождение гранитогнейсов ТТГ-состава, как и общий стиль тектоники того времени, является дискуссионным, остается также открытым вопрос, насколько сплошным был покров серых гнейсов на поверхности земли [Khain, Bozhko, 1996]. Древнейший суперконтинент (протосуперконтинент), согласно рассматриваемой цикличности, находится в интервале 3920—3770 млн лет. Он назван нами **Акастия** по месту находки самых древних на земле пород и выделяется предположительно.

Основанием для такого выделения служат изотопные данные, позволяющие предполагать уже в раннем архее относительно широкое распространение дифференцированной коры мощностью не менее 30 км [Kröner, Layer, 1992], а также сведения о присутствии породных комплексов и ксенолитов раннего архея на всех материках. Существование единого суперконтинента в эпоху возникновения первой сиалической (серогнейсовой) коры предполагалось Ч.Б. Борукаевым [Борукаев, 1985].

Размещение геолого-геохронологических данных в структуре первого СЦ обнаруживает их четкую концентрацию в пределах собственно суперконтинентальной стадии цикла и практическое отсутствие в межсуперконтинентальной стадии, что, возможно, косвенно указывает на иные механизмы

корообразования, господствовавшие в раннюю эпоху истории Земли, отличные от плитно-тектонических процессов.

Суперконтинент Себаквия (3520—3370 млн лет) и СЦ (3520—3120 млн лет). Название второго возможного суперконтинента, существование которого вытекает из рассматриваемой цикличности, заимствовано от протократона Себакве, сложенного древнейшими породами на территории Зимбабве с возрастом 3565—3350 млн лет [Horstwood et al., 1999]. Одновозрастные им тоналитовые гнейсы установлены на всех континентах (табл. 2).

Дробление «серогнейсовой» коры протосуперконтинента Акастия в южной полусфере привело к формированию древнейшей мезоархейской генерации зеленокаменных поясов кратонов Пилбара и Каапвааль и, возможно, волоцкой свиты Водлозерского блока Карелии. При этом нижние базальт-коматиитовые части групп Онвервахт (3456—3300 млн лет), Варавуна (3500—3330 млн лет) отражают плюмовый характер этих образований [Hickman, 2004]. К бимодальным поясам этой генерации неприменима плитно-тектоническая модель, их обычно рассматривают как рифтогенные структуры.

Примечательные события цикла — внедрение расслоенной интрузии Мессина с возрастом более 3,2 млрд лет в комплексе Бейт Бридж Центральной зоны пояса Лимпопо [Barley, Pickard, 1996] и гранулитовый метаморфизм на уровне 3,2 млрд лет в подвижной зоне Сноу Берд в Канаде [Kopf, 2002].

Суперконтинент Ваалбара (3120—2970 млн лет) и СЦ (3120—2720 млн лет). Под таким названием был выделен суперконтинент, образованный в интервале 3,3—3,1, объединявший современные кратоны Пилбара и Каапвааль [Zegers et al., 1998]. Я распространяю его на более обширный суперконтинент, включавший образования других шитов (табл. 3).

Рассматриваемый суперконтинент приблизительно соответствует суперконтиненту Ур Д. Роджерса [Rogers, 1996]. Его существование аргументируется геологическими данными более основательно, прежде всего распространением протоплатформенных чехлов с возрастом около 3 млрд лет в Южной Африке и Австралии, а также однотипными мелководными отложениями в основании многочисленных позднеархейских зеленокаменных поясов кратонов Слейв, Зимбабве, Сьюпириор, Индийском [De Wit et al., 1992; Armstrong et al., 1991].

Распад Ваалбары отмечен в геологической летописи важным событием — заложением и развитием позднеархейской генерации зеленокаменных поясов преимущественно в Лавразии. Эволюция этих поясов привела к созданию многочисленных гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) — архейских кратонов. Часть зеленокаменных поясов сформировалась в интервале 2,9—2,8 млрд лет, но основная масса завершила развитие в период 2,7—2,65 млрд лет. К этому рубежу была сформирована большая часть сиалической коры кратонов Карельского, Слейв, Сьюпириор,

Таблица 2

Породы раннего и среднего архея в рамках суперконтинентальной цикличности

| Млн лет | Фазы цикла | Гранитогнейсы тоналит-гранодiorитовой (ТТГ) ассоциации, возраст, млн лет | | Супракрустальные образования |
|-----------------------------------------------|------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | Северное полушарие | Южное полушарие | |
| СУПЕРКОНТИНЕНТ ВААЛБАРА | | | | |
| 3120 | 4 | Гранитогнейсы Водлозерского блока, Карелия, 3210—3151; гранулитовый метаморфизм зоны Сноу Берд, Канада, 3200 | | Комплекс Бейт Бридж пояса Лимпопо, >3270; группа Джордж Крик кратона Пилбара, 3230; группы Фиг Три и Моодис пояса Барбертон, 3260—3100 |
| 3285 | | | | |
| 3370 | 3 | | ТТГ гнейсы Карнатака, Индия, 3358 | Конско-Верховцевская серия Среднеприднепровского блока, 3300—3200; формация Баджан Крик, Пилбара, Австралия, 3310 |
| 3430 | 2 | СЕБАКВИЯ | Гнейсы п-ова Индия, 3400; тоналиты Сингбум, Индия, 3378; тоналиты Бона Виста, 3433; комплекс Иматака, 3400 | Волоцкая свита, Карелия, 3391; группа Онвервахт пояса Барбертон, Южная Африка, 3456—3300; группа Варавуна кратона Пилбара, Австралия, 3500—3330; строматолитовые силициты формации Стрилли Пул Черт, кратона Пилбара, 3430 |
| | 1 | Трондземиты Сиуруа, Финляндия, 3500; гнейсы Миннесоты, 3700—3500; Новопавловский комплекс 3600—3400, курультинская серия; <i>ксенолиты</i> : гранулиты Восточной Финляндии, 3500 | Гранитоиды Пилбара, 3448—3429; гнейсы Кадуна Нигерии, 3500; тоналиты Шабани, Зимбабве, 3500; чарнокиты Ин Уззал, Хоггар, 3500; гнейсы Свазиленд, 3660—3480; гнейсы Йилгарн, Австралия, 3500; гнейсы Нгване Каапваальского кратона, 3521 | |
| 3520 | 4 | | <i>Ксенокристаллы</i> : гнейсы Нгване, 3683 | |
| 3685 | | | | |
| 3770 | | 3 | | |
| 3830 | 2 | Граниты Бацзяфен, Китай, 3812; Днестровско-Бугский комплекс, 3800. <i>Обломочные цирконы</i> : Сино-Корейский, 3800 | Гнейсы Сэнд Ривер, пояс Лимпопо, 3790. <i>Ксенолиты</i> : батолит Сингбум, Индия, 3800. <i>Обломочные цирконы</i> : Зимбабве, 3800 | Комплекс Исуа Гренландии, 3800—3760 |
| | 1 | Гнейсы Западной Гренландии и Лабрадора, 3800—3900; гнейсы Акаста, 4000—3800; <i>ксенолиты</i> : ультрамафиты Аульского комплекса, 3910; <i>обломочные цирконы</i> : кратон Вайоминг, 3960; Сино-Корейский кратон, >3800; <i>ксенокристаллы</i> : граниты кратона Раи, 3900 | Трондземиты плутона Бонаи — Восточной Индии, 3900; тоналиты Нейпирского комплекса, 3930 | Протосуперконтинент АКАСТИЯ |
| 3920 | | | | |
| ГИПОТЕТИЧЕСКИЙ СУПЕРКОНТИНЕНТ ЦИРКОНИЯ | | | | |

Примечание. В этой и следующей таблицах: 1—4 — фазы суперконтинентального цикла: 1 — интеграция, 2 — деструкция, 3 — фрагментация, 4 — конвергенция.

Зимбабве, Сан-Франсиску, Леоно-Либерийского, Додома, Йилгарн [Слабунов и др., 2006; Davis et al., 2003; Machado et al., 1992; Perceival et al., 2006; Khain, Vozhko, 1996]. К значительному числу ГЗО этой генерации применимы аккреционные плитно-тектонические геодинамические модели. Синхронно с аккреционными процессами в ГЗО в пределах кратонов шло формирование траппов Усушвана Восточной Африки с возрастом 2,87 млн лет, анорогенных магматитов Амазонского кратона и др.

