

УДК 551.24.72 (571)

СОБЫТИЙНЫЕ РУБЕЖИ И МИКРОФОССИЛИИ ДЛЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ

© 2003 г. В. В. Хоментовский, К. Е. Наговицин, М. Ш. Файзуллин

Представлено академиком Б.С. Соколовым 17.06.2002 г.

Поступило 20.06.2002 г.

Геотектонический (историко-геологический) критерий всегда был основой при выделении подразделений Общей шкалы позднего докембрия. Затем они насыщались палеонтологической, геохронологической и другой информацией. Поэтому событийные рубежи и ортостратиграфические для позднего докембрия микрофоссилии представляют исключительный интерес для расчленения неопротерозоя. Нижняя граница его повсеместно является первостепенным событийным рубежом, наиболее интенсивно проявляющимся на стыке древних кратонов с блоками океанической коры. В Сибири это иллюстрируется в Байкало-Витимском структурно-фациальном районе (СФР) и на западе Енисейского кряжа, в Южной Африке началом Панафриканской складчатости, в Китае орогенцией Сибяоан, в Западной Лаврентии гранитами (1100–1170 млн. лет), отделившими кристаллический фундамент от отложений супергруппы маккензи-маунтинс [1–3]. Все эти события датируются примерно 1100 млн. лет и связаны с формированием суперконтинента Родиния [4]. Поэтому общепринятый для основания неопротерозоя возраст 1000 млн. лет сомнителен. На выбор этой величины повлияли датировки из раннеопротерозойских отложений, формировавшихся значительно позднее событийного рубежа в его основании. В Международной шкале эта датировка появилась в связи с ошибочным определением пика гренвиллских событий в тектонотипе. Там искусственно объединены раннегренвиллские и байкальские события и игнорировано несогласие, предшествовавшее группе флинтон (1050–1080 млн. лет), которое и определяет событийный рубеж в основании неопротерозоя [5]. В российской шкале датировка 1000 столь же вероятна, как и 1100 млн. лет [5].

В Сибири, кроме стратотипической керпыльской подсерии Учуро-Юдомской структурно-фа-

циальной области (СФО), к древнейшему подразделению неопротерозоя – керпылию относятся: верхнесухопитская подсерия Енисейского кряжа, нижние подразделения баллаганахской серии Байкало-Ленской СФО и камовской серии внутренних районов Сибирской платформы [5, 1]. Гораздо более вероятно отнесение к керпылию, чем к мезопротерозою, группы руян Китая и группы ропер Австралии [2]. Верхнерифейский возраст низов неопротерозоя – керпылия – определяет и комплекс микрофоссилий из этого подразделения в низах камовской серии Среднеангарской депрессии [2, 6]. От более древних, особенно среднерифейских (аимчанских), микробиот керпыльские отличаются появлением многочисленных представителей акантоморфных акриларх (роды *Tarppia*, *Pulvinosphaeridium*, *Lophosphaeridium*, *Miroedichia*), микрофоссилий со стратной скульптурой (*Valeria*), а также несущих на поверхности отверстия и поры (роды *Osculosphaera* и *Tasmanites*) [6].

Верхнерифейские подразделения – керпылий и лахандиний – разделены лишь маломощной пачкой тонкообломочных силикокластических пород. Поэтому мы считаем их единой эратемой – маянием [5, 1]. Обогащение лахандиния новыми акантоморфитами (*Trachyhystrichosphaera*, *Cymatiosphaeroides*) и разнообразными остатками эукариотических нитчатых водорослей совершенно закономерно и обусловлено стабилизацией и расширением бассейнов этого возраста после преднеопротерозойских событий. Оно обосновывает расчленение маяния на две субэратемы.

