

ВУЛКАНОГЕННАЯ МОЛАССА ЧЕРВЯКОВСКОГО – ИНДИКАТОР ОРОГЕНЕЗА ПЕТРОПАВЛОВСКОЙ ЗОНЫ ТАГИЛЬСКОГО ПРОГИБА

В. П. Шатров

Статья посвящается 100-летию со дня рождения Геннадия Фомича Червяковского – известного уральского ученого-вулканолога, заложившего современные представления о геологической природе главной структурообразующей эвгеосинклинальной зоны Уральского подвижного пояса.

Палеозойско-мезозойская история тектонического развития восточного Урала наиболее полно проявилась в области Тагильского прогиба в самой широкой северной его половине, в северной части Среднего (к северу от широты р. Туры), Северном и Приполярном Урале. Тагильский прогиб – главная структурообразующая зона Уральского подвижного пояса – является наиболее выразительной по интенсивности вулканической деятельности, ее длительности и разнообразию продуктов вулканизма.

Из многообразия формаций Тагильского прогиба особое место занимает молассовая формация, как индикатор орогенного этапа становления Уральского подвижного пояса.

В классической геологии обычно выделяют орогенный этап тектонической эволюции Урала, следующий за этапом его геосинклинального развития. В свою очередь, термины “орогенез” и “орогенный” в современной науке часто употребляют в разных значениях, хотя подлинный его смысл обозначает только горообразование. Некоторые ученые выделяют две стадии орогенного процесса, другие – три стадии. В “Справочнике по тектонической терминологии 1970 г.” орогенез (по одной из версий) – это 4-я стадия развития геосинклиналей – “стадия горообразования, или орогенеза”. С появлением концепции тектоники плит тектоническая терминология усложнилась: добавилось несколько типов орогенеза и соответственно орогенов – субдукционный, коллизионный и др. Автор под орогенезом понимает тектогенез – формирование тектонических структур в результате поднятия земной коры, сопровождающееся магматизмом и метаморфизмом. Термин “орогенез” применяется для обозначения самостоятельного тектонического режима, приводящего к образованию горного поднятия и обладающего собственными структурно-формационными признаками. Это режим, безусловно, постгеосинклинального, но доплатформенного развития. В настоящее время многие геологи, вопреки этимологии термина, под орогенами понимают складчато-надвиговые сооружения, возникшие в результате аккреции генетически разнородных фрагментов земной коры. Индикатором орогенеза являются орогенные обломоч-

ные формации – совокупность пород, образованных за счет размыва горных сооружений – орогенный комплекс или просто моласса.

В классической геологии изначально выделялись несколько разновидностей обломочных ассоциаций – вулканогенные, терригенные, красноцветные и др. Термин “моласса” приобрел настолько широкий смысл, что превратился, по существу, в синоним орогенного комплекса или орогенного класса формаций. Появилось много терминов понятия моласса – нижняя, верхняя, грубая и др. Иногда для характеристики мощных девонских вулканогенно-известняковых толщ, содержащих конгломераты, брекчии и конглобрекчии, используется нейтральный термин “молассоиды” [17]. Обломочные толщи существенно вулканогенного состава в основании среднего девона в полярноуральской части прогиба С.Н. Волков назвал “эйфельскими конгломератами” [1]. Но, большинство исследователей эти отложения называли просто “туфоконгломератами”, особенно не задумываясь об их генезисе.

О ВРЕМЕНИ НАЧАЛА ОРОГЕНЕЗА В ТАГИЛЬСКОМ ПРОГИБЕ

В самые успешные для геологии Урала 50–70 гг. прошлого века были получены основополагающие данные по орогенезу и орогенным формациям Тагильского прогиба. Исследования В.М. Сергиевского, Н.А. Штрейса, Г.Ф. Червяковского и многих других исследователей и заложили современные представления о природе орогенных формаций, в том числе молассовых, западной половины Тагильской структуры – Петропавловской структурно-фациальной зоны. В дальнейшем представления этих ученых были блестяще подтверждены результатами бурения сверхглубокой скважины СГ-4 [2 и др.]. В частности, Г.Ф. Червяковским впервые в самостоятельный тип отложений в силуродевонской последовательности западной части прогиба была выделена вулканогенная моласса и туфогеновый флиш [11, с. 21]. Впервые были установлены стратиграфические уровни образования молассы, которые, в свою очередь, зафиксировали начало

орогенеза в Тагильском прогибе – в венлоке–лудлове. Такой вывод резко противоречит общепринятым представлениям о начале орогенеза на Урале – в верхнем палеозое. Фактически моласоиды в прогибе появились гораздо раньше – уже в силуре. Ранний орогенез (раннеорогенная стадия по В.Е. Хайну) является индикатором начала консолидации Петропавловской структурно-фациальной зоны Тагильского прогиба. По плитотектонической концепции ранний орогенез соответствует субдукционному орогенезу, связанному с нарастанием процессов сжатия вследствие субдукции [7].

