

**ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СЕВЕРА УРАЛА В СИСТЕМЕ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО
ПЛАНЕТАРНОГО РИФТОГЕНЕЗА (ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА МЕЖДУ
УРАЛОМ И ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ)**

В.П. Шатров

Рассматривается раннемезозойский этап геологической истории северной половины Тагильского прогиба – главной структурной зоны восточного склона Урала и предлагается вариант границы или краевой переходной зоны между Уралом и Западно-Сибирской плитой. Нижнемезозойские зоны растяжения и рифтогенные

структуры в Приполярной части Тагильской структуры свидетельствуют, что территория восточного склона Урала и Западно-Сибирской плиты вступили в региональное поднятие с образованием триасовых и юрских рифтов и грабенных, которые компенсировались орогенными и платформенными формациями, являющимися-

ся переходными (доплитными тектоническими структурами платформы) в генетической цепи «подвижный пояс – платформа».

Тагильский прогиб, или вулканоплутонический пояс (ТВП), отрицательной линейной структурой был только в ордовике и начале силура, но быстро стал заполняться и превратился из трога в вулканокупольное сооружение, сформированное в результате многократных извержений вулканов. Первичная синклинальная форма сохранилась до венлока, когда прогибание сменилось поднятием внутренних блоков – горстов или интрагеосинклиналей. В региональном плане описываемая структура представляет собой моноклиний, ограниченный глубинными листрическими разломами. Более полувека назад Н.А. Штрейсом [1951] накопление силуро-девонских толщ прогиба было совершенно справедливо объяснено воздыманием (т.е. началом орогенеза) положительных морфоструктур внутри Тагильской геосинклинали. «Геосинклиналь зеленокаменной полосы представляла собой 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» [Штрейс, 1951]. Наблюдения этого замечательного исследователя подтвердились позднее результатами бурения скважины СГ-4, главными из которых следует считать отсутствие в прогибе глубоководных осадков и признаков надвиговой тектоники.

В истории ТВП выделяется несколько этапов. На начальном этапе в ордовике-лландове-ри ограниченное развитие получили относительно глубоководные осадки. В венлоке прогибание быстро сменяется поднятием коры, и начинается орогенный этап. Это островная или переходная стадия, с которой начинается морфоструктурная дифференциация территории прогиба с ростом внутренних линейных поднятий – карбонатных платформ и цепочек вулканических островов с постройками рифов. В ходе структурно-тектонической перестройки погружение было расчленено на структурно-фациальные зоны.

Следующая, континентальная, стадия орогенеза (поздний силур-ранний девон) характеризуется излияниями мелководных и континентальных вулканитов. Продолжается рифогенное карбонатакопление, и формируются крупные

карбонатные платформы. В силуре и девоне территория восточного склона была занята мелководным эпиконтинентальным Уральским морем, являющимся западной частью акватории Западно-Сибирского бассейна [Дубатов, Краснов, 1999, 2000]. В этот период рифтогенное растяжение сопровождалось деструкцией консолидированной коры, континентальным вулканизмом и образованием грабеновой структуры Североуральского бокситового бассейна на своде Петропавловского поднятия [Пейве, 1947].

В конце девона-начале карбона в связи с дальнейшей активизацией поднятий по всему Уралу проявилась следующая эпоха рифтогенного растяжения, а в конце турне на Севере Урала в зоне осевого глубинного разлома образуется новая генерация грабенов (Апсинский и Маньинский), выполненных основными вулкани-тами, терригенными и угленосными осадками мощностью до 1500 м [Шатров, 2003].

На рубеже палеозоя и мезозоя наступает эпоха глобального рифтогенеза. Очевидно, в связи с распадом Пангеи на всех континентах, платформах, подвижных поясах началось дробление консолидированной коры и образование рифтогенных структур [Милановский, 1987]. При этом вполне логично одновременное образование рифтов в подвижных поясах на континентах и на океаническом дне. А.В. Пейве [1969] предлагал рассматривать систему срединно-океанических хребтов в качестве океанических орогенов и сравнивал их с современными горными поясами.