В гранулитовых поясах Беломорском, Лимпопо, Восточно-Гатском, Становом, зоне Сноу Берд в конце архея происходили коллизии, пик которых отмечен проявлением высокobarического гранулитового метаморфизма. Кратонизация в конце архея при завершении СЦ 3120—2720 млн лет на всех континентах сопровождалась необычайно широко проявленной гранитизацией, своего рода гранитным бумом, и привела к стягиванию сиалического слоя в новый суперконтинент.

Таблица 3

Суперконтинентальные циклы позднего архея и палеопротерозоя

| Млн лет | Фазы цикла | Гранит-зеленокаменные области, гранулитовые пояса и орогены, возраст, млрд лет | | | ПРОТОПЛАТФОРМЫ |
|------------------------------|------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | Северное полушарие | Южное полушарие | орогения | |
| СУПЕРКОНТИНЕНТ ЯТУЛИЯ | | | | | |
| 2320 | 4 | Транссеверокитайский ороген, 2,5–2,45 Ороген Внутренней Монголии, ~2,3 Беломориды, 2,4 | Слиффордский ороген (Голер), 2,42 Антарктический, 2,47 Центрально-Индийская зона, 2,47 Нейпирско-Индийский, ~2,4 | Селецкая Слиффордская | Формация Гандарела (Минас), 2,42; верхняя часть группы Хамерсли, 2,48–2,45 Глобальный мафический внутриплитный магматизм, 2,48–2,5 |
| 2485 | 3 | | | | |
| 2570 | 2 | КЕНОРИЯ | | | Нижняя часть группы Хамерсли (Австралия), 2,6–2,45; Карака (Минас), <2,61; карбонаты впадины Грикваленд, 2,64–2,58; калиевые граниты Бразилии, Конго и др., Великая дайка Зимбабве, 2,58 Вендерсдорп, 2,7; Фортескью, 2,77–2,59; Кавирондо, 2,7–2,6; габбро-нориты беломорид, 2,69; дайки Пилбара, 2,7 и др. Глобальный мафический магматизм ~ 2,7 |
| 2610 | 1 | ← 2,85–2,7 (2,65) → | | | |
| 2720 | 4 | Кратон Сьюпириор Кратон Слейв Кратон Карельский Кратон Олекминский Беломориды Становой пояс Кратон Зимбабве, 2,7 Кратон Йилгари, 76,2–62 Кратон Сан-Франциску, 27 Пояс Лимпопо, 2,68 Кратон Карнагака | | Кеноранская | Анорогенный вулканизм Риу-Фреску Амазонского кратона, 2,76 Расслоенные комплексы Южной Индии, Восточной Антарктиды, траппы Усушвана, Африка, 2,87 |
| 2885 | 3 | | | | Габбро-пироксениты Патчемварак, 2,92; супергруппа Дарвар, 2,9; рифт Понгола, 2,94; чехол Центрального Слейва, 2,9–2,8 |
| 2970 | 2 | ВААЛБАРА | | | Отложения рифтовой впадины Маллина, Австралия, 3–2,97; супергруппа Витватерсранд, 3,09–2,7; осадочные чехлы в основании зеленокаменных поясов Африки, Канады, Индии, Австралии, ~ 3,0 Анорогенные граниты Каапваальского кратона, 3,1–3,0; расслоенные комплексы Алданского щита, ~ 3,0 |
| 3030 | 1 | | | | |
| 3120 | | | | | |

Суперконтинент Кенория (2720–2570 млн лет) и СЦ (2720–2320 млн лет), табл. 3. Такое название в русском переводе приблизительно соответствует английскому Кенорленд, которое было предложено Х. Вильямсом [Veevers, 1989] для неоархейского суперконтинента, объединявшего архейские провинции Северной Америки около 2600 млн л.н. В.Е. Хаин выделил суперконтинент в конце архея на уровне 2700 млн лет (Пангея 0) [Khain, Bozhko, 1996]. Давно отмечалось, что во многих районах мира отложения нижнего мезопротерозоя вообще выпадают из разреза

или представлены континентальными и мелководно-морскими отложениями, что дает основание предположить господство континентального режима на большей части континентов.

Существование суперконтинента Кенория отмечено развитием протоплатформенных чехлов на кратонах Каапваальском, Пилбара, Сан-Франциску [Armstrong et al., 1991; Martin et al., 1993; Eriksson et al., 1999; Bekker et al., 2003].

Распад суперконтинента не отличался масштабом и в основном происходил в южной полусфере.

Этот процесс фиксируется переходом континентально-рифтовых отложений в комплексы пассивных окраин [Martin et al., 1993; Eriksson et al., 1999; Bekker et al., 2003; Kusky, Li, 2003].

В интервале 2550—2510 млн лет в результате активного рифтогенеза произошло дробление архейской коры на юге Австралии с новообразованием океанических бассейнов. Их замыкание завершилось слифордской орогенцией (2420 млн лет) и образованием неократона Голер.

В интервале 2,59—2,40 млрд лет режим пассивных окраин сменился конвергентными процессами, закончившимися коллизией континентальных блоков. В это время происходило слияние Западного и Восточного блоков Северного Китая и формирование Транссеверокитайского орогенного пояса, сопровождавшееся гранулитовым метаморфизмом [Kusky, Li, 2003; Swain et al., 2005; Zhai et al., 2003]. За исключением Китая, эта фаза цикла в Лавразии проявилась слабо, в основном в виде термальной переработки коры. Так, на Украинском щите она выразилась в становлении Приингулецкого редкометального комплекса гранитоидов в интервале 2,4—2,3 млрд лет [Yashchenko, Shekhotkin, 2000]. К этому времени относится селецкий цикл (2,46—2,39 млрд лет) тектонической активности, проявленный в виде деформаций и гранулитового метаморфизма в Беломоро-Лапландском поясе. Геодинамический смысл его, однако, трактуется неоднозначно: от условий сжатия до растяжения [Ранний докембрий..., 2005].

На южных материках конвергентные процессы протекали активнее. На уровне ~2,5 млрд лет имело место слияние Южно-Индийского и Северо-Индийского кратонов вдоль Центрально-Индийской тектонической зоны, включавшей Восточно-Гатский и Аравали-Делийский орогенические пояса. В результате был образован позднеархейский континент, в состав которого входила и Восточная Антарктида [Stein et al., 2004; Fanning et al., 1996; Barley et al., 2005]. В пользу этого свидетельствует гранулитовый метаморфизм Нейпирского комплекса в интервале 2500—2400 млн лет [Asami et al., 2002].

Интервал 2430—2350 млн лет на кратоне Каапвааль соответствует перерыву в осадконакоплении, поднятию и эрозии. Накопление группы Тури Крик супергруппы Маунт Брюс кратона Пилбара происходило в тыловом задуговом бассейне, оно отмечает переход от условий пассивной окраины к конвергентным процессам [Martin et al., 1998].

Период 2,5—2,4 млн лет соответствует глобальному пику магматизма мантийных плюмов в виде расслоенных интрузий и дайковых комплексов Балтийского щита, Шотландии, Гренландии и Северной Америки, Западной Австралии, Зимбабве, Индии и Антарктиды. Рассматриваемый магматизм мантийных плюмов в период конвергентных процессов, вероятно, обусловлен погружением субдуцируемых слэбов через границу 670 км в мантии [Божко, 2004].

Данные о гнейсовых поясах и гранит-зеленокаменных областях Южной Австралии, Антарктиды, Индии и Северного Китая свидетельствуют о развитии, магматизме и гранулитовом метаморфизме, синхронных слифордской орогенции кратона Голер [Swain et al., 2005]. Кульминацией этих конвергентных процессов на уровне ~2,4 млрд лет стало образование нового суперконтинента [Barley et al., 1992, 2004, 2005].

Суперконтинент Ятулия (2320—2170 млн лет) и СЦ (2320—1920 млн лет). Такое название для выделяемого впервые суперконтинента предлагается, принимая во внимание то обстоятельство, что еще в 60-х гг. прошлого века П. Эскола выделял Ятулийский континент [Escola, 1963], и с учетом того, что в предлагаемой схеме цикличности рамки его существования соответствуют ятулию (2,3—2,2 млрд лет) Карельского мегаблока.

Суперконтиненту Ятулия отвечает длительная эпоха оледенения в интервале 2,32—2,22 млрд лет [Barley et al., 2005; Young, 1991], которая сопровождалась изменением количества углерода [Bekker et al., 1999, 2001]. После ее окончания имело место интенсивное выветривание [Young, 1973; Marmo, 1992]. К этому времени относится накопление эпиконтинентальных отложений (табл. 4) Африки, Австралии, Северной и Южной Америки, Европы и Сибири [Eriksson et al., 1999, 2001; Bekker et al., 2003; Ранний докембрий..., 2005].

