

УДК 551.72 / 732:539.163 (571.5)

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАТОМСКОГО КОМПЛЕКСА, ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ, СРЕДНЯЯ СИБИРЬ

© 2007 г. Н. М. Чумаков, Б. Г. Покровский, В. А. Мележик

Представлено академиком М.А. Семихатовым 21.04.2006 г.

Поступило 26.04.2006 г.

Патомский комплекс (ПК), слагающий внешнюю дугу Патомской складчатой зоны, является одним из наиболее мощных и полных разрезов позднего докембрия в обрамлении Сибирской платформы. Данный разрез является ключевым для понимания истории северной части Байкальской горной области и датирования позднедокембрийского оледенения Сибири. ПК подразделяется на три серии и девять свит (рис.1). Стратотип комплекса располагается в пределах восточной ветви упомянутой дуги на р. Жуя. Аналоги всех подразделений стратотипа прослежены с помощью маркирующих горизонтов и последовательной корреляции разрезов к северо-востоку, в пределы поперечного Уринского поднятия [1], к востоку до западного склона Алданского щита [2] и на запад до Бодайбинского синклинория [3–5]. Эти корреляции с некоторыми уточнениями были подтверждены многочисленными тематическими работами и кондиционной геологической съемкой масштаба 1:200 000 и крупнее, результаты которых обобщены А.И. Ивановым с соавторами [6].

С начала 60-х годов XX в. на основании изучения строматолитов, катаграфий и онколитов ПК относили к среднему и верхнему рифею [7]. При этом баллаганаскую и дальнетайгинскую серии считали средне-, а жуинскую серию верхнерифейской. Позже дальнетайгинскую серию начали датировать средним-верхним рифеем [6] или весь комплекс считать верхним рифеем [8]. Отложения жербинской и тинновской свит, перекрывающих комплекс, исследователи региона единодушно относили к венду, что подтверждено находками мелкораквиной фауны немакит-далдынского горизонта в верхней части тинновской свиты и фауны зоны *Ajasicyathus sunnaginicus* томмотско-

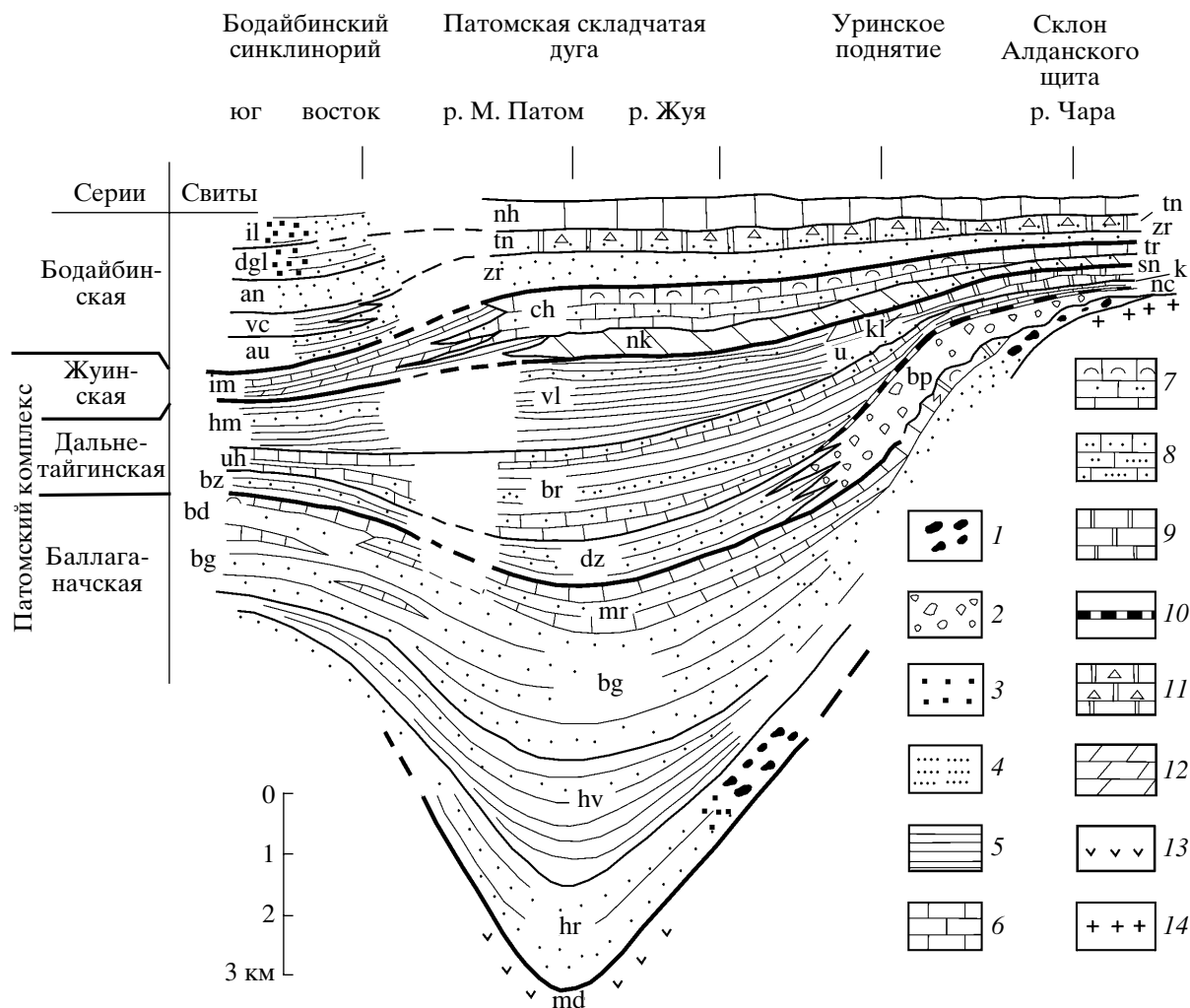
го яруса нижнего кембрия в низах покрывающей ее нохтуйской свиты [9].