Характеризуя состав силурийской именной свиты, Г.Ф. Червяковский отмечает, что “в ней были объединены базальтовые и андезит-базальтовые порфириды и их туфы и различного рода обломочные отложения, в общем также имеющие андезит-базальтовый состав” [11, с. 21]. Отсюда и возник термин “вулканогенная моласса”, характеризующий преобладающий петрографический признак всех обломочных толщ Тагильского прогиба. Термины “олистром”, “микстит” вошли в обиход позднее, а породы, соответствующие этим понятиям, включались в состав обломочных отложений как молассы или конгломераты.

Обломочные образования различного генезиса распространены в Тагильском, Кушвинском, Нижнетуринском, Невьянском, Исовском, Карпинском районах, где они моноклинально полого падают на восток, заполняя внутригеосинклинальный прогиб. Для этих отложений характерна фациальная пестрота, обилие грубообломочных пород (и олистром), быстрая смена литотипов по латерали. Все это свидетельство, по мнению адептов аккреционной тектоники, об интенсивных тектонических деформациях, и связано с движением крупных тектонических пластин [7]. В исследованиях многих авторов повторяется представление о Тагильской зоне как структуре покровно-надвигового строения, состоящей из пластин разной мощности [3 и др.].

Вопреки распространенным представлениям, вскрытый скважиной СГ-4 разрез показал отсутствие шарьяжных и надвиговых структур в этой части прогиба, что подтвердили геофизические данные [8]. Особенно важно, что данные геологических и геофизических исследований силурийского разреза СГ-4 и прилегающей территории совпадают. Вскрытый именной вулканогенно-осадочный разрез полностью увязывается с хорошо изученным на поверхности последовательным разрезом андезит-базальтовой формации нижнего силура Тагильской моноклинали. Полностью согласуются и геологические данные бурения скважины СГ-4 и структурных скважин СУБР, которые свидетельствуют о последовательном хорошо стратифицированном и тектонически не нарушенном вулканогенно-осадочном выполнении Тагильского трога [16].

Молассовые отложения района СГ-4 и г. Верхняя Тура были вскрыты широтным разрезом (станция Азиатская – г. Красноуральск) скважинами 1 и 4, где их мощность около 2 км. Во многом благодаря этому профилю, район к западу от г. Верхняя Тура и был выбран уральскими вулканологами (под руководством Г.Ф. Червяковского) для места заложения в 1985 г. первой на Урале сверхглубокой скважины.

Накопление силуро-девонских толщ Тагильского прогиба было объяснено Н.А. Штрейсом воздыманием (то есть началом орогенеза) положительных тектонических структур внутри геосинклинали. “Геосинклиналь зеленокаменной полосы представляла глубокий трог в течение нижнего готландия, особенно в первую половину уинлока, который настолько заполнился продуктами вулканической деятельности и обмелел, что его глубина стала вполне благоприятной для жизнедеятельности рифообразующих организмов, вследствие чего и начали образовываться карбонатные мелководные осадки” [18, с. 300]. Выводы ученого подтвердились результатами бурения СГ-4, главными из которых являются отсутствие в прогибе мелководных осадков и признаков надвиговой тектоники [8].

СЕВЕРОУРАЛЬСКАЯ ЧАСТЬ ТАГИЛЬСКОГО ПРОГИБА

Этот крупный блок Тагильского трога включает Карпинский, Североуральский и Ивдельский фрагменты структуры, вытянувшейся строго вдоль 60-го меридиана и ограниченной с запада зоной ГУГР. Является наиболее изученной (структурное бурение, комплексная геофизика) частью западной Петропавловской СФЗ. Главной структурой этой части Урала является Петропавловское срединное поднятие, в сводовой части которого образовался субровский грабен-рифт, вмещающий промышленную залежь карстовых девонских бокситов. Образовавшийся грабен это результат активного орогенного рифтогенеза.