Распад суперконтинента Ятулия происходил неравномерно. Сначала произошли события в южной полусфере, причем только в западной части Гондваны: заложение Бирримского орогенического пояса Западной Африки и его продолжения в Южной Америке в виде пояса Марони—Итаколуми, Трансамазонского пояса Бразилии, поясов Магонди и Убенди—Усагара в Африке. На уровне около 2,2—2,0 млрд лет в указанных подвижных зонах происходили коллизионные процессы, отмеченные эбурнейской и трансамазонской орогениями, коллизионным высокобарическим гранулитовым метаморфизмом в поясах Магонди, Убенди—Усагара, Лимпопо [Khain, Bozhko, 1996; Boniface, Schenk, 2007; Mapeo et al., 2001; Moeller et al., 1995; Barton et al., 1996]. Указанные процессы завершились созданием континента Атлантика [Rodgers, 1996], который в конце цикла вошел в состав суперконтинента Колумбия.

Распад северной (в современных координатах) части Ятулии произошел на 70 млн лет позже, чем ее южной части, но в более значительном масштабе. Ему предшествовала деструкция на фоне суперплюмового события около 2,25 млрд л.н., сопровождавшегося излиянием траппов, формированием дайковых комплексов и рифтовых систем на территории Северной Америки, Финляндии, Сибири [Ранний докембрий..., 2005; Cadman et al., 1993; Bleeker, 2004; Korhonen, 2005; Khain, Bozhko, 1996].

В конце цикла в результате трансгудзонской орогенции (~1,9—1,8 млрд лет) и синхронных ей орогений

Таблица 4

Суперконтинентальные циклы палеопротерозоя и мезопротерозоя

| Млн лет | Фазы цикла | Подвижные зоны | | | Платформы | |
|-------------------------------|------------|---------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | Северное полушарие | Южное полушарие | Орогенция | | |
| СУПЕРКОНТИНЕНТ РОДИНИЯ | | | | | | |
| 1120 | 4 | 1,2 – 1,0 ↑ Гренвилльский ↑ Южно-Китайский ↑ Свеконоврежский ↑ Исидонский | | ↑ Пояс Намаква—Наталь ↑ Олбени Фрезер ↑ Кибариды, Ирумиды | Гренвилльская, кибарская, цзининская | Средний рифей в авлакогенах кратонов северного ряда; аимчанская и керпильская серии Юдомо-Майского прогиба; карагасская серия, 1,19; группа Куньянг, 1,2; анорогенные граниты Гвианского щита, 1,27–0,9; дайковые комплексы Маккензи, 1,27 и др. Иотний |
| 1285 | 3 | | | | | Гардарская рифтовая зона, 1,3–1,2; комплексы пассивных окраин: патомская серия, Шеннонджа, 1,33; супергруппа Гренвилл |
| 1370 | 2 | ГОТИЯ | | | | Рифты и траппы Гренвилльской провинции Австралии; серия Куддапа Индии, ~ 1,4; анорогенный плутонический пояс США, 1,49–1,41. Иотний, 1,4–1,1 |
| 1430 | 1 | | | | | |
| 1520 | 4 | 1,64–1,55 ↑ Готский ↑ Мазатцальский ↑ 1,65 | ↑ Коллаж блоков Австралии и Антарктиды, 1,7–1,5 ↑ Восточно-Гатский, 1,6–1,5 ↑ Делийский, 1,65 ↑ Ипембе, Намибия, 1,6–1,45 ↑ Риу Негро Джуруена, 1,55 | | Готская, айзанская, пинваранская, делийская | Группа Макартур, 1,54; субиотний, 1,65; нижнерифейские толщи впадин Пурана Индии, авлакогенов России; бурзьянская и учурская серии; интрузии габбро-пироксенитов и дайки Австралии, Антарктиды, Индии, Китая — глобальный мафический магматизм, ~1,6; рапакиви Скандинавии, 1,67–1,53, Амазонского щита (Паргуаза), 1,54 |
| 1685 | 3 | | | | | Атабаска, 1,76; Транскандинавский плутонический пояс, 1,75–1,76 |
| 1770 | 2 | КОЛУМБИЯ | | | | Вепсий, 1,80–1,70; рифтогенез впадин Макартур, Пурана, Северного Китая, 1,85–1,7 |
| 1830 | 1 | | | | | 1,9–1,8 ↑ Свекофеннский ↑ Пенокийский ↑ Трансгулзонский ↑ Нагуктокидский ↑ Уолмей ↑ Лапландский ↑ Акитканский ↑ Северо-Китайский ↑ Биримский ↑ Трансамазонский ↑ Усагара ↑ Магонди ↑ Лимпопо ↑ Уатума-Уануа |
| 1920 | 4 | | | | Трансамазонская, эбурнейская, гулзонская, лулянская | Людиковский, 2,06–1,92; Наберру, 2,0–1,8; Бушвельдский комплекс, 2,054 |
| 2085 | 3 | | | | | Комплекс пассивных окраин Коронейшн, Волластон, Ломагунди, 2,1; калевий, 2,1–1,8; верхний ятулий, 2,15–2,06; Франсвиль, 2,1–1,9; Жакобина, ~2,0 |
| 2170 | 2 | ЯТУЛИЯ | | | | Дайковые комплексы Нипписинг, основные интрузии Карелии и др., 2,22; палеорифты Улканский, Деверас, Килогикок и др., 2,2–1,7 |
| 2230 | 1 | | | | | |
| 2320 | | | | | | |

(лулянкой, свекофеннской и др.) были образованы многочисленные складчатые пояса: Трансгудзонский, Пенокийский, Уопмей, Унгава, Торнгайт, Нагсуктокидский, Свекофеннский, Транссеверокитайский, Ажитканский и др. [Schulz, Cannon, 2007; James, Dunning, 2000; Khain, Bozhko, 1996; Kopf et al., 2002; Wan et al., 2006; Zhao et al., 2002; Zhai et al., 2003; Trap et al., 2007].

В результате многочисленных орогений (коллизий), спаявших разрозненные фрагменты континентальной коры между собой и с ранее образованным южным континентом Атлантика, в интервале 1,9—1,8 млрд лет возник новый суперконтинент Колумбия. Как видно, полное завершение формирования его северной части произошло в первой половине суперконтинентальной стадии.

Суперконтинент Колумбия (1920—1770 млн лет) и СЦ (1920—1520 млн лет). Он практически соответствует одноименному суперконтиненту, выделенному Д. Роджерсом [Rogers, 1996; Rogers, Santosh, 2002], а также Пангее 1 В.Е. Хаина [Khain, Bozhko, 1996].

Суперконтинент Колумбия в эпоху своей кульминации на рубеже около 1800 млн л.н. объединял все континентальные фрагменты (табл. 4). Его существование подтверждается распространением петрологически идентичных и разновозрастных пород на тысячи километров через границы ныне существующих континентов. На всех кратонах накапливались отложения форландов складчатых поясов, возникших в результате трансамазонско-эбурнейских и трансгудзонских орогений, формировались протоплатформенные чехлы, происходило становление анорогенных интрузий и комагматичных кислых субаэральных вулканитов эпохи «кратонизации» [Tassinari, Macambira, 1999; Ранний докембрий..., 2005; Khain, Bozhko, 1996].

Распад Колумбии предварялся рифтогенезом в Индии, Антарктиде, Северной Америке, Австралии. Фрагментация Колумбии сопровождалась более значительным дроблением южной полушария. В пределах Восточной Гондваны (Индия, Антарктида, Австралия) возник ряд микроконтинентов, в то время как Лавразия, по-видимому, распалась на два континента, разделенных океанами в районе Гренвильской провинции Канады, Юго-Запада США и Прибалтики. Конвергентная фаза (1680—1520 млн лет) рассматриваемого цикла характеризуется коллажем континентальных блоков Восточной Гондваны. В Восточной Австралии в интервале 1,6—1,5 млрд лет отмечается аккреция микроконтинентов посредством частных коллизий, выраженная в айзанской орогении (1,58—1,54 млрд лет, пояс Маунт Айза), оларийской (1,6—1,5 млрд лет, блок Уильяма), караранской (1,56—1,54 млрд лет, блок Голер, а также орогения 1,55 млрд лет в блоке Джорджтаун) [Betts, Giles, 2001]. Вдоль южного края блока Аранта в результате лебигской орогении (1640 млн л.н.) произошла коллизия провинции Варумпи с Северо-Австралийским

кратоном. В интервале 1690—1640 млн лет вдоль южного края блока Аранта и западного края блока Голер происходили коллизии мелких террейнов [Betts, Giles, 2001]. Коллаж континентальных блоков Восточной Антарктиды сформировался в интервале 1,7—1,5 млрд лет.