Первым усомнился в рифейском возрасте двух верхних серий ПК Ю.К. Советов, который отнес их к венду [10]. К такому заключению он пришел на основе межрегиональных корреляций и палеогеографических построений. В настоящее время получены новые данные, которые свидетельствуют в пользу более молодого, чем рифейский, возраста большей части ПК. Во-первых, при изучении изотопного состава углерода карбонатных пород комплекса (от мариинской свиты до ченченской свиты включительно) были обнаружены исключительно большие вариации значений  $\delta^{13}\text{C}$  от +8.1 до –12.5‰ [11], характерные только для верхов позднего протерозоя (750 – 545 млн. лет). Минимальные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатах дальнетайгинской и жуинской серий (0.70725–0.70799) еще более сужают возможные возрастные пределы для этой части ПК и свидетельствуют о времени ее накопления в интервале 660–580 млн. лет [11].

Во-вторых, о более молодом, чем рифей, возрасте комплекса свидетельствуют результаты изучения микрофоссилий из уринской свиты, которая соответствует нижней части валлохтинской свиты стратотипа. Из серии образцов, отобранных нами из уринской свиты на р. Уре, выделен богатый комплекс микрофоссилий. Он, по определению Н.Г. Воробьевой, подтвержденному В.Н. Сергеевым (устное сообщение, 2005 г.), характеризуется массовым количеством акантоморфных акритарх родов *Ericiasphaera*, *Echinosphaeridium*, *Tanarium* и еще не описанных акантоморфных акритарх, которые по своим признакам близки к нижневендским.

Кроме того, комплекс содержит гладкостенные оболочки со своеобразными структурами и нитчатые микроостатки. В целом эта микробиота близка к пертататакскому типу микрофоссилий, описанному из верхней части постледниковой (пост-Марино) эдиакарской формации Пертататка Центральной Австралии, формаций Доушаньто Китая, Скошия Шпицбергена, Инфракрол Индии и верхней части непского горизонта Сибирской платформы. Авторы, впервые описавшие

Геологический институт  
Российской Академии наук, Москва  
Геологическая служба Норвегии,  
Тронхейм



