

41. Тевелев А. В. Тектоника и кинематика сдвиговых зон. Автореферат дис. ... док-ра геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 2002.
42. Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978.
43. Трофимов Н. Н. Механизм формирования стратиформного золотоплатино-палладиевого и титаномагнетитового оруденения в габбро-долеритовых интрузиях нижнего протерозоя Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России. Петрозаводск: Изд-во Ин-та геол. Карельск. НЦ РАН, 1995.
44. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геологическая экскурсия по разрезу Койкарско-Святонаволокоской габбро-долеритовой интрузии со стратиформным титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением // Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карельск. НЦ РАН, 1995.
45. Турченко С. И., Семенов В. С., Амелин Ю. В. и др. Рифтогенная природа раннепротерозойского Северо-Карельского пояса и его металлогеническая специализация // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольск. НЦ РАН, 1992.
46. Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.
47. Фуз Р. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
48. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995.
49. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988.
50. Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геология. 1963. № 4.
51. Хейсканен К. И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция). Автореферат дис. ... док-ра геол.-мин. наук. СПб-Петрозаводск: Изд-во Карельск. НЦ РАН, 1996.
52. Чайкин В. Г. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: GEOS, 1999.
53. Чирч Б. Геологические аспекты современных вертикальных движений земной коры в Югославии // Проблемы современных движений земной коры. Таллин: ВАЛГУС, 1975.
54. Шарков Е. В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2.
55. Шарков Е. В., Богатиков О. А., Красивская И. С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2.
56. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.—Л.: Госгеолгиздат, 1948.
57. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973.
58. Alvarez Ph., Maurin J. C. Evolution du bassin Proterozoique superieur du Comba // Precambrian Res. 1991. V. 50. № 1/2.
59. Holst B. T., Foote G. R. Joint orientation in Devonian rocks in the northern portion of the lower peninsula of Michigan // Geol. Soc. Amer. Bull. P. I. V. 92.
60. Mörner N.-A. The Northwest European «Sea-level Laboratory» and Regional Holocene Eustasy // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1979. № 29.
61. Trifonov V. G., Karakhanian A. S., Ivanova T. P. Active faults and strong earthquakes in Eastern Mediterranean, Viddle East and Lesser Caucasus // Second Intern. Symp. of the geology of the Eastern Mediterranean region. Prog. and Abstr. Iarusalem, 1995.

Геологический институт РАН
Рецензент — В.М. Моралев

УДК 55 (470—924.8 + 470. 55/58)

К.А. МАВРИН, В.М. МУХИН, В.П. ТВЕРДОХЛЕБОВ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА

Рассмотрена последовательность геологических событий, сформировавших геоструктурную обстановку в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала. С новых позиций даны характеристики формационных рядов Предуральского краевого прогиба и миогеосинклиальной области западного склона Южного Урала. Приведены схемы поэтапного развития этих геоструктурных элементов в рамках геосинклиальной модели.

В зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и герцинской складчатой системы Южного Урала отчетливо выделяются части двух крупных структурных элементов: Предуральского краевого прогиба и миогеосинклиальной области западного склона Южного Урала, история геологического развития которых тесно взаимосвязана.

Приуроченность территории к зоне сочленения крупных и долгоживущих элементов земной коры обусловила большой интерес исследователей к данному региону и породила разнообразие взглядов на происхождение и развитие. Исходя из анализа обширных геолого-геофизических материа-

лов и представлений многих исследователей, использующих в своих выводах концепции геосинклиальной и плитной тектоники, а также собственных многолетних полевых исследований, можно с уверенностью сказать, что становление земной коры в Южном Предуралье от ранних стадий формирования до настоящего времени связано с глубокими структурными перестройками.

Проблемы формирования древней континентальной коры решаются по-разному с геосинклиальной позиции, позиций тектоники плит и плюм-тектоники. Однако очевидно, что в конце раннего протерозоя Восточно-Европейский кратон входил в состав суперконтинента Пангеи.

О наиболее древнем этапе развития, во время которого образовался складчатый кристаллический фундамент, имеются лишь отрывочные сведения, базирующиеся на данных геофизических исследований. Характеры магнитного, а отчасти и гравитационного полей свидетельствуют о том, что современные структуры Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской складчатой области расположены на консолидированном (не переработанном) архейско-нижнепротерозойском складчатом основании, сформированном в карельский тектономагматический цикл. К такому выводу пришли независимо друг от друга И.С. Огарин, Ф.И. Хатянов [8] и Т.Н. Симоненко, М.М. Толстихина [11]. На протяжении последующих байкальского, каледонского и герцинского циклов фундамент рассматриваемой территории сохранил основные черты внутренней структуры в отличие от районов Центрального Урала, где он подвергся значительной переработке или где с ордовика до первой половины живе (примерно 90 млн. лет) существовала зона спрединга с формированием коры океанического типа [3].