Около 1600 млн л.н. произошло слияние Банделькандского, Дарварского и Трансараваллийского блоков. Эти события отражены в Сатпурском и Восточно-Гатском поясах (1600—1500 млн лет), а также знаменовались окончанием делийской орогении (1650 млн лет). Новообразованный Индийский субконтинент был причленен к Австралии и Антарктиде, таким образом была сформирована Восточная Гондвана [Sankaran, 1999]. К этому же времени относится становление расслоенных интрузий, отражающих глобальное плюмовое термальное событие около 1600 млн л.н. на континенте Маусон (Антарктида, Австралия, Индия) [Roy et al., 2001].

Изучение изотопии обломочных цирконов Украины и Восточной Австралии обнаруживает формирование здесь ювенильной континентальной коры в интервале 1650—1400 млн лет. Такое же исследование цирконов с юга и центра Лаврентии и запада Бразилии показывает формирование коры в интервале 1500—1300 млн лет [Condie et al., 2005]. К этой же эпохе (1800—1550 млн лет) относится становление пояса Риу Негро—Джурюена в Амазонском кратоне [Tassinari, Macambira, 1999]. Конвергентные процессы происходили в это время и в северном аккреционно-коллизийном поясе по линии Юго-Запад США — Гренвилл — Швеция. Значительные корообразующие процессы аккреционного характера имели место на Юго-Западе США от Вайоминга до Нью-Мексико в виде двух орогений — явапайской (~1700 млн л.н.) и мазатцальской (1,68—1,65 млн лет) [Magnani et al., 2004; Numan et al., 1994]. В Гренвильской провинции Канады довольно широко проявились лабдорская (1,7—1,6 млрд лет) и пинварианская (1,51—1,45 млрд лет) орогении [Berman et al., 2000].

На юго-западе Балтики установлена последовательность корообразующих событий в интервале 1,7—1,55 млн лет (готская орогения), включающих аккрецию островных дуг на фоне обращенной к западу субдукции [Connelly, 2001]. Синхронно в пределах свекофеннид шло становление анорогенных гранитов-рапакиви [Ahall et al., 1998]. Проявление готской орогении отмечено при формировании Западного ортогнейсового комплекса Норвегии в интервале 1640—1622 млн лет в обстановке активной континентальной окраины и коллизии [Skar, 2000]. Формирование готской коры Скандинавии происходило в течение трех последовательных фаз субдукции (млн лет): 1,73; 1,66—1,61 и 1,59—1,56 [Mansfeld, Andersen, 1999]. Другие авторы определяют готскую орогению в интервале 1700—1500 млн лет [Buchan et al., 2001].

Эволюция комплекса Ипембе в Северо-Западной Намибии (1640—1450 млн лет) включала седиментацию, гранулитовый метаморфизм (1520—1510 млн лет) и эксгумацию (1450 млн л.н.). Этот орогенез сопоставляется с пинверрианским (1500—1450 млн лет) орогенезом Гренвильского пояса, орогенезом Риу Негро-Джуруена на западе Амазонского кратона (1555 млн л.н.) и готской орогенезом Швеции [Seth et al., 2003]. Все эти события завершили СЦ 1920—1520 млн лет и привели к объединению почти всех континентальных фрагментов в седьмой суперконтинент.

Суперконтинент Готия (1520—1370 млн лет) и СЦ (1520—1120 млн лет). Время существования выделяемого впервые суперконтинента, названного Готией (табл. 4), отвечает в основном раннему рифею отечественной шкалы и характеризуется преобладанием поднятий. Протоплатформенные чехлы Готии имели ограниченное распространение. В Евразии они представлены карбонатно-терригенными олигомиктовыми толщами, генетически тесно связанными с корами выветривания и формировавшимися в плоских изолированных впадинах, которые были наложены на древние образования. Более значительное осадконакопление имело место в это время в Индостане и Австралии, где формировались мощные платформенные чехлы во впадинах Куддапа, Годавари, Макартур, Викториа Ривер.

Эта эпоха примечательна широким проявлением анорогенного магматизма в интервале 1,4—1,5 млрд лет в виде анортозитов, гранитов-рапакиви, эффузивов на огромном пространстве Юго-Запада Северной Америки от Вайоминга до Нью-Мексико [Magnani et al., 2004; Nymann et al., 1994], на западе провинции Нейн, в центральной части Скалистых гор, на Балтийском щите, в Амазонском кратоне, Эглабе и т.д.

Более значительное дробление Готии имело место в северной полусфере, что нашло отражение в широком развитии среднерифейских отложений в Северной Евразии, т.е. в процессах континентального рифтогенеза и обширных трансгрессиях на платформы со стороны новообразованных пассивных окраин. Эти толщи участвуют в выполнении авлакогенов Восточно-Европейской платформы, Гардарской и Северо-Китайской рифтовых зон, авлакогена Белт и др. Континентальный рифтогенез на уровне 1430 млн л.н. четко проявился в пределах территории Гренвильского пояса, а также между Британией и Скандинавией.

Развитие указанных процессов деструкции привело к раскрытию океанических бассейнов с формированием авлакогенов в виде пассивных ветвей тройных сочленений (Белт, Лабрадор, трог между Балтикой и Гренландией). Происходило разделение блоков Янцзы и Катазия, раскрытие Гренвильского (Гренвилл-Льяно), Свеконорвежского, Байкало-Патомского океанов. В южном ряду к событиям

сравнимого масштаба относится раскрытие океана Намаква-Наталь и небольшого бассейна Лурио в Мозамбике. Другие подвижные зоны либо развивались в интракратонном режиме (Кибариды), либо испытывали тектонотермальную переработку (Восточные Гаты, Ирумиды, Олбени Фрезер).

Конвергентная стадия цикла отражена в орогенезах (гренвильской, свеконорвежской, сибео и др.) на уровне 1100—1000 млн лет в Гренвильском, Свеконорвежском, Южно-Китайском, Восточно-Гатском, Олбени Фрезер, Намаква-Наталь, Ирумидском, Лурио, Кибарском поясах [Gower, Tucker, 1994; Rivers, 1997; Zhai et al., 2003; Betts, Griles, 2006; Khain, Bozhko, 1996]. Конвергентные процессы в конце СЦ 1520—1120 млн лет привели к созданию восьмого суперконтинента.

Суперконтинент Родиния (1120—970 млн лет) и СЦ (1120—720 млн лет). Суперконтинент Родиния (табл. 2), занимающий в нашей схеме указанный интервал, был выделен в 1990 г. М. и Д. МакМенаминами и в последнее время интенсивно изучается. На субстрате Родинии впервые начали развиваться крупные позднерифейские синеклизы — Таудени, Сан-Франсиску, Конго, мезопротерозойские впадины Пурана в Индии и др. Деструкция суперконтинента проявилась в формировании многочисленных палеорифтов на всех материках [Zhai et al., 2003; Khain, Bozhko, 1996].

Распад Родинии выразился в образовании древних пассивных окраин вдоль новообразованных океанических бассейнов преимущественно Южного полушария — Транссахарского, Адаматор, Дамаро-Катангского, Гойянского, Палеоазиатского и др. К этому же времени относится заложение ленты пассивных окраин Тихоокеанского кольца в виде системы Аделаида Австралии, серии Бедмор Транс-антарктических гор, группы Уиндермир Северной Америки и др.

Начало конвергентной стадии рассматриваемого цикла отмечено первыми субдукционными процессами в Палеоазиатском (850—700 млн лет), Гойянском (900—850 млн лет) океанах. Завершение СЦ 1120—720 млн лет отмечено континентальными коллизиями. Главнейшие из них происходили в Южном полушарии, это панафриканские (панбразильские) орогенезы, в результате которых возникли складчатые пояса Транссахарский, Дамаро-Катангский, Камерунский, Гойянский и др., что привело к слиянию всех южных континентальных фрагментов в мегаконтинент Гондвана. Западная Гондвана (Африка—Южная Америка—Аравия) формировалась в интервале 850—600 млн лет. В развитии бразилид выделяются 3 орогенические фазы (790—700, 640—620, 590—560—500 млн лет), соответствующие трем панафриканским: 850—700, 650—600 и 590—540 млн лет [Silva et al., 2005]. В формировании Восточной Гондваны (Индия—Антарктида—Австралия) также отмечается несколько фаз — от 750 до 530 млн лет

[Meert, 2003]. Вопрос о времени окончательной сборки Гондваны и проявления панафриканского диастрофизма остается спорным. Одни исследователи [Dalziel, 1991; Moores, 1991; Preiss, 2000] полагают, что коллизия Западной и Восточной Гондваны произошла около 500 млн л.н., другие [Stern et al., 1992; McKerrow et al., 1992] полагают, что значительно раньше (приблизительно на 200 млн лет), в интервале 650—750 млн лет. Возможна и другая интерпретация: Мозамбикский океан между Восточной и Западной Гондваной, а также океан Адамастор между Патагонией и Африкой следует рассматривать как заливы Панталласы, вдающиеся глубоко в Гондвану после ее образования и замкнувшиеся уже в начале следующего цикла.

