

В. Г. ГЕЦЕН

СТРАТИГРАФИЯ И СТРУКТУРА РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛУОСТРОВА КАНИН

(Представлено академиком В. В. Меннером 6 II 1970)

Изучение докембрийских отложений п-о. Канин и Северного Тимана производилось В. Рамсеем⁽¹³⁾, Е. М. Люткевичем⁽⁸⁾, Ю. П. Ивенсенем⁽⁶⁾, Б. А. Мальковым и В. Н. Пучковым⁽⁹⁾, В. Г. Черным⁽¹²⁾, автором^(1, 2) и другими исследователями. Взгляды на структуру рифейских отложений хр. Пае (Канин камень) дискуссионны: Е. М. Люткевич предполагал общее антиклинорное строение хребта; В. Г. Черный считает, что структура хребта представляет собой синклиналь. В. Рамсей, В. А. Мальков и В. Н. Пучков пришли к выводу, что структура рифейских отложений представляет собой сложно построенную моноклиналь. Материалы, полученные автором в результате многолетних полевых исследований (1963, 1966—1969 гг.), значительно детализируют и развивают последнюю точку зрения.

По палеозойскому платформенному осадочному чехлу хр. Пае имеет валоподобную антиклинальную структуру, сохранившуюся лишь на склонах и размытую в сводовой части. Северо-восточное крыло этой структуры сравнительно пологое, и слагающие его палеозойские отложения на большей части площади имеют трансгрессивный, но не тектонический контакт с породами фундамента. Юго-западное крыло антиклинали опущено по сбросу, вдоль которого заметно движение поднятого блока фундамента в юго-западном направлении.

В целях восстановления структуры рифейского фундамента Северного Тимана и п-о. Канин было построено несколько геологических профилей вкрест простирания пород, пересекающих весь хребет. Анализ этих профилей в совокупности с остальными геологическими данными позволяет установить сложную складчатую структуру фундамента. Хребет Пае представляет собой северо-восточное крыло и частично сводовую часть антиклинория, юго-западная часть которого опущена по сбросу и скрыта под палеозойскими и четвертичными отложениями.

В структуре рифейских отложений хр. Пае выделены четыре тектонических зоны (или структурных элемента), протягивающиеся вдоль хребта. С юга-запада на северо-восток мы пересекаем следующие зоны.

1. Узкая зона мелких подобных складок, пересеченных крутым, до вертикального, кливажом течения. Общее залегание толщи — близкое к горизонтальному, с пологим юго-западным или северо-восточным погружением пластов. Шарниры складок полого ($2-14^\circ$) погружаются в северо-западном направлении. Вдоль побережья Белого моря от устья ручья Тарханов до устья ручья Проходного наблюдаются периклинальные окончания нескольких складок, по-видимому, осложняющих северо-восточное крыло антиклинория.

2. Зона моноклинального залегания пород, стоящих на головах или круто падающих в северо-восточном направлении. По отдельным ручьям (Грумант, Каменный) видно постепенное увеличение угла падения пород, от $30-40^\circ$ СВ до вертикального. По рекам Тарханов, Большой Мязгин, Песцовой и некоторым другим контакт зоны складок с монокли-

налью резкий, вероятно тектонический. Иногда в зоне контакта наблюдаются мелкие падвиги с движением пород в юго-западном направлении. Ширина зоны моноклинали достигает 3—4 км.

3. Зона крупных сложных складок, слагающая водораздельную часть хребта, с общим погружением пород в северо-восточном направлении. Складки пересечены пологим (угол падения 24—60° СВ) кливажом северо-восточного простирания. Погружение шарниров складок в северо-западном направлении. На юго-восточном окончании Канниа камни породы верхней кварцито-сланцевой толщи, слагающие эту зону, образуют крупную антиклинальную структуру в районе м. Микулжин.

4. Зона моноклинали, расположенная вдоль северо-восточного склона хр. Пае. В пределах зоны породы табуевской серии поставлены на голову и нередко опрокинуты. Пласты полого изогнуты по простиранию и по падению. Контакт зоны моноклинали с зоной складок тектонический. В пределах зоны прослежено несколько тектонических нарушений северо-западного простирания. Вдоль побережья Баренцева моря зона моноклинали, по-видимому, переходит в очередную складчатую зону, осложненную интрузиями гранитов и нефелиновых сиенитов.

Рифейские отложения п-о. Канниа подразделены нами на две серии, названные тархановской и табуевской (снизу вверх), различающиеся по литологическому составу пород, условиям осадконакопления и степени метаморфизма.

Тархановская серия. Породы этой серии обнажены на Северном Тимане и в водораздельной и юго-западной части хр. Пае. Серия состоит из трех толщ: нижней — кварцито-сланцевой; средней — флишоидной, преимущественно сланцевой; верхней — флишоидной, кварцито-сланцевой. Возраст пород серии предположительно среднерифейский.