**Рис. 1.** Строение и главные фации патомского комплекса и бодайбинской серии. 1 – конгломераты; 2 – ледниковые отложения; 3 – песчаники и гравеллиты; 4 – песчаники; 5 – глинистые и алевролитовые сланцы; 6 – известняки; 7 – строматолитовые и оолитовые известняки; 8 – пачки песчаников в карбонатных породах; 9 – доломиты; 10 – венчающий доломит (cap dolomite); 11 – доломитовые брекчии; 12 – мергели; 13 – осадочные и вулканогенные породы; 14 – архейские кристаллические породы. Нижний кембрий: nh – нохтуйская свита; свиты венда: tn – тинновская, zr – жербинская, ch – ченченская, nk – никольская, vl – валюхтинская, kl – каланчевская, u – уринская, br – баракунская, dz – джемкунканская, bp – большепатомская, il – илигирская, dgl – догалдынская, an – анангрская, vc – вачская, au – аунакитская, im – имняхская, hm – хомолхинская, uh – угаханская, tr – торгинская, sn – сеньская, k – кумах-улахская, nc – ничатская; свиты венда–позднего рифея(?): mr – мариинская, bg – бугарихтинская, hv – хайвергинская, hr – хорлухтакская, bd – бодайбокская; рифей(?): md – медвежевская свита.

уринский комплекс микрофоссилий [12], сочли его позднерифейским, основываясь на присутствии некоторых форм, сходных с рифейскими. Однако эти формы являются или проходящими, или по некоторым характерным признакам отличаются от позднерифейских форм. Таким образом, можно заключить, что уринский комплекс микрофоссилий указывает на послеледниковый ранневендский возраст вмещающих пород, которые по отечественной стратиграфической схеме могут быть отнесены к доредкинскому уровню раннего венда, а по международной шкале – к раннеэдиакарскому возрасту. Таким образом, биостратиграфические данные подкрепляют вы-

воды о вендском возрасте двух верхних серий ПК, сделанные на основе хемотратиграфии. Отложения жербинской свиты, покрывающие этот комплекс, видимо, относятся к терминальным горизонтам венда, а вышележащей тинновской свиты – к немакит-далдынскому его горизонту.

Вывод о вендском возрасте двух верхних серий ПК позволяют скорректировать существующие представления о геологической истории Патомской складчатой зоны и о возрасте сибирского оледенения. ПК, несогласно перекрывающий более древние рифтовые структуры, представляет собой типичную циклично проградирующую призму оса-

дочных пород пассивной окраины Сибирской платформы. Об этом свидетельствуют структура и фациальные изменения в ПК. Устанавливаются три главных цикла наращивания призм, которые соответствуют трем сериям комплекса. Каждая серия начинается толщей конгломератов или песчаников, которые постепенно сменяются чередованием сланцев и карбонатных пород, а затем карбонатными толщами, завершающими каждую серию. Во внутренней части Патомской дуги серии имеют большую мощность, залегают между собой согласно и в значительной степени сложены флишоидными, часто аноксическими породами (черными углистыми сланцами и известняками). Во внешней части дуги и на краю платформы мощность серий уменьшается, они залегают с краевыми несогласиями, а карбонатные свиты, венчающие серии, представлены здесь типичными отложениями карбонатных платформ – строматолитовыми, онколитовыми и оолитовыми доломитами, известняками и продуктами их переотложения. При этом в каждой последующей серии карбонатные платформы последовательно продвигались в сторону более прогнутой части бассейна. Отсутствие в разрезе дальнетайгинской и жуинской серий вулканических пеплов противоречит представлениям [8] о том, что во время их отложения патомский бассейн превратился в задуговой бассейн.

В центральной и южной частях Патомской складчатой зоны патомский комплекс согласно перекрывается терригенной бодайбинской серией, частично состоящей из флишоидных аноксических отложений. Сопоставление этой серии с разрезами внешней складчатой дуги производится различно, но большинство исследователей коррелируют всю серию целиком [3, 4, 6] или большую, верхнюю ее часть [8, 9] с жербинской и тинновской, а иногда и нохтуйской свитами [6].

Патомская пассивная окраина Сибирской платформы ограничивала с севера Байкало-Витимский океан [8]. Основной этап формирования этой окраины приходился на время накопления ПК и нижней части бодайбинской серии. Их суммарная мощность во внутренней зоне складчатой дуги достигает 10–12 км. Это дает основание заключить, что Байкало-Витимский океан существовал и активно развивался до конца венда. Лишь в самом конце венда, во время отложения верхней части бодайбинской серии, в южную часть Патомского бассейна начал регулярно поступать терригенный полимиктовый материал с юга [6, 8]. Это, по видимому, свидетельствует о том, что Патомская пассивная окраина стала преобразовываться в активную окраину в связи с началом субдукции прилегающей ветви Байкало-Витимского океана и образованием в самом конце венда поднятий вдоль континентальной окраины. Возможно, среди них были островные дуги, поскольку есть некоторые

указания на присутствие туфопесчаников в верхах бодайбинской серии [6].