В Северном полушарии межконтинентальные коллизии неопротерозоя относительно малочисленны (Тиман, южная окраина Сибирской платформы, кратон Янцзы) и прошли в основном раньше, чем панафриканские [Xiao et al., 2007; Vernikovskiy et al., 2007]. При этом отмечу, что кадомская орогения рассматривается мной вслед за другими исследователями как перигондванская, а не лавразийская. В результате слияния осколков Родинии между собой и новообразованной Гондваной возник «вендский суперконтинент».

Суперконтинент Паннотия (720—570 млн лет) и СЦ (720—320 млн лет). Под таким названием этот суперконтинент был выделен С. Пауэллом (1995), хотя еще раньше многие геологи высказывали мысль о существовании позднедокембрийской Пангеи. Существованию Паннотии (табл. 5) соответствует глобальное развитие стертского, маринового (лапландского), гескирского материковых оледенений в интервале 750—580 млн лет [Kendall et al., 2004; Fairchild et al., 2007], что указывает на компактное расположение крупных континентальных масс и с чем связано появление гипотезы о «snowball». Толщи с тиллитами — следами оледенений — присутствуют в разрезах венда всех континентов. К венду относится начало формирования плитного чехла на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, а также накопление «надтиллитовых» толщ в синеклизах Гондваны. Деструкция суперконтинента в конце венда — начале кембрия проявилась в новом импульсе рифтогенеза — активизации существующих и образовании новых рифтов на всех материках.

Как указывалось выше, время распада Паннотии принимается в 570 млн л.н. Распад ее привел к обособлению Гондваны, которая в раннем палеозое сохраняла свою цельность и стабильность, за исключением тихоокеанского обрамления, тогда как в пределах Лавразии шло активное океанообразование (океаны Япетус, Палеоазиатский, Прототетис). К раннему кембрию Лаврентия, Балтика и Сибирь были отделены одна от другой и от Гондваны, о чем свидетельствует наличие на них позднедокембрийских пассивных окраин, а также фаунистические различия, указывающие на положение этих блоков

на разных широтах [McKerrow et al., 1991]. Активные тектонические процессы в палеозое отмечаются вдоль тихоокеанского обрамления Гондваны. В раннем палеозое завершилось формирование Росского пояса Трансантарктических гор, а в позднем палеозое — Тасманского пояса Австралии.

Новообразованные океаны замкнулись в результате каледонских и герцинских орогений. Каледонский орогенез в конце силура — раннем девоне привел к закрытию океана Япетус, смыканию Лаврентии, Балтики и Авалонии и образованию континента Лавруссия, формированию структуры Центральной Азии, соединению в единый континент Сино-Кореи и Тарима. Позднепалеозойский герцинский орогенез привел к столкновению Западной Гондваны и Лавруссии, Лавруссии с Казахстанским континентом и Сибирью, Сибири с Сино-Кореей. К рубежу 320 млн лет коллизия новообразованной Лавразии и Гондваны привела к возникновению Пангеи. Киммерийский (индосинийский) орогенез завершил ее формирование.

Суперконтинент Пангея и СЦ (320 + 80 млн лет), табл. 5. Пангея, выделенная А. Вегенером в 1912 г., — самый молодой и самый изученный суперконтинент. Его эволюция кратко рассмотрена в начале статьи. В ранней—средней юре началось раскрытие Центральной Атлантики, что вызвало распад Пангеи, раскол ее на Гондвану и Лавразию с образованием океана Неотетис. В дальнейшем распад продолжался асимметрично, локализуясь в основном в пределах Гондваны, где в интервале 140—40 млн лет образовались последовательно молодые океаны и разделенные ими континенты. По периферии Тихого океана произошли активные тектонические процессы, связанные в основном с позднекиммерийским орогенезом конца юры — начала мела, среднемеловой эпохой тектогенеза и ларамийской эпохой конца мела — начала палеогена и инкской эпохой позднего эоцена. В олигоцене вдоль азиатской окраины Тихого океана шло формирование системы окраинных морей и островных дуг.

В среднем эоцене закончилось столкновение Индии с южным краем Евразии, что вызвало образование Гималаев. К концу эоцена — в пиринейскую эпоху складчатости — относится начало формирования всего Альпийско-Гималайского пояса. на неотектоническом этапе коллизионные процессы на южной границе Евразии усилились по всему фронту, соответствуя продолжающейся конвергентной стадии суперконтинентального цикла.

Выводы. 1. Процесс формирования и распада суперконтинентов в истории Земли происходил циклично, с продолжительностью суперконтинентального цикла 400 млн лет. Современный мировой историко-геологический и геохронологический фактический материал не противоречит установленной цикличности и вписывается в соответствующие стадии и фазы суперконтинентальных циклов.

Таблица 5

Суперконтинентальные циклы неопротерозоя и фанерозоя

| Млн лет | Фазы | Подвижные зоны | | | Платформы | |
|---------|------|--------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | Северное полушарие | Южное полушарие | Орогенция | | |
| +85 | 4 | Альпийско-Гималайский пояс | | Альпийско-ларамийская, позднемеридианская | Эпи платформенный орогенез, формирование Восточно-Африканской и Байкальской рифтовых систем, рифтогенез позднего мела—палеогена, траппы Деккана, чехлы молодых платформ | |
| 85 | 3 | Северная Атлантика Арктический океан | Южная Атлантика Южный океан | | Периокеанические толщи материков, чехлы эпигерцинских платформ, рифтогенез поздней юры—раннего мела | |
| 170 | 2 | Неотетис | | | | Рифтовые толщи среднего триаса—средней юры |
| 230 | 1 | ПАНГЕЯ | | | | Гондванская толща и ее эквиваленты, траппы Европы, Сибири, гондванских континентов, оледенения (карбон—пермь) |
| 320 | 4 | Циркум-Тихоокеанский пояс Каледониды Герциниды Киммериды | | Каледонская, герцинская, киммерийская | Девонский магматизм платформ, 0,47—0,38; чехлы древних и эпикаледонских платформ | |
| 485 | 3 | Палеотетис | | | | Пассивные окраины Лавразии |
| 570 | 2 | ПАННОТИЯ | | | | Оледенения: Гескирс, 0,58; Лапландское 0,66—0,60; надтиллитовые толщи в плитных чехлах платформ |
| 630 | 1 | | | | | Оледенение Стерт, 0,74—0,66; подтиллитовые толщи Африки и др., синий. Анорогенный татарский комплекс Енисейского кряжа, 0,65—0,63 |
| 720 | 4 | Циркум-Тихоокеанский пояс Тиман 0,72 Енисейский кряж 0,86 Юннаньский ороген | Бразилиды Фарузида Ангиатлас Бассариды Катангиды, дамариды | Восточно-Африканский ороген | Панафриканская, байкальская, пизининская (Янцзы) | Дайковый комплекс Франклин, 0,72; риолиты Малани, 0,75; дайки Южной Сибири 0,74—0,75; рифтинг в Южном Китае, 0,83—0,75; анорогенный магматизм на родинийских континентах; группа Сансиква, 0,75 |
| 885 | 3 | Прототетис | | | | Байкальская серия, 0,8; пассивные окраины Тихоокеанского кольца: группы Уиндермир, Бедмор и др.; группы Канастра, Гурма; рифт Задиний—Маюмбе, 1—0,92 |
| 970 | 2 | РОДИНИЯ | | | | Рифт Мидконтинента, 1,0—1,09; дайки и рифты Бразилии, 1,1—0,9; дайки Антарктиды, 1,07; авлакогены Евразии; система Букоба, ~1 |
| 1030 | 1 | | | | | Долериты Умкондо, 1,1; серия Бангемол, 1075; 1,14; Яньшанский авлакоген, 1,2—1,09; Абитиби, 1,14; Ляно, 1,16; авлакогены платформ Евразии; осадочно-вулканогенные формации Амазонии |
| 1120 | | | | | | |

2. Согласно рассмотренной цикличности, в истории Земли фиксируется 10 суперконтинентов, при этом в их временных рамках находят свое место суперконтиненты, выделенные ранее различными исследователями. Древнейший протосуперконтинент выделен предположительно.