Отрицательной линейной структурой Тагильский прогиб был только в конце кембрия начале ордовика, но быстро стал заполняться и из трога превратился в вулканокупольное сооружение, сформированное в результате многократных извержений. Синклинальная форма прогиба сохранилась только до венлока, когда прогибание сменилось поднятием внутренних блоков. Начинается орогенный этап с формированием внутренних поднятий.

Во второй половине силура – начале девона происходят излияния мелководных и наземных вулканических основного–среднего состава, часто кайнотипного облика – наступает континентальная стадия.

Причиной раннего орогенеза явилось поднятие земной коры, вызванное внедрением массивов Платиноносного пояса, имеющее кардинальное зна-

чение для тектонического развития Урала. Интрузивные массивы Платиноносного пояса внедрялись по зоне ГУГР, начиная с протерозоя?? и до силура (по данным А.А. Ефимова – 415–425 млн. лет). Эти цифры уверенно датируют только верхний возрастной предел внедрения массивов, не противоречащий возрасту вмещающих вулканогенно-осадочных образований ордовика и силура. Платиноносный пояс рассматривается как рифтогенный комплекс, эксгумированный с больших глубин в условиях мощного раздвига и не имеющий генетической связи с вулканидами. Подтверждением тому служит очень низкая степень метаморфизма окружающих пород, отсутствие надвиговых структур и складок, Вмещающие вулканиды отличаются удивительной свежестью и сохранившимся стеклом и почти не отличаются от траппов и триасовых базальтов восточного Урала и Зауралья [15].

Бокситовый бассейн (СУБР) является рифтогенной структурой (грабеном обрушения), образовавшейся на своде Петропавловского линейного поднятия в результате раскалывания земной коры и проседания отдельных блоков [6]. В верхнем силуре – нижнем девоне в условиях, близких к платформенному режиму накапливаются карбонатные и терригенные континентальные и мелководные комплексы мощностью несколько сотен метров. Значительные мощности терригенных осадков и их фаціальное разнообразие обусловлено как формированием (и размывом) самого орогенного поднятия, так и образованием грабеновых фаций в грабене. Широкое развитие получают хаотические породы, представляющие собой существенно вулканогенный полимиктовый микстит, накопление которого связано с формированием западного борта бокситового грабена и оползневыми процессами. Здесь особое значение имеет взаимодействие и морфология области сочленения грабена и его прибортовых частей, то есть зон денудации и аккумуляции. Происходит наложение вулканогенной молассы – продуктов разрушаемого вулканотектонического поднятия – на грабеновые фации, то есть продуктов обрушения борта формирующегося грабена. Перемещение обломочного материала из размываемого поднятия на всех этапах развития бассейна было постоянным. На начальном этапе преобладала грубая механическая интеграция терригенного материала – господство физического выветривания. Особенность этого этапа – лавинная седиментация с синхронными излияниями континентальных базальтоидов [12, 14].

Силуро-девонский фаціальный ряд обнаруживает разнообразие обломочных образований: олистостромовые хаотические брекчии, конглобрекчии, классические конгломераты, пачки переслаивающихся вулканомиктовых гравелитов, песчаников, алевролитов. Обломочный материал в основном вулканогенно-известняковый, он часто не окатан или слабо окатан, и имеет местное происхождение.

Нормативные конгломераты (с хорошо окатанным обломочным материалом преимущественно вулканогенного состава) встречены глубокими скважинами восточнее западного борта в осевой части грабена ниже бокситовой залежи (гл. 1500–2000 м), где они выстилают дно грабена. Наибольшая вскрытая мощность конгломератов 500 м (например, скв. 743-г). Это и есть настоящая вулканогенная моласса, состоящая преимущественно из хорошо окатанных галек порфириров базальтового и андезито-базальтового состава, часто кайнотипного облика. Величина галек 1–5, реже 10–15 см. Мы относим эти породы к образованиям дальнего переноса – из размываемой западной силурийской вулканической суши [12].