Консолидированная земная кора Тагильской структуры и осадочные бассейны палеозоя и мезозоя были сформированы в результате процессов орогенеза. Их образование связано с условиями периодического растяжения земной коры, ее высокой проницаемостью, приводящей к внедрению интрузивных и мощному излиянию вулканических образований.

В принципе механизм этих растяжений можно сопоставить с зонами спрединга СОХ. Если учесть, что заложение Тагильского рифта началось на рубеже кембрия-ордовика с растяжения коры и продолжалось с перерывами до раннего мезозоя (300 млн лет), то все это безоговорочно свидетельствует против спрединга с образованием океанической коры.

Уже давно стало ясно, что разрывы сплошности земной коры на Урале имеют локальный характер и являются отголосками мощных планетарных тектонических импульсов

в отдаленных регионах. Более всего это относится к триасовым грабенам Урала и Зауралья, которые, по мнению ряда исследователей [Никольский, 2002], являются возможными аналогами зон спрединга океанической коры, образующейся в системе СОХ Тихого океана и в результате глубинной латеральной миграции, распространившейся на тысячи километров.

В осевой зоне ТВП образовалась цепочка грабенов, выполненных континентальными бокситоносными и угленосными осадками и приуроченных к субмеридиональному глубинному разлому. Растяжение сопровождалось излияниями траппов (например, в пределах Люльинской впадины). С юга на север – это Мостовской (около СГ-4), Веселовско-Богословский, Волчанский и протяженный Северососьвинский грабен-рифт на Приполярном Урале, состоящий из нескольких грабенов (рис. 1).

Протяженность полосы развития этих структур около 700 км. Грабены – это узкие щелевидные структуры длиной 15-20, шириной от 1,5-2,0 до 5-7 км. Северососьвинская рифтогенная полоса (между Усть-Маньей и Саранпаулем) известна в геологической литературе с середины прошлого века как Северососьвинский грабен и состоит из нескольких обособленных кулисообразно расположенных впадин: (с севера на юг) Люльинской, Турупьинской, Вольинской, Усть-Маньинской [Лидер, 1964]. Средняя глубина 600-650 м, самая глубокая впадина Турупьинская – 900 м.

Триасовые грабены ТВП образовались одновременно с грабенами Зауралья и Западной Сибири. Иногда их рассматривают как самостоятельные структуры глобального распространения, так как они известны в байкалидах, каледонидах, герцинидах [Бочкарев и др., 2003]. Но, если синорогенные грабены ТВП тесно связаны с предшествующим развитием, то рифтогены Зауралья и Западной Сибири почти полностью автономны и образуют самостоятельный тафрогенный ярус.

Другой особенностью триасового рифтогенеза является то, что грабены ТВП формировались в палеозойской эвгеосинклинальной зоне – там, где отсутствовал жесткий древний фундамент, и к началу триаса литосфера была более прогрета и наиболее пластична [Милановский, 1987]. Поэтому в Тагильской структуре более молодая земная кора еще довольно активно реагировала на тектонические импульсы, подвергалась расколам и дифференцированным

подвижкам по разломам, приведшим к образованию узких длинных грабенов.

Указанные особенности триасовых рифтогенов востока Урала подтверждаются новыми данными [Федоров, 2004]. Впервые за последние 50 лет появились уникальные материа-