3. Различаются суперконтинентальные циклы с относительно высокой и с низкой степенью тектонической активности, что выражается в числе и площади океанов, образующихся при распаде суперконтинентов, и, следовательно, возникающих при сборке коллизионных орогенов, а также в мас-

штабах проявления внутриплитного магматизма и тектоники.

4. Развитие суперконтинентального цикла происходит на фоне асимметрии, выражающейся в контрастах проявления тектонических процессов Северного и Южного полушарий Земли, при этом от цикла к циклу происходила знакопеременная смена характера этой асимметрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Божко Н.А. Суперконтинентальные циклы, эпизоды роста коры и глобальные геодинамические инверсии в эволюции биполярной Земли // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Материалы научного совещания. Иркутск, 2001. С. 33—36.

Божко Н.А. Магматизм мантийных плюмов в суперконтинентальных циклах // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Тез. докл. Т. 1. М.: ГЕОС, 2004. С. 55—58.

Божко Н.А. Суперконтиненты в истории Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2007. С. 91—96.

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

Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3—32.

Ahall K.-I., Connelly J.N., Brewer T.S. Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis?: Correlation of 1,69—1,50 Ga orogenic and inboard, «anorogenic» events in the Baltic Shield // *J. Geol.* 1998. Vol. 28, N 9. P. 823—826.

Allwood A.C., Walter M.R., Burch I.W., Kamber B.S. 3,43 billion-year-old stromatolite reef from the Pilbara Craton of Western Australia: Ecosystem-scale insights to early life on Earth // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 158, N 3—4. P. 198—227.

Armstrong R.A., Compston W., Retief E.A. et al. Zircon ion microprobe studies bearing on the age and evolution of the Witwatersrand triad // *Precamb. Res.* 1991. Vol. 53. P. 243—266.

Asami M., Suzuki K., Grew E.S. Chemical Th — U — total Pb dating by electron microprobe analysis of monazite, xenotime and zircon from the Archean Napier Complex, East Antarctica: evidence for ultra-high-temperature metamorphism at 2400 Ma // *Precamb. Res.* 2002. Vol. 114. P. 249—275.

Barley M.E. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics and environmental change // Denver Annual Meeting (November 7—10, 2004). Pap. N 105—2.

Barley M.E., Bekker A., Krapez B. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2005. Vol. 238. P. 156—171.

Barley M.E., Groves D.I. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time // *Geology.* 1992. Vol. 20. P. 291—294.

Barley M.E., Pickard A.L. An extensive, crustally-derived, 3325 to 3310 Ma silicic volcanoplutonic suite in the eastern Pilbara Craton: evidence from the Kelly Belt, McPhee Dome and Corunna Downs Batholith // *Precamb. Res.* 1996. Vol. 76. P. 41—62.

5. В развитии суперконтинентального цикла взаимодействуют механизмы тектоники мантийных плюмов и литосферных плит. В течение одного СЦ происходят два крупных плюмовых события: одно — в период существования суперконтинента, а второе — в фазу конвергенции и сборки.

Barton J.M. The Messina Layered Intrusion, Limpopo Belt, South Africa: An example of in-situ contamination of an Archean anorthosite complex by continental crust // *Precamb. Res.* 1996. Vol. 78, N 1—3. P. 139—150.

Barton J.M. Crustal evolution of the Kaapvaal craton-timing and nature of tectonic events // *Revista Brasileira.* 1982. Vol. 12. P. 60—64.

Bekker A., Eriksson K.A., Kaufman A.J. et al. 1999. Paleoproterozoic Record of Biogeochemical Events and Ice Ages // GSA Annual Meeting. Abstract with Programs. 1999. Vol. 31, N 7.

Bekker A., Kaufman A.J., Karhu J.A. et al. Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic Duitschland Formation, South Africa: implications for coupled climate change and carbon cycling // *Amer. J. Sci.* 2001. Vol. 301. P. 261—285.

Bekker A., Sial A.N., Karhu J.A. et al. Chemostratigraphy of carbonates from the Minas Supergroup, Quadrila Tero Ferri Fero (Iron Quadrangle), Brazil // *Ibid.* 2003. Vol. 303. P. 865—904.

Berman R.G., Easton R.M., Nadeau L.A. New tectonometamorphic map of the Canadian Shield: Introduction // *Canad. Mineralogist.* 2000. Vol. 38. P. 277—285.

Betts P.G., Giles D. 1.6—1.5 Ga orogenies of Eastern Australia // *Geol. Soc. of Australia. Abstr.* 2001. Vol. 64. P. 7—8.

Betts P.G., Giles D. The 1800—1100 Ma tectonic evolution of Australia // *Precamb. Res.* 2006. Vol. 144, N 1—2. P. 92—125.

Betts P.G., Giles D., Lister G.S., Frick L.R. Evolution of Australian Lithosphere // *Austral. J. of Earth Sci.* 2002. Vol. 49, N 4. P. 661—695.

Black I.P., Williams I.S., Compston W. Four zircon ages from one rock: The complex history of a 3930 Ma old granulite from Mount Sines, Enderby Land, Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 94. P. 427—437.

Bleeker W. Taking the Pulse of Planet Earth: A Proposal for a New Multi-disciplinary Flagship Project in Canadian Solid Earth Sciences // *Geoscience Canada.* 2004. Vol. 31, N 4. P. 179—190.

Blichert-Toft J., Albarède F. Hafnium isotopes in Jack Hills zircons and the formation of the Hadean crust // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 265, N 3—4. P. 686—702.

Bond G., Nickerson P.A., Kominz M.A. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 70. P. 325—345.

Boniface N., Schenk V. Polymetamorphism in the Paleoproterozoic Ubendian Belt, Tanzania. Goldschmidt, 2007 (orgabstracts vol/5902).

Bowring S.A., Williams I.S., Compston W. 3,96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories, Canada // *Geology.* 1996. Vol. 17. P. 971—974.

Brito Neves B., Campos Neto M., Fuck R.A. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan

African Cycle and orogenic collage // *Episodes*. 1999. Vol. 22, N 3. P. 155–166.

Buchan K.L., Ernst, R.E., Hamilton M.A. et al. Rodinia the evidence from integrated palaeomagnetism and U — Pb geochronology // *Precamb. Res.* 2001. Vol. 110, N 1–4. P. 9–32.

Buick R., Thornett J.R., McNaughton N.J. et al. Record of emergent continental crust ~3,46 billion years ago // *Nature*. 1995. Vol. 357. P. 574–577.

Cadman A.C., Heaman L.M., Tarney J. et al. U — Pb geochronology and geochemical variation within two Proterozoic mafic dyke swarms, Labrador // *Can. J. Earth. Sci.* 1993. Vol. 30. P. 1490–1504.

Compston W., Pidgeon R.T. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia // *Nature*. 1986. Vol. 321. P. 766–769.

Condie K.C. Supercontinents, superplumes and continental growth: the Neoproterozoic record // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2003. Vol. 206. P. 1–21.

Condie K.C., Beyer E., Belousova E. et al. U — Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: The search for juvenile Precambrian continental crust // *Precamb. Res.* 2005. Vol. 139. P. 42–100.

Connelly J.N. Accretionary growth of the Sveconorwegian province of the Baltic shield between 1,7–1,5 Ga and links to intracontinental magmatism // *GSA Annual Meeting*, November 5–8, 2001 Sess. N 11: Proterozoic tectonic evolution of the Grenville Orogen in Eastern North America I. Pap. N 11.

Dalziel W.D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica—Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 598–601.

Davis W.J., Jones A.G., Bleeker W., Grutter H. Lithosphere development in the Slave craton: a linked crustal and mantle perspective // *Lithos*. 2003. Vol. 71. P. 575–589.

De Wit M.J., Roering C., Hart R.J. et al. Formation of an Archaean Continent // *Nature*. 1992. Vol. 357. P. 553–562.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician Evolution of the Paleo-Asian Ocean: Implications to the Break-up of Rodinia // *Gondwana Res.* 2003. Vol. 6, N 2. P. 143–159.

Dodson M.H., Compston W., Williams I.S., Wilson J.F. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments // *Geol. Soc. J.* 1988. Vol. 145. P. 97.