Нижняя, кварцито-сланцевая, толща обнажена вдоль юго-западного склона хребта. Толща представлена гнейсовидными кристаллическими сланцами первично глинистого и алеврито-глинистого состава с пачками, мощностью до 50 м, слюдяных мелкозернистых кварцитов. По степени метаморфизма породы относятся к эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фации. Кварциты серые с гранобластовой структурой, состоят из кварца, незначительного количества зерен плагиоклаза и карбонатно-слюдистого цемента. Присутствующий в качестве цемента в первично песчаных и алевритовых породах карбонатный материал в процессе метаморфизма образует линзовидные или пластообразные тела, обогащенные карбонатом. Сланцы кварцево-биотитовые и амфибол-кварцево-биотитовые, обычно с гранатом и ильменитом. Слоистость тонкая и средняя, горизонтальная, реже волнисто-горизонтальная. Породы толщи слабо ритмичны, близкая ритмичность описана автором (1) в отложениях нижней толщи малочернорецкой свиты на Северном Тимане. Мощность толщи 400—500 м.

Средняя, сланцевая толща обнажена в зоне поставленных на голову и крутопадающих на северо-восток пород по ручьям, стекающим с юго-западного склона хр. Пае. Толща сложена сланцами первично глинистого и алевритового состава с редкими маломощными пачками кварцито-песчаников. Слоистость пород волнисто-горизонтальная, горизонтальная и линзовидно-волнистая. В породах наблюдается ритмичность, характерная для отложений верхней толщи малочернорецкой свиты Северного Тимана (1). По составу сланцы кварцево-биотитовые, плагиоклаз-кварцево-биотитовые, цоизит-хлорит-биотитовые. Обычно в них присутствуют порфиробласты граната, ильменита, зеленой роговой обманки. По степени регионального метаморфизма породы относятся к эпидот-амфиболитовой фации. Мощность толщи 2500 м.

Хороший разрез верхней, кварцито-сланцевой флишоидной толщи наблюдается по побережью от устья ручья Проходного до м. Канниа Нос. Породы толщи смяты в сложные складки с общим наращиванием разреза в северо-восточном направлении. Толща состоит из нескольких макрорит-

мов, мощностью в несколько сот метров, каждый из которых начинается пачкой кварцито-песчаников (20—60 м) и заканчивается метаморфизованными тонкозернистыми осадками. Слоистость пород преимущественно горизонтальная, в пачках смешанного состава широкое распространение имеют волнисто-горизонтальная и линзовидно-волнистая слоистости. Четко выражена ритмичность, близкая к описанной автором ⁽¹⁾ в ямбозерской свите Северного Тимана.

В кварцито-песчаниках сохраняются реликты бластосаммитовой структуры. В основании слоев наблюдаются концентрации кластогенного циркона, анатаза, ильменита. Сланцы по составу кварцево-биотит-хлоритовые, биотит-кварцевые, кварцево-мусковит-хлоритовые, нередко с лейкоксенизированным ильменитом. Мощность толщи 1500—2000 м.

Мощность тархановской серии 4400—5000 м.

Табуевская серия. Отложения табуевской серии обнажены вдоль побережья Баренцева моря и по северо-восточному склону хр. Пае. От пород тархановской серии они отличаются значительно меньшим метаморфизмом и иным составом и строением серии. Отложения табуевской серии залегают на нижележащих без видимого углового несогласия. Возраст пород серии предположительно верхнерифейский. Аналоги этой серии на Северном Тимане не наблюдаются. Серия представляет собой крупный трансгрессивный макроритм, начинающийся с толщи кварцито-песчаников и заканчивающийся карбонатно-сланцевой толщей побережья Баренцева моря. Породы серии в значительной части ее наблюдаемого разреза поставлены на голову и полого изогнуты по падению и простиранию. Последовательность разреза установлена благодаря присутствию в породах смешанного состава характерной трансгрессивной ритмичности, близкой к флишевой.

Серия начинается с толщи (300—350 м) серых и светло-серых аркозовых и олигомиктовых кварцито-песчаников с поровым слюдистым и слюдисто-карбонатным цементом. Присутствуют маломощные пачки глинисто-алевроитовых пород. Выше по разрезу кварцито-песчаники сменяются толщей преимущественно алевроитового состава с четко выраженной микроритмичностью. Ритмы, мощностью от 14 до 40 см, начинаются с тонкозернистого псаммитового материала, постепенно сменяющегося темно-серым или зеленовато-серым первично глинистым веществом. Мощность толщи 600 м. Выше по разрезу следует мощная толща (около 2000 м) зеленовато-серых и темно-серых кварцево-серицитовых и кварцево-серицит-хлоритовых сланцев с тонкой линейной горизонтальной слоистостью. В сланцах присутствуют тонкие прослои и линзы известняка. Серию завершает карбонатно-сланцевая толща побережья Баренцева моря. По литологическим признакам и содержанию в породах малых элементов верхняя часть этой толщи сопоставляется автором ⁽²⁾ с нижней частью свиты доломитов мысов Лудоватых. Мощность толщи до 900 м.