Обломочные горизонты чередуются с потоками лав, что свидетельствует о периодической тектонической активности западной части Тагильского трога. Структурно-текстурные особенности хаотических горизонтов прямо указывают на обстановки катастрофических перемещений больших объемов грубообломочного (с олистолитами) материала. Хаотические образования западного борта бассейна СУБР представляют собой гравитационные олистостромы, образовавшиеся в результате обвальнопользовных процессов, причиной которых послужили вертикальные тектонические движения при формировании Петропавловского поднятия, Олистостромы образуются и при горизонтальных тектонических движениях – меланжи, но здесь они не установлены.

В нижнем девоне в результате завершающих движений каледонского цикла вся западная половина Тагильского прогиба – Петропавловская СФЗ – представляет полностью консолидированный платформенный блок с грабеном СУБР на своде поднятия или зону позднекаледонской консолидации [12]. Ей не свойственны горизонтальные дислокации, тектонические меланжи, финальный гранитоидный магматизм.

СЕВЕРОСОСЬВИНСКИЙ БАССЕЙН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

В приполярной части Тагильского прогиба, в Северососьвинском бассейне, в позднем силуре – раннем девоне существовал микроконтинент или островной архипелаг (Северососьвинское поднятие) – продолжение Петропавловского поднятия. Это была довольно расчлененная гористая суша, на которой преобладали структуры вулканической аккумуляции. На этом поднятии происходили процессы физико-химического выветривания вулканогенных пород и формировались коры выветривания, продуктами размыва которых явились красноцветные девонские породы – аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты. Размыв поднятия приводил к накоплению обломочных молассовых пород и

выносу красноцветного глинистого вещества. Эти отложения выделены нами в красноцветную девонскую вулканогенно-обломочную формацию и названы “молассоидами” [17]. Различие фаций свидетельствует о накоплении осадков в условиях предгорий, а наличие грубого обломочного материала указывает на его транспортировку из довольно приподнятой расчлененной области.

Крупнообломочные брекчии и конглобрекчии, видимо, тесно связаны с блоками и вулканогенных и известняковых пород, отделившихся от основных массивов и сползших на различные расстояния от вулканических построек – гравитационные олистостромы.

Главной составляющей пород формации являются конгломераты, брекчии, конглобрекчии. Размер обломков колеблется в очень широких пределах – от нескольких сантиметров до 1.0–1.5 м, чаще обломки и гальки размером 1–2–5 см.

Наибольшим развитием пользуются конглобрекчии, содержащие окатанные и неокатанные обломки вулканитов – порфиритов, туфов, песчаников, гравелитов, алевролитов. Мощность отложений не установлена, так как скважины глубиной более 500 м не вышли из этих пород.

Обломочные толщи этой части Урала прочно вошли в литературу как эйфельские конгломераты [1]. Нашими литолого-стратиграфическими и палеонтологическими исследованиями 1970–1980 гг. на восточном склоне Приполярного Урала обломочные молассовые толщи силуро-девона были надежно стратифицированы: каждый генотип этих пород нашел свое место в стратиграфической колонке [9]. Например, “эйфельские конгломераты” стали преимущественно нижнедевонскими, а их верхние горизонты соответствуют теперь карпинскому и тальтийскому горизонтам среднего девона Уральской стратиграфической шкалы [13]. Таким образом, из-за раннего начала орогенеза моласса как бы оказалась “растянутой” по всему девонскому разрезу.

Изучение вещественного состава вулканогенной молассы в целом ряде участков Северососьвинского бассейна, их стратиграфическое положение в силуро-девонском разрезе, позволило установить континентальный генезис молассовых толщ [4]. Континентальная природа кайнотипных вулканитов района и их обломочного материала в обломочных горизонтах была также убедительно обоснована Г.Ф. Червяковским [10], который до своей кончины в сентябре 1983 г. был постоянным куратором наших исследований на Приполярном Урале.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструкция геологического развития Уральского подвижного пояса в фанерозое обнаруживает унаследованное развитие как рифтогенно-геосинклинальной системы и доминирование вертикальных тектонических движений. Тектогенез

Урала в фанерозое имел автономную внутреннюю природу, не связанную с латеральным перемещением литосферных плит. Урал представлял собой меридиональную структуру (огромный раздвиг или рифт), выжатую изнутри и снизу вверх под давлением мантийного вещества и расходящуюся в разные стороны. Это раздвиговая модель, согласно которой Уралиды развивались из центральных частей в стороны на прилегающие кратоны, то есть в противоположном направлении, чем по версии тектоники плит. Причина – “архимедова сила”, имеющая вертикальный вектор на поверхности сферы неизбежно раскладывается на две противоположно направленные составляющие [5, с. 94].