Duclaux G., Menot R.P., Guillot S. et al. The mafic layered complex of the Kabyé massif (north Togo and north Benin): Evidence of a Pan-African granulitic continental arc root // *Precamb. Res.* 2006. Vol. 151, N 1–2. P. 101–118.

Eriksson P.G., Catuneanu O., Aspler L.B. et al. Preface to the special issue of sedimentary geology on 'the influence of magmatism, tectonics, sea level change and palaeoclimate on Precambrian basin evolution: change over time // *Sediment. Geol.* 2001. Vol. 141–142. P. 7–1.

Eriksson P.G., Mazumde R., Sarka S. et al. The 2,7–2,0 Ga volcano-sedimentary record of Africa, India and Australia evidence for global and local changes in sea level and continental freeboard // *Precamb. Res.* 1999. Vol. 97. P. 269–302.

Escola P. Precambrian of Finland // *The Precambrian*. 1963. Vol. 1. (Interscience Publishers).

Fanning C.M., Moore D.H., Bennet V.C., Daly S.J. The Mawson Continent. Archaean to Proterozoic crust in the East Antarctic Shield and Gawler Craton, Australia // *Geol. Soc. Aust.* 1996. Abstr. 41. P. 135.

Fairchild I., Kennedy M.J. Neoproterozoic glaciation in the Earth System // *J. of the Geol. Soc.* 2007. Vol. 164, N 5. P. 895–921.

Gower C.F., Tucker R.D. Distribution of pre-1400 Ma crust in the Grenville province: Implications for rifting in Laurentia-Baltica during geon 14 // *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 827–830.

Harrison T.M., Blichert-Toft J., Muller W. et al. Heterogeneous Hadean Hafnium: Evidence of Continental Crust at 4,4 to 4,5 Ga // *Science*. 2005. Vol. 310, N 5756. P. 1947–1950.

Hartlaub R.P., Chacko T., Heaman L.M. et al. Ancient (Meso- to Paleoproterozoic) crust in the Rae Province, Canada: Evidence from Sm—Nd and U — Pb constraints // *Precamb. Res.* 2005. Vol. 141, N 3–4. P. 137–153.

Heller P.L., Linneman S.R., Angevine C.L. Sea-level cycles in response to supercontinent breakup // *EOS*. 1986. Vol. 67. P. 372.

Hickman A.H. Two contrasting granite—greenstone terranes in the Pilbara Craton, Australia: evidence for vertical and horizontal tectonic regimes prior to 2900 Ma // *Precamb. Res.* 2004. Vol. 131, N 3–4. P. 153–172.

Horstwood M.S.A., Nesbitt R.W., Noble S.R., Wilson J.F. U—Pb zircon evidence for an extensive early Archaean craton in Zimbabwe: A reassessment of the timing of craton formation, stabilization, and growth // *Geology*. 1999. Vol. 27, N 8. P. 707–710.

James D.T., Dunning G.R. U—Pb geochronological constraints for paleoproterozoic evolution of the core zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia // *Precamb. Res.* 2000. Vol. 103. P. 31–54.

Jones A.G., Davis B., Bleeker W., Grutter H. The Slave Craton From Underneath: The Mantle View // *Continental Geos. Division. Geol. Surv. of Canada. Contribut. Abstracts (oral presentation)*. 2004. Vol. 3.

Iizuka T., Komiya T., Ueno Y. et al. Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: New constraints on its tectonothermal history // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 153, N 3–4. P. 179–208.

Kendall B.S., Creaser R.A., Ross G.M., Selby D. Constraints on the timing of Marinoan «Snowball Earth» glaciation by Re—Os dating of a Neoproterozoic, post-glacial blackshale in Western Canada // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 222. P. 729–740.

Khain V.E., Bozhko N.A. Historical Geotectonics. Precambrian. New Delhi; Calcutta: Oxford&IBH Publishing Company, 1996.

Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al. Sedimentary evolution of the Riphean—Vendian basin of southeastern Siberia // *Precamb. Res.* 2001. Vol. 111. P. 129–163.

Kopf C.F. Archaean and Early Proterozoic Events Along the Snowbird Tectonic Zone in Northern Saskatchewan, Canada // *Gondwana Res.* 2002. Vol. 5, N 1. P. 79–83.

Korhonen J.V. Pudasjärvi mafic dyke; geophysical and petrophysical interpretation. Fifth International Dyke Conference 31.7 — 3.8. Rovaniemi, Finland, 2005.

Kröner A., Cordani U. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 375, N 1–4; 6. P. 325–352.

Kröner A., Ekwueme B.N., Pidgeon R.T. The oldest rocks in West Africa: SHRIMP zircon age for Early Archaean migmatitic orthogneiss at Kaduna, Northern Nigeria // *J. of Geology*. 2001. Vol. 109. P. 399–406.

Kröner A., Hegner E., Wendt J.I., Byerly G.R. The oldest part of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa: evidence for crust formation between 3.5Ga // *Precamb. Res.* 1996. Vol. 78. P. 105–124.

Kröner A., Layer P.W. Crust formation and plate motion in the Early Archaean // *Science*. 1992. Vol. 26. P. 1405–1410.