Мощность табуевской серии 3800 м.

Свита доломитов мысов Лудоватых. Восстановленный нами разрез карбонатной толщи мысов Западных Лудоватых следующий (снизу вверх). 1. Доломиты серые и темно-серые, массивные, с полосчатой и обломочной структурами. Мощность 150 м. 2. Доломиты светло-серые и желтовато-серые, содержащие онколиты и катаграфии *Vesicularites* sp., *Osagia crispa* Z. Zhur., *Vesicularites adunbratus* Z. Zhur. и др. Мощность 900 м. 3. Ритмичное чередование строматолитовых доломитов, серых и более темных, несколько обогащенных терригенным материалом. Мощность ритмов от 90 до 120 м. В нижней части ритма доломиты серые, желтовато-серые с крупными строматолитами неправильной формы. В верхней части доломиты темно-серые и зеленовато-темно-серые, состоящие целиком из строматолитов тонкой столбчатой формы. Мощность толщи 460 м.

Общая мощность видимого разреза свиты около 700 м. Комплекс строматолитов в доломитах мысов Лудоватых (*Minjaria uralica* Krylov, *Inseria*

djejeми Raaben, Gymnosolen ramsaji Steinm. и др.), определенных по нашим сборам М. Е. Раабен, соответствует верхней части верхнерифейской карбонатной толщии Башкирского антиклинория.

Общая мощность рифейских отложений п.-о. Канин 8500—9000 м.

Седиментация рефейских отложений Северного Тимана и п.-о. Канин происходит в условиях внутренней структурно-фациальной зоны многоэпиклинали (4). Мощная толща рифейских отложений формировалась в морских условиях при сравнительно спокойном тектоническом режиме и слабо расчлененном рельефе бассейна. С течением времени происходило постепенное снижение активности тектонического режима, сопровождавшееся меньшей интенсивностью прогибания и обмелением бассейна седиментации. Источником сноса являлись изверженные и метаморфические (вулканогенно-осадочные?) породы Балтийского щита. Подчиненное значение имело хомогенное карбонатно-кремнистое осадконакопление.

Формирование рифейских отложений несомненно происходило в течение весьма длительного промежутка времени, соответствующего верхнему и, вероятно, среднему рифею. Против отнесения пород фундамента к вендскому комплексу (12) свидетельствуют такие факты, как присутствие верхнерифейской карбонатной толщии, завершающей разрез рифейских отложений в этом регионе; отсутствие характерных для вендского комплекса (9) тиллитоподобных образований и грубообломочных пород; прослеживаемая по всему разрезу макроритмичность пород; огромная мощность рассматриваемых отложений и, наконец, платформенный характер пород силура и ордовика (4), залегающих на складчатом фундаменте Тимана с режим угловым несогласием.

Сравнительно высокие цифры (5, 9) возраста метаморфизма пород (620—483 млн лет) и прорывающих их кислых и основных интрузий (665—445 млн лет), примерно соответствующие друг другу, по-видимому, обусловлены большим перерывом между осадконакоплением и складчатостью.

Явления большого разрыва во времени между замыканием крупных прогибов и последующей складчатостью заполняющих их отложений, по данным ряда геологов (3, 41), свойственны прогибам многоэпиклиналиного характера, располагавшимся по периферии древних платформ. Метаморфизм рифейских отложений Канина и Северного Тимана начался в верхнем рифее, однако главный этап регионального метаморфизма, так же как и складчатости, вероятно, происходил в конце венда — первой половине кембрия. Наличие отложений вендского комплекса на Тимане не исключено, их отсутствие на Северном Тимане и п.-о. Канин обусловлено глубоким эрозионным срезом метаморфических пород перед формированием палеозойского осадочного чехла.

Институт геологии
Коми филиала Академии наук СССР
Сыктывкар

Поступило
6 II 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- 1 В. Г. Гецен, Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, в. 8 (1968). 2 В. Г. Гецен, Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, в. 12 (1969). 3 Т. А. Грецкая, А. А. Моссаковский, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2 (1969). 4 В. М. Журавлев, М. И. Осадчук, Бюлл. МОИП, отд. геол., 35, № 3 (1960). 5 В. С. Журавлев, В. П. Зарх, Т. И. Кушнарёва, Бюлл. МОИП, отд. геол., в. 6 (1967). 6 Ю. П. Ивсенс, Магматизм Тимана и полуострова Канин, «Наука», 1964. 7 Б. М. Келлер, Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд), М., 1968. 8 Е. М. Люткевич, Геология Канина полуострова, Л.—М., 1953. 9 Б. А. Мальков, В. Н. Пучков, Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, в. 4 (1964). 10 Б. А. Мальков, ДАН, 130, № 3 (1966). 11 Е. В. Павловский, Изв. АН СССР, сер. геол., № 7 (1958). 12 В. Г. Черный, Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2 (1965). 13 W. Ramsay, Beitr. Geol. d. Halbinsel Kaniin, Fennia, 31, № 4 (1911).