О самой складчатости архей-раннепротерозойского этапа можно лишь сказать, что она завершилась в дорифейское время и образованные ею складчатые системы обладают субширотными простираниями в отличие от субмеридиональных «уральских» простираний. В пределах западного склона Южного Урала имеет место сложное сопряжение фундамента («доуралид») Русской плиты с «ураллидами» геосинклинальной системы. Следует, видимо, признать возможность существования в современной глубинной структуре западного склона Урала блоков — зон разновозрастной континентальной коры, находящейся на разных стадиях ба-зификации.

С позднего протерозоя впервые наметились различия в характере и интенсивности движений крупных блоков древнего фундамента. На фоне общего платформенного режима развития, возникшего после завершения складчатых процессов архей-раннепротерозойского этапа, наметилась область интенсивного прогибания, западная граница которой, судя по характеру гравитационного поля, располагалась в центральной части современной структуры Предуральского прогиба. Наиболее сильный рифтинг в середине раннего рифея обусловил формирование палеорифтовых бассейнов и перикратонных прогибов по всему периметру Восточно-Европейского кратона. В это время и возник Уральский перикратонный прогиб, представлявший, по мнению А.М. Никишина, А.В. Фурнэ, П. Циглера [7], рифтогенную окраину атлантического типа. Эта область явилась прообразом древнего геосинклинального прогиба, на что со всей очевидностью указывают В.В. Эз, Д.Е. Гафт, Б.И. Кузнецов, говоря о «разделении в верхнем протерозое Уральской геосинклинали и Русской платформы» [3, с. 55]. Мощные терригенные свиты верхнего протерозоя образовались в результате разрушения орогена, занимавшего обширные пространства к западу от геосинклинального прогиба. Мощность древних свит на западном склоне Южного Урала А.И. Олли и В.А. Романов [9] оценивают в 7000 м.

Т.Н. Симоненко, М.М. Толстихина отмечают, что «западная часть Уральской складчатой системы лежит на фундаменте платформенного типа несмотря на огромную мощность осадочных образований, местами составляющих в совокупности не менее 15000—16000 м» [11, с. 134]. По режиму развития бассейн этого возрастного диапазона можно отнести к типу перикратонных прогибов. Учитывая геофизические данные, по которым глубина залегания кристаллического фундамента на западном склоне Южного Урала определяется в 11—12 км, а мощность палеозоя составляет порядка 5500—6000 м, можно предположить, что примерно столько же приходится на долю всех допалеозойских осадочных образований.

Уже в раннем палеозое началось формирование современных крупных структурных элементов зоны сочленения древней платформы и Урала. Интенсивные тектономагматические процессы центральных частей Урала каледонского цикла (ордовик+силур) привели к новому опусканию юго-восточных окраинных частей Русской плиты. По мнению В.В. Эза и др., «западной границей распространения ордовикско-силурийских отложений увеличенной мощности является Зильмердакский разрыв», который при продолжении к югу под покровом позднепалеозойских образований «практически совпадает с западной границей Южно-Зилаирской ступени» [13, с. 61]. По-видимому, к западу от Зильмердакского разлома ордовикско-силурийские отложения платформенных фаций частично были уничтожены предпозднеэмской денудацией. Достоверно отложения ордовика и силура установлены в области Сакмарского поднятия, где с терригенными породами соседствуют вулканогенные образования. Возможно их присутствие и под плащом зилаирской толщи.

Несогласное залегание пород нижнего девона на подстилающих отложениях на западном склоне Южного Урала, отмеченное еще Б.М. Келлером [5], свидетельствует о складчатых движениях на рубеже силура и девона. Об интенсивности этих процессов судить трудно, но можно сказать, что они не привели к существенной перестройке наметившегося структурно-формационного плана. На сопредельной территории к западу, как и на большей части Русской плиты, в раннем девоне происходил размыв, о чем свидетельствует региональный переувлажнение в осадконакоплении, установленный в разрезах многих скважин. Однако в центральной части современной структуры Предуральского прогиба и далее на восток вплоть до западной границы Зилаирского синклиория существовал неглубокий морской бассейн, где шло формирование терригенно-карбонатных платформенных отложений. На краю платформы в раннем девоне возник барьерный риф, который отделял мелководную морскую лагуну от глубокой, не загруженной осадками депрессии морского дна. Эта депрессия, явившаяся следствием формирования узкого трогового прогиба, структурно соответствовала положению будущего Зилаирского синклиория. Нижне-среднедевонские «герцинские» рифогенные известняки, обнажающиеся в верховьях р. Большой Ик (д. Мурадымово), установлены и южнее в разрезе скважины № 63 в бассейне р. Ассель (с. Абзаново).

Карбонатная толща в составе эмского и эйфельского ярусов вскрывается в интервалах 5600—5128 и 4727—3261 м вследствие надвиговых процессов, проявившихся в орогенный этап [12].

С позднего эмса к западу от раннедевонского барьерного рифа началось общее погружение территории и развитие обширной морской трансгрессии. Эпейрогенические отрицательные