- Kröner A., Tegtmeier A.* Gneiss-greenstone relationships in the Ancient Gneiss Complex of southwestern Swaziland, southern Africa, and implications for early crustal evolution // *Precamb. Res.* 1994. Vol. 67. P. 109–139.
- Kusky T.M., Li J.* Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton // *J. of Asian Earth Sci.* 2003. Vol. 22, N 4. P. 383–397.
- Lindsay J.F., Korsch R.J., Wilford J.R.* Timing the breakup of a Proterozoic supercontinent: evidence from Australian intracratonic basins // *Geology.* 1987. Vol. 15. P. 1061–1064.
- Liu D.Y., Wu J.S., Shen Q.H.* et al. Remnants of 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton // *Geology.* 1992. Vol. 20, N 4. P. 339–342.
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Belo De Oliveira.* U–Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern Sao Francisco craton, Brasil // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1992. Vol. 104. P. 1221–1227.
- Magnani M.B., Miller K.C., Levander A., Karlstrom K.* The Yavapai–Mazatzal boundary: A long-lived tectonic element in the lithosphere of southwestern North America // *GSA Bull.* 2004. Vol. 116, N 9–10. P. 1137–1142.
- Mansfeld J., Andersen T.* Formation of New Crust in Scandinavia Between 1,75 and 1,55 Ga as Evident from the Gothian Units of the Østfold-Akershus Sector, SE Norway // *J. of Conference Abstr. EUG 10.* (28 March – 1 April). 1999. Vol. 4, N 1.
- Mapoe R.B.M., Armstrong R.A., Kampunzu A.B.* Shrimp U–Pb zircon geochronology of gneisses from the Gweta borehole, northeast Botswana: implications for the Palaeoproterozoic Magondi Belt in Southern Africa // *Geol. Mag.* 2001. Vol. 138. P. 299–308.
- Marmo J.S.* The lower Proterozoic Hokkalampi paleosol in North Karelia, eastern Finland. Early organic evolution: Implications for mineral and energy resources. Berlin, 1992. P. 41–66.
- Martin D., Clendenin C.W., Krapez B., McNaughton N.* Tectonic and geochronological constraints on late Archaean and Palaeoproterozoic stratigraphic correlation within and between the Kaapvaal and Pilbara Cratons // *J. of the Geol. Soc.* 1998. Vol. 155. P. 311–322.
- McKerrow W.S., Scotese C.R., Brasier M.D.* Early Cambrian continental reconstructions // *J. Geol. Soc. London*, 1991. Vol. 149. P. 599–606.
- Meert J.G.* A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // *Tectonophysics.* 2003. Vol. 362. P. 1–40.
- Menot R.P., Peucat J.J., Pelletier A., Fanning M.* New constraints on the Archean Proterozoic evolution of the Terre Adelie-George v land, East Antarctica // *J. of Confer. Abstr. EUG10* (28 March – 1 April 1999). Strasbourg, France, 1999. Vol. 4, N 1. P. 122.
- Moeller A., Appel P., Mezger K., Schenk V.* Evidence for a 2 Ga subduction zone; eclogites in the Usagaran Belt of Tanzania // *Geology.* 1995. Vol. 23, N 12. P. 1067–1070.
- Moores E.M.* South-West US – East Antarctica (SWEAT) connection: a hypothesis // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 425–428.
- Mueller P.A., Wooden J.L., Nutman A.P.* 3,96 Ga zircons from an Archean quartzite, Beartooth Mountains, Montana // *Geology.* 1992. Vol. 20, N 4. P. 327–330.
- Myers J.S., Crowley J.L.* Vestiges of life in the oldest Greenland rocks? A review of early Archean geology in the Godthåbsfjord region, and reappraisal of field evidence for >3850 Ma life on Akilia // *Precamb. Res.* 2000. Vol. 103, N 3–4. P. 101–206.
- Nance R.D., Worsley T.R., Moody J.B.* Post-Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes // *Geology.* 1986. Vol. 14. P. 514–518.
- Nutman A.P., Collerson K.D.* Very early Archean crustal-accretion complexes preserved in the North Atlantic craton // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 791–794.
- Nyman M.W., Karistrom K.E., Kirby E., Graubard C.M.* Mezoproterozoic contractional orogeny in Western North America: Evidence from ca. 1,4 Ga plutons // *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 901–904.
- Peltonen P., Manttari I., Huhma H., Whitehouse M.J.* Multi-stage origin of the lower crust of the Karelian craton from 3,5 to 1,7 Ga based on isotopic ages of kimberlite-derived mafic granulite xenoliths // *Precamb. Res.* 2006. Vol. 147, N 1–2. P. 107–123.
- Perceival J.A., Sanborn-Barrie M., Skulski T.* Tectonic evolution of the Western Superior Province from NATMAP and Lithoprobe studies // *Can. J. Earth Sci.* 2006. Vol. 43. P. 1085–1117.
- Piper J.D.* Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics // *Geophys. J. of the Royal Astronom. Soc.* 1983. Vol. 74. P. 163–197.
- Powell C. McA.* Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? // *Geology.* 1995. Vol. 23. P. 153–156.
- Preiss W.V.* The Adelaide Geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction // *Precamb. Res.* 2000. Vol. 100. P. 21–63.
- Rivers T.* Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications // *Precamb. Res.* 1997. Vol. 86. P. 117–54.
- Rogers J.J.W.* A history of continents in the past three billion years // *J. of Geology.* 1996. Vol. 104. P. 91–107.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia. A Mesoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. N 5. P. 5–22.
- Roy A., Prasad M.H., Bhowmik S.K.* Recognition of Pre-Grenvillian and Grenvillian Tectonothermal Events in the Central Indian Tectonic Zones: Implications on Rodinian Crustal Assembly // *Gondwana Res.* 2001. Vol. 4, N 4. P. 755–757.
- Ruiz A., Sgeraldes M.C., Matos J.B.* et al. The 1590–1520 Ma Cachoeirinha magmatic arc and its tectonic implications for the crustal evolution of the Mesoproterozoic SW Amazonian craton // *Ann. Brazil. Academy of Sci.* 2004. Vol. 76(4). P. 807–824.
- Sankaran A.V.* New explanation of the geological evolution of the Indian subcontinent // *Current Sci.* 1999. Vol. 77, N 3. P. 331.
- Schulz K.J., Cannon W.F.* The Penokean orogeny in the Lake Superior region // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 157, N 1–4. P. 4–25.
- Sengupta S., Corfu F., McNutt R.H., Paul D.K.* Mesoarchaean crustal history of the eastern Indian Craton: Sm–Nd and U–Pb isotopic evidence // *Precamb. Res.* 1996. Vol. 77, N 1–2. P. 17–22.
- Seth B., Armstrong R., Brandt A.* et al. Mesoproterozoic U–Pb and Pb–Pb ages of granulites in NW Namibia: reconstructing a complete orogenic cycle // *Precamb. Res.* 2003. Vol. 126. P. 147–168.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R.* et al. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens // *Precamb. Res.* 2005. Vol. 136, N 3–4. P. 203–240.

Skar O. Field relations and geochemical evolution of the Gothian rocks in the Kvamsay area, southern Western Gneiss Complex, Norway // *Norg. geol. undersokelse*. 2000. Bull. 437.

Song Biao, Nutman A.P., Liu Dunyi, Wu Jiashan. 3800 to 2500 Ma crustal evolution in the Anshan area of Liaoning Province, northeastern China // *Precamb. Res.* 1996. Vol. 78, N 1—3. P. 79—94.

Stein H.J., Hannah J.L., Zimmerman A.A. et al. 2,5 Ga porphyry Cu—Mo—Au deposit at Malanjhand, Central India: implications for Late Archean continental assembly // *Precamb. Res.* 2004. Vol. 134, N 3—4.

Stern R.J., Sultan M., Abdel-Salam M.G. Comment on «Pacific margins of Laurentia and East Antarctica—Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent» // *Geology*. 1992. Vol. 5. P. 190.

Swain G., Woodhouse A., Hand M. et al. Provenance and tectonic development of the late Archaean Gawler Craton, Australia; U—Pb zircon, geochemical and Sm—Nd isotopic implications // *Precamb. Res.* 2005. Vol. 141, N 3—4. P. 106—136.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton // *Episodes*. 1999. Vol. 22, N 3. P. 174—182.

Toteu S.F., Van Schmus W.R., Penaye J., Nyobé J.B. U—Pb and Sm—Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon // *Precamb. Res.*, 1994. Vol. 67, N 3—4. P. 321—347.

Trap P., Faure M., Lin W., Monié P. Late Paleoproterozoic (1900—1800 Ma) nappe stacking and polyphase deformation in the Hengshan—Wutaishan area: Implications for the understanding of the Trans-North-China Belt, North China Craton // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 157, N 1—4. P. 235—268.

Veevers J.J. Middle-Late Triassic (230±5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly // *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 784—787.

Veevers J.J. Tectonic-climatic supercycle in the billion-year plate — tectonic eon: Permian pangean icehouse alternates with cretaceous dispersed-continents greenhouse // *Sedim. Geol.* 1990. Vol. 68. P. 1—16.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D. et al. The 880—864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: Geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 154, N 3—4. P. 175—191.

Wan Y., Song B., Liu D. SHRIMP U—Pb zircon geochronology of Palaeoproterozoic metasedimentary rocks in the North

China Craton: Evidence for a major Late Palaeoproterozoic tectonothermal event // *Precamb. Res.* 2006. Vol. 149, N 3—4. P. 249—271.

Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H. et al. Evidence from Detrital Zircons for the Existence of Continental Crust and Oceans on the Earth 4,4 Gyr Ago // *Nature*. 2001. Vol. 409. P. 175—178.

Williams H., Hoffman P.F., Lewry J.F. et al. Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continent // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 187. P. 117—134.

Worsley T.R., Nance R.D., Moody J.B. Tectonic cycles and the history of the Earth biogeochemical and paleoceanographic record // *Paleoceanography*. 1986. Vol. 1. P. 233—263.

Xiao L., Zhang S.B., Ping-Ze Ni. H. et al. U—Pb zircon geochronology of early Neoproterozoic mafic-intermediate intrusions from NW margin of the Yangtze Block, South China: Implication for tectonic evolution // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 154, N 3—4. P. 221—235.

Yashchenko N.Ya., Shekhotkin V.V. New data on the tectonomagmatic history of the Ukrainian Shield (Ingul-Ingulets Region) // *Lithosphere*. 2000. N 12. P. 76—84.

Young G.M. The geologic record of glaciation: relevance to the climatic history of Earth // *Geosci. Can.* 1991. Vol. 18 (3). P. 100—108.

Young G.M. Tillites and aluminous quartzites as possible time markers for middle Precambrian (Apebian) rocks of North America // *Huronian Stratigraphy and Sedimentation*. *Geol. Ann. Can.* 1973. Spec. Pap. 12. P. 97—127.

Zegers T.E., de Wit J., Dann J., White S.H. Vaalbara, Earth's oldest assembled continent? Combined structural, geochronological and paleomagnetic test // *Terra Nova*. 1998. N 10. P. 250—259.

Zhai M. Precambrian tectonic evolution of the North China Craton // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2004. Vol. 226. P. 57—72.

Zhai M., Shao J., Hao J., Peng P. Geological Signature and Possible Position of the North China Block in the Supercontinent Rodinia // *Gondwana Res.* Vol. 146, N 2. P. 171—183.

Zhang S.B., Zheng Y.F., Wu Y.B. et al. Zircon isotope evidence for ≥3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China // *Precamb. Res.* 2006. Vol. 146, N 1—2. P. 16—34.

Zhao G., Wilde S.A., Cawood P.A., Min Sun. SHRIMP U—Pb zircon ages of the Fuping complex: Implications for late Archean to Paleoproterozoic accretion and assembly of the North China Craton // *Amer. J. of Sci.* 2002. Vol. 302. P. 191—222.