Диагностика орогенных молассовых комплексов Тагильского прогиба позволяет тестировать ряд важных тектонических событий, в частности выявить эпохи в истории орогенеза Тагильского прогиба. Обломочные толщи силуро-девона, в том числе гравитационные олистостромы, полностью исключают в истории Тагильского прогиба любые проявления коллизионной тектоники (масштабные покровы, надвиги, шарьяжи, косые коллизии, аккреционные клинья и др.) и являются надежными индикаторами рифтогенно-раздвиговой модели становления Уральского подвижного пояса.

Предложенная модель подтверждается и другими данными по геологической истории Тагильского прогиба.

1. Общая линейность структуры прогиба и неизменность границ с момента образования трога. Синклинальная форма сохранилась только до начала орогенеза в венлоке.

2. Тектонический режим с преобладанием дифференцированных по площади вертикальных движений противоположного знака. Горизонтальные движения носили характер растяжений малой амплитуды, сменяющиеся более короткими фазами сжатия.

3. Рано начавшийся рифтовый орогенез – быстрые поднятия внутренних структур (Петропавловское поднятие).

4. Разнообразный вулканизм с преобладанием мелководных и континентальных вулканитов, часто кайнотипных.

5. Среди осадочных формаций преобладают карбонатные рифогенные и молассовые орогенные. Глубоководные осадки не характерны.

6. Преобладание продольных разрывных нарушений, не характерна складчатость, слабый метаморфизм.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 09-05-00344.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А.Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала // Мат-лы ВСЕГЕИ. Об-

- шая сер. 1948. Вып. 8. С. 39–42.
2. *Каретин Ю.С.* Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 275 с.
 3. *Леонов Ю.Г., Певзнер Л.А., Савельева Г.Н. и др.* Уральская сверхглубокая – окно в глубины складчатых поясов // Отечественная геология. 2003. № 2. С. 51–57.
 4. *Мельникова Г.Б., Шатров В.П.* Особенности вещественного состава континентальных андезитов Северососьвинского района // Ежегодник-1981. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. С. 60–64.
 5. *Образцов А. И.* Новые идеи в геотектонике // Отечественная геология. 2010. № 3. С. 89–95.
 6. *Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса // Мат-лы к познанию геол. строения СССР. М.: Изд-во МОИП, 1947. 204 с.
 7. *Рапопорт М.С.* Орогенные формации металлогения Урала // Изв. УрГГА. Вып. 5. 1996. С. 14–19.
 8. *Рогожин Е.А.* Геофизическая наука на рубеже веков // Вестник РФФИ. 2000. № 3. С. 17–37.
 9. *Сапельников В.П., Мизенс Л.И., Шатров В.П.* Стратиграфия и брахиоподы верхнесилурийских-среднедевонских отложений севера восточного склона Урала. М.: Наука, 1987. 223 с.
 10. *Степанов А.И., Червяковский Г.Ф., Шатров В.П.* О возрасте кайнотипных вулканитов западной части Тагильского прогиба // Ежегодник-1981. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. С. 64–67.
 11. *Червяковский Г.Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.
 12. *Шатров В.П.* Геологическая история и палеотектонические условия образования бокситов Петропавловской зоны Тагильского среднепалеозойского погружения. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. 29 с.
 13. *Шатров В.П.* Геология среднепалеозойских образований севера восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 46 с.
 14. *Шатров В.П.* Палеотектонические обстановки формирования силуро-девонских обломочных комплексов Североуральского сегмента Тагильского прогиба // Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 56–58.
 15. *Шатров В.П.* Особенности орогенеза и рифтогенеза Тагильского вулканоплутонического пояса // Докл. АН. 2003. Т. 391, № 2. С. 230–242.
 16. *Шатров В.П.* Основные черты тектоники и палеогеографии девонских и раннекаменноугольных бассейнов восточного склона севера Урала // Литосфера. 2005. № 1. С. 82–95.
 17. *Шатров В.П., Сапельников В.П.* Стратиграфическое положение и формационная принадлежность среднепалеозойских обломочных образований северной части Тагильского погружения // Геологическая история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 69–84.
 18. *Штрейс Н.А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала // Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. 3. 379 с.