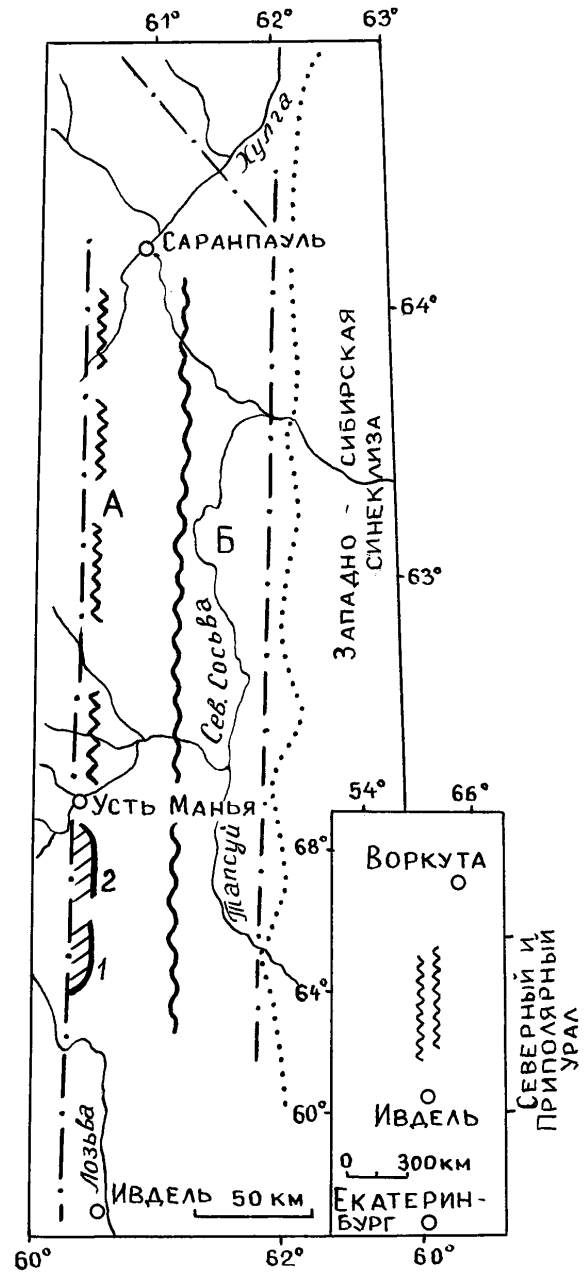


Рис. 1. Схема расположения шовных зон растяжения и рифтогенных структур Северососьвинского бассейна на восточном склоне Приполярного Урала. А – Северососьвинская рифтогенная полоса (Северососьвинский грабен [Лидер, 1964]). Б – Северососьвинский грабен [Федоров, 2004].

Нижнекаменноугольные грабены: 1 – Маньинский, 2 – Апиский. Пунктирной линией обозначены глубинные литрические разломы, волнистой – ограничение рифтогенных структур, точками – предполагаемая граница Западно-Сибирской синеклизы.

лы по геологии мало изученной территории восточного склона Приполярного Урала и западной окраины Западной Сибири. В 50-60 км восточнее полосы развития мезозойских грабенов ТВП глубокими скважинами на нефть под мощным осадочным чехлом вскрыты палеозойские образования прогиба и триасовые породы «нового» Северососьвинского грабена. Грабен предположительно протягивается вдоль 61-62 меридианов на 300 км при ширине 80 км, выделен по геофизическим данным и его архитектура неизвестна (см. рис. 1). Таким образом, на востоке Урала вблизи границы с Западной Сибирью в раннем мезозое существовала еще одна зона рифтогенного растяжения – примерно в 50-100 км восточнее осевой зоны растяжения внутри Тагильской структуры, к которой приурочены карбоновые и триасовые грабены (см. рис. 1). Однако, утверждение о «повороте по разлому крупного блока земной коры» при формировании грабена, на мой взгляд, обосновано слабо [Федоров, 2004]. По всей вероятности, это односторонние грабены, механизм образования которых освещен в ряде работ [Бочкарев, 1973; Тужикова, 1973; Расулов, 1982].

Судя по мощным и обширным полям развития вулканогенно-осадочных образований, триасовые впадины представляют собой простой авлакоген в понимании Н.С. Шатского или систему нескольких грабенов, разделенных горстами, как Турупьинский и Люльинский. Впоследствии на месте таких структур образуются наследующие их простирающие пологие широкие впадины типа синеклиз [Милановский, 1995].