Следующей эратемой неопротерозоя является сибирский байкалий или криогений Международной шкалы – 850–650 млн. лет [7, 5, 8]. Термин криогений (ледниковый) неточен, поскольку тиллиты связаны только с его верхней половиной – 750–650 млн. лет. К доледниковой части его относятся группы колланна и барра (827–877 млн. лет) Австралии [9], одновозрастная супергруппа маккензи-маунтинс Западной Лаврентии [10] и, возможно, доледниковая группа хуайнань Китая. Комплекс микрофоссилий этого подразделения, по сравнению с известным в маянии, отличается

Институт геологии нефти и газа
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск

дальнейшим увеличением разнообразия акантоморфит (*Baltisphaeridium*, *Microstridium*, *Skiagia*, *Comasphaeridium* и др.) [11, 12].

Нами принята схема четырехкратного глобального оледенения в неопротерозое. Возраст нижнего (стэртовского) оледенения криогения определяют: в Австралии – Rb–Sr-датировка 750 млн. лет вблизи его кровли и 690 млн. лет из межтиллитовых отложений [9], аналогична величина для событий, разделяющих группу барра и стэртовские тиллиты; в Китае из доледниковых отложений имеется U–Pb-определение 748 млн. лет. Таким образом, нижние тиллиты криогения формировались в интервале 750–700 млн. лет. Оледенение Марино в Австралии произошло 650–630 млн. лет [9]. Тиллит Эган из группы Марино датирует Rb–Sr-эрохрона 650 млн. лет, а их кэп-доломиты – 646 млн. лет. В Китае возраст межтиллитовых слоев оледенения наньто определяют Sm–Nd-датировки 692 млн. лет, а из вышележащей формации доушаньто – 640 млн. лет [13]. Поэтому тиллиты Марино и их аналоги в Китае и Западной Лаврентии представляют верхнее оледенение криогения. В Южном Китае после дженнинской орогении (850 млн. лет) в основании байкалия осадки его нижней дотиллитовой (досинийской) части с 850 до 750 млн. лет отсутствуют. Поскольку в Сибири джемжуканские тиллиты и вороговские тиллоиды связаны с низами байкалия, в этих СФР за предбайкальской перестройкой последовал перерыв осадконакопления, аналогичный предсинийскому. Он заполняется в Байкало-Витимском СФР, образования которого датируются 830–762 млн. лет [1]. Следовательно, в перикратонных прогибах отложения, считавшиеся ранее нижебайкальскими, относятся к его верхней половине. Но поскольку байкалий Сибири и верхний криогений Китая расчленяется на две части, можно говорить о трехчленном строении криогения.

Последниковая уринская микробиота Сибири, по сравнению с биттерспрингской нижнего криогения, отличается дальнейшим обогащением сложнопостроенными таксонами (*Cavaspina*, *Eotylotopalla*, *Estiastra*, *Goniosphaeridium*, *Gyalosphaeridium*, *Polygonium*, *Tanarium* и др.), что делает ее переходной от криогения к венду. Как и в лахандинии, это обогащение связано со стабилизацией и расширением бассейнов после предбайкальских событий. Оно определяет среднебайкальский (последниковый) возраст этих отложений [14]. Наиболее интенсивно предбайкальские события произошли на стыке кратонов и блоков с океанической корой. Это аккреция Центрально-Таймырского микроконтинента к кратону, в результате которой на всей северной части его вообще отсутствуют байкальские отложения [7, 2]; с аналогичными событиями в Байкало-Витимском СФР и на западе Енисейского кряжа связано сме-

щение микроконтинентов к кратону, приведшее к формированию келянской юной островной дуги, гранитообразованию и глубочайшей эрозии. Позднебайкальские события трансформировали юную дугу в зрелую [1]. В пери- и внутрикратонных прогибах отражением этих событий является рифтогенез, размывы и начало новых осадочных циклов. Аналогично развивались перикратонные прогибы во всем Урало-Варангерском поясе, Южном Китае, Австралии и Западной Лаврентии. С байкальской перестройкой связано начало распада Родинии [1, 2].