Большой проблемой является возраст складок Патомской зоны. В начале 30-х годов прошлого века Н.С. Шатским было высказано мнение, что Байкало-Патомская область подверглась складчатости в конце среднего–начале позднего кембрия. Эта точка зрения с поправкой на раннекембрийский возраст ленских известняков, считавшихся в начале 30-х годов среднекембрийскими, как будет видно из дальнейшего, подтверждается новыми данными. В середине 50-х годов Е.В. Павловский выдвинул предположение о позднекаледонском (девонском) возрасте складчатости Байкало-Патомской области. В последнее время такая точка зрения получила достаточно широкое развитие. Некоторые авторы на основании геологических [6] и палеомагнитных данных [13] допускают, что складчатость в Патомской зоне произошла в среднем или даже в позднем палеозое. Разнобой в определении возраста складчатости объясняется тем, что складчатая структура региона разнородна по возрасту и свести формирование всего ансамбля структур Патомской зоны и ее ближайшего окружения к одной эпохе невозможно.

Для восточной части Патомской складчатой дуги характерны наклоненные к северо-востоку и востоку линейные складки северо-западного и почти меридионального простирания, в которых участвует весь ПК, а также жербинская и нижняя часть тинновской свиты верхнего венда. Поэтому может показаться, что нижний предел возраста линейной складчатости послевендский. Иную оценку этого предела дает анализ некоторых специфических структур, связанных со складчатостью. Образование линейных складок в восточной ветви дуги сопровождалось формированием ярко выраженного кливажа осевой поверхности (главного кливажа). В среднебаракунской подсвите, состоящей из черных сланцев, подчиненных прослоев песчаников, черных мелкооолитовых известняков и карбонатных брекчий, в ряде мест\* встречаются многочисленные кластические дайки, внедрившиеся по плоскостям главного кливажа. Сложны дайки песчаниками (р. Малый Патом) или черными мелкооолитовыми известняками (р. Жуя). Породы, слагающие дайки, идентичны по составу породам, которые переслаиваются со сланцами, вмещающими дайки. Мощность даек варьирует от нескольких сантиметров до метра и более, а наблюдавшаяся их длина – от нескольких до 50 м. Во многих случаях в контакте с дайками имеются отчетливые изгибы вмещающих слоев вниз или

\* В среднем течении р. Жуи (1,3 км ниже кл. Софье-Ивановского; между устьями руч. Амбардах и руч. Маректа; выше устья руч. Чепок), на р. М. Патом (3 км выше зимовья Инокентьевского) и др.

вверх. Это свидетельствует о направлении движения материала, слагающего дайки, и в случаях движения вверх исключает предположения о пассивном заполнении трещин сверху. Кливаж, по которому внедрились дайки, естественно мог образоваться только после дегидратации глин и приобретения последними хрупкости. В тектонически относительно спокойных седиментационных бассейнах дегидратация глин происходит при захоронении на глубинах от 1 до 4 км [14]. Можно думать, что в тектонически активных регионах при тангенциальных сжатиях дегидратация может происходить на глубинах, меньших чем 4 км, но конкретно оценить значение этого фактора невозможно, и поэтому здесь для большей уверенности используются оба предела глубин.

Образование кластических даек (и некоторых карбонатных брекчий) в нашем случае явно связано с дегидратацией глин баракунской свиты. Аналогичные процессы широко распространены в элизионных бассейнах [14]. В нашем случае, подобно таким бассейнам, воды, высвободившиеся в результате дегидратации, выжимались в пласты не вполне литифицированных песков и мелкооолитовых известняков, разжижали их, и они под большим пластовым давлением внедрялись в формирующиеся трещины главного кливажа. Учитывая непосредственную связь между складкообразованием и кливажом, а также быструю литификацию карбонатов в элизионных дайках, следует заключить, что описанные дайки являются синскладчатыми. Время дегидратации отложений баракунской свиты можно оценить, исходя из мощности покрывающих ее пород. Если взять наименьший предел глубин дегидратации, то он был достигнут при отложении валюхтинской свиты. Если взять наибольший предел глубин дегидратации, равный 4 км, то для района р. Малый Патом она могла произойти при отложении тинновской свиты, а для р. Жуи – в нохтуйское время. Таким образом, дегидратация глин баракунской свиты должна была произойти после отложения валюхтинской свиты, но не позже раннего кембрия. Участие тинновской свиты в линейных складках является дополнительным свидетельством того, что складчатость патомского комплекса была синседиментационной и формировалась, скорее всего, в интервале начало венда–начало раннего кембрия. Причиной этой складчатости было, по-видимому, некоторое смещение Чарского блока к западу [8].