Структуре обязательно следует дать другое название (например «Сосьвинско-Тапсуиский»), т. к. Северососьвинский грабен был ранее выделен уральскими и тюменскими геологами и вошел в геологическую литературу [Лидер, 1964].

Результаты бурения глубоких скважин (3-4 км) между 61-62 меридианами подтвердили данные В.А. Лидера о спокойном погружении палеозойского фундамента под мезозойский чехол – от 80 до 100 м на 1 км. Этот исследователь выделял по линии Ивдель – Усть-Манья – Саранпауль серию разломов субмеридионального простираения, которая прослеживается почти по всему Северному и Приполярному Уралу и разделяет разные тектонические зоны – восточный склон Урала и Западно-Сибирскую низменность [Лидер, 1964]. Но это не тектоническая граница раздела крупных структурных элементов земной коры, а орографичес-

кая, выраженная в рельефе в виде пологого уступа, сложенного мезозойскими породами.

О границе Урала и Западной Сибири.

Четкой тектонической границы между Уралом и Западно-Сибирской плитой не существует. Структурные связи платформ и подвижных поясов достаточно разнообразны, но в основном это краевые прогибы, возникающие на поздней стадии развития геосинклинали [Пушаровский, 1959]. На востоке Урала нет краевого прогиба – переходного от складчатой области к платформе, а палеозойский фундамент Западно-Сибирской плиты является аналогом уралид, поэтому вопрос о границе этих структур в палеозое отпадает. Аккреционных призм, аллохтонов и других элементов надвиговой тектоники в разрезе палеозоя зоны сочленения комплексной геофизикой и глубоким бурением обнаружено не было. В юре Урал и Западная Сибирь со структурами обрамления вошли в состав молодой платформы. Поэтому на разных временных срезах геологической истории граница между Уралом и Западной Сибирью менялась.

Восточная часть севера Урала и примыкающая территория Западно-Сибирской плиты в карбоне, перми, триасе развивались в едином тектоническом режиме и испытывали поднятие, в течение которого на разных участках в условиях растяжения произошло образование линейных расколов, грабенов, депрессий с мощными излияниями траппов. Контуров этого поднятия явились границами будущего осадочного бассейна на территории Западной Сибири. Все эти структуры с выполняющими их орогенными и платформенными формациями и являются пограничными или переходными от геосинклинали к платформе. Излияние траппов прекратилось в позднем триасе, обломочный материал поступал с размываемых поднятий, компенсируя структуры растяжения. Выше вулканогенно-осадочных пород залегают осадочные лагунные и континентальные отложения, знаменующие завершение тафrogenной (авлакогенной) переходной стадии.

Осадочные комплексы накладываются на структуры консолидированного основания, образуя при этом рифтогенные бассейны – узкие грабены, согласные с простирающими уральских структур и приуроченные к глубинным разломам. В Тагильском прогибе щелевидные угле-

носные и бокситоносные грабены карбона и триаса цепочкой протягиваются на сотни километров вдоль его западного фланга (см. рис. 1). В восточной части прогиба форма наложенного бассейна приобретает уже широкие контуры, близкие к синеклизе.

В юре осадконакопление охватило почти всю территорию, формируя огромную овальную синеклизу и обозначая контуры будущей Западно-Сибирской плиты. Это событие является решающим, так как с началом юрского периода окончательно исчезает линейность осадконакопления, свойственная геосинклинальным структурным элементам. Земная кора вступает в промежуточный этап, после завершения которого и возникают плиты.

Таким образом, наиболее древними платформенными образованиями, но не участвующими в строении платформенного чехла в восточной части Урала, являются образования триаса (туринская и челябинская серии), выполняющие грабены и относящиеся к особой формации (переходной, квазикратонной по Г. Штилле).