Завершение байкальского этапа развития Сибири ознаменовалось предвендскими аккреционно-коллизийными событиями между микроконтинентами и кратоном. В перикратонных прогибах отражением этих событий являются рифтогенез, размывы и перерывы в осадконакоплении. По такому же плану происходило развитие Урала, Южного Китая, Центральной и Южной Австралии, а также Лаврентии [1, 2]. В раннем венде Скандинавии, Свальбарда, Гренландии и Восточной Лаврентии интенсивно проявилось варангерское оледенение, начавшееся по последним данным 600 млн. лет назад. В Сибири и Западной Лаврентии тиллиты этого возраста не известны, а в Австралии и Китае сомнительны. Несмотря на то, что поздненеопротерозойские тиллиты являются прекрасными маркерами, возраст и корреляция их до сих пор вызывают оживленную дискуссию. В ней доминирует, к сожалению, не анализ фактического материала, а стремление привести его в соответствие с противоречивыми гипотезами, объясняющими образование низкоширотных оледенений неопротерозоя. Поэтому мы считаем ошибочным совмещение основания венда или терминального неопротерозоя с тиллитами или их кэп-карбонатами. Эту границу должен характеризовать событийный рубеж.

С вендом связан новый этап эволюции микрофоссилий. В оптимальных биотах формаций пертатака Австралии и доушаньто Китая появляются многочисленные акантоморфиты макроскопических размеров, а также микрофоссилии совершенно новой морфологии: медузоидного облика *Alicesphaeridium*, *Multifronsphaeridium* [12], акантоморфиты? со сложной внутренней структурой *Seipoporoga* [15], макроскопические бурые нитчатые водоросли. Первые представители эдикарской фауны известны уже в нижнем венде, но резкое увеличение их количества и разнообразия происходит в верхнем; тогда же появляются мелкораковинные окаменелости, этот скачок в эволюции аналогичен и обусловлен, вероятно, теми же причинами, которые привели к усилению диверсификации микрофоссилий в верхнем байкалии и лахандинии. В верхнем венде рифтогенные, авлакогенообразные прогибы нижнего окончательно прекратили существование, трансформи-

ровавшись в синеклизы. Это сопровождалось значительным увеличением площади бассейнов. Возникновение условий, при которых могли объединиться ранее изолированные водоемы, могло способствовать существованию обогащению микробиот и комплексов фауны, ускорению их радиации. Поскольку в Сибири и ряде других регионов вендские и кембрийские отложения тесно связаны между собой, предвендской перестройкой в них начинается каледонский цикл развития.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 99-05-64442, 02-05-64765, 02-05-06322).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хоментовский В.В. // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 313–333.
2. Хоментовский В.В. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной X-летию Российского фонда фундаментальных исследований. Иркутск, 2002. С. 67–69.
3. Narbonne G.M., Aitken J.D. // Precamb. Res. 1995. V. 73. P. 101–121.
4. Rogers J.J.W. // J. Geol. 1996. V. 104. № 1. P. 91–107.
5. Хоментовский В.В. // Геология и геофизика. 1996. № 8. С. 43–56.
6. Наговицин К.Е. Материалы Всерос. научн. конф., посвященной X-летию Российского фонда фундаментальных исследований. Иркутск, 2002. С. 72–73.
7. Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
8. Plumb K.A. // Episodes. 1991. V. 14. № 2. P. 139–140.
9. Preiss W.V. // Precamb. Res. 2000. V. 100. P. 21–63.
10. Walter M.R., Veivers J.J., Calver C.R. et al. // Precamb. Res. 2000. V. 100. P. 371–433.
11. Zang W. L., Walter M.R. // Precamb. Res. 1992. V. 57. P. 243–323.
12. Zang W.L., Walter M.R. Late Proterozoic and Cambrian microfossils and biostratigraphy Amadeus Basin, Central Australia. Brisbane: Assoc. of Austr. Palaeontol. 1992a. 132 p.
13. Sun Weiguo. XII Circular of IUGS Subcommittee on the Terminal Proterozoic System. Kingston: Dep. Geol. Sci., Queen's Univ.: 1999. P. 8–12.
14. Наговицин К.Е. Микрофоссилии и стратиграфия верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 24 с.
15. Zhang Yun, Leiming Yin, Xiao Shuhai, Knoll A.H. // J. Paleontol. 1998. V. 72. № 4. P. 50–52.