Следующий тектонический эпизод в Патомской зоне произошел в конце раннего или начале среднего кембрия. С ним связан значительный перерыв и отмеченное рядом авторов небольшое угловое несогласие между карбонатной толщей ленского яруса и верхоленской свитой верхне-среднего кембрия на периферии Патомской зоны [3]. Это несогласие проявилось и в нижнем течении р. Большой Патом, где оно отчетливо наблю-

дается на протяжении нескольких километров выше устья р. Тонус-Дабан. Здесь верхоленская свита залегает на брекчиях, а также на закарстованной и нарушенной карстовыми обрушениями поверхности брекчированных ленских известняков. Угловое несогласие между базальными пачками верхоленской свиты и брекчированными ленскими известняками видно также в утесе Хадар на левом берегу р. Лены.

В целом можно полагать, что структуру Патомской складчатой дуги сформировали два сближенных во времени тектонических эпизода: первый – синседиментационных деформаций, длившийся с начала венда до начала раннего кембрия, и второй – в раннем–среднем кембрии. Эта точка зрения близка к представлениям Н.С. Шатского о возрасте байкальской складчатости.

Структурами, явно наложенными на Патомскую складчатую дугу, являются складки северо-восточного простирания, которые осложняют или обрамляют эту дугу. С северо-запада к Патомской зоне примыкает северная часть Ангаро-Ленской зоны, характеризующаяся чередованием широких плоских синклиналей, выполненных верхоленской свитой и ордовиком, а иногда более молодыми отложениями, и узких антиклиналей, сложенных нижним кембрием и осложненных надвигами в северо-западном направлении. Эти складки погружаются и постепенно затухают в северо-восточном направлении. Данные складки явно не связаны с Патомской складчатой дугой ни по своему направлению, ни по морфологии. На северо-восточный край дуги наложено поперечное Уринское поднятие, сложенное патомским комплексом. Это поднятие и осложняющие его складки тоже простираются и погружаются в северо-восточном направлении. Их осевые плоскости также наклонены к северо-западу. Геологические и палеомагнитные свидетельства о средне- и позднепалеозойском возрасте складок относятся только к структурам северо-восточного простирания, расположенным в Ангаро-Ленской зоне и на Уринском поднятии [6, 13]. На основе палеомагнитных данных наложенная складчатость северо-восточного простирания была объяснена разворотом Алданского блока относительно Ангаро-Оленекского блока на угол  $\sim 20^\circ$  в связи с раскрытием Вилюйской палеорифтовой системы в раннем девоне. Широтные складки на южной окраине Патомской зоны, возможно, связаны с перемещением Баргузинского микроконтинента к северу в позднем девоне–раннем карбоне [13].

Работа выполнена при поддержке программы “Проблемы происхождения биосферы Земли и ее эволюция” № 18 Президиума РАН и проекта РФФИ 05–05–64949.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чумаков Н.М. // ДАН. 1956. Т. 111. № 4. С. 783–788.
2. Журавлева З.А., Комар В.А., Чумаков Н.М. // ДАН. 1959. Т. 128. № 5. С. 1026–1029.
3. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.
4. Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1967. С. 71–83.
5. Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.П. и др. Ленский золотоносный район. М.: Недра, 1971. Т. 1. 163 с.
6. Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов Т.М. и др. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 353 с.
7. Журавлева З.А., Комар В.А., Чумаков Н.М. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1961. В.13. С. 5–12.
8. Хоментовский В.В., Постников А.А. // Геотектоника. Т. 2001. № 3. С. 3–21.
9. Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др. // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 465–484.
10. Sovetov J.K. // Rus. J. Earth Sci. 2002. V. 4. № 5. P. 363–387.
11. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
12. Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш., Якишин М.С. // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2004. В. 6/7. С. 7–19. Прил. к журн. Геология и геофизика. Т. 45.
13. Шаццлло А.В., Константинов К.М., Кочнев Б.Б. Эволюция тектонических процессов в истории Земли. М.: ГЕОС, 2004. С. 113–120.
14. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1983. В. 372. 151 с.