Особо подчеркнем, что растягивающие тектонические импульсы этого периода явились только подготовительными для альпийского цикла тектогенеза. Поэтому мезозойское (триас-юра, частично мел) рифтогенное растяжение Урала не имело решающего структурообразующего значения в образовании новейшего орогена Урала, который был создан тектоническими движениями позднего мезозоя и всего кайнозоя [Сигов, 1975]. Формирование современного орографического облика Урала началось, скорее всего, с палеогена за счет вертикальных глыбовых движений по долгоживущим тектоническим швам. В целом послегеосинклинальная тектоника востока Урала совпадает по времени с альпийским циклом тектогенеза.

Итак, судя по приведенным данным, Урал и Западная Сибирь имели тесные связи еще до начала мезозоя. Между этими крупными элементами литосферы больше сходства, чем различий. Самым главным отличием является линейность и протяженность по простиранию структурных зон Урала, а по мощности пород палеозоя эти структуры обнаруживают сходство.

Тектоническую границу между Уралом и Западной Сибирью – структурами земной коры первого порядка – проводить «по сбросу в западном борту Северососьвинского грабена»

[Коротеев и др., 2003], на мой взгляд, не вполне оправдано, так как такая точность – не привилегия больших структурных форм. Например, В.А. Лидер [1964] ее проводил по борту Северососьвинского грабена, приуроченного к разлому в палеозойском фундаменте.

Таким образом, четкой тектонической границы между палеозоидами Урала и Западной Сибири пока не существует, она скорее постепенная (десятки километров) и, возможно, расположена в переходной зоне, где геосинклинальная линейность окончательно исчезает под сплошным покровом юрских и меловых отложений. Обязательно должна существовать промежуточная, своеобразная зона «затухания» геосинклинальных элементов при переходе к платформе. Учитывая все вышеизложенное, логичнее было бы вести речь не о границе между Уралом и Западной Сибирью, а о западной границе обширной Западно-Сибирской синеклизы, которая, на наш взгляд, проходит несколько восточнее нового триасового грабена (см. рис. 1).

Исследования поддержаны грантом «Восточная граница Уральского подвижного пояса в палеозое» программы «Кооперация исследований с учеными СО РАН» и грантом РФФИ № 06-05-65022.

Список литературы

Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы становления молодых платформ. М.: Недра. 1973. 129 с.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Соотношение раннемезозойских рифтовых структур Сибири, Северной Америки и Австралии с дислокациями складчатого фундамента и чехла. Тектоника и геодинамика континентальной литосферы // Матер. XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 3-15.

Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 95-109.

Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 34-58.

Коротеев В.А., Иванов К.С., Федоров Ю.Н. Природа границы Урала и Западной Сибири // Урало-Сибирская научно-практическая конференция. Екатеринбург, 2003. С. 250-252.

Лидер В.А. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1964. Вып. 11. 145 с.

- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
- Милановский Е.Е.* Роль исследований Н.С. Шатского в познании закономерностей строения и развития древних платформ // Вестник МГУ. 1995. Сер. 4. № 4. С. 14-32.
- Никольский Ю.И.* Генетический ряд современных океанов и их континентальных окраин по геофизическим данным // Российский геофизический журнал. 2002. № 27-28. С. 109-132.
- Пейве А.В.* Материалы к познанию геологического строения СССР. Москва, 1947. Нов. Сер. Вып. 4 (8). 205 с.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5-23.
- Пуцаровский Ю.М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: ГИН АН СССР, 1959. 154 с.
- Расулов А.Т.* Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 42 с.
- Сигов В.А.* Кайнозойский тектогенез Урала. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1975. 36 с.
- Тужикова В.И.* История нижнемезозойского угленакопления на Урале. М.: Наука, 1973. 251 с.
- Федоров Ю.Н.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности области сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского мегабассейна. Автореф. канд. дисс. Екатеринбург, 2004. 28 с.
- Шатров В.П.* Особенности орогенеза и рифтогенеза Тагильского вулканоплутонического пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 239-242.
- Штрейс Н.А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала // Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. 3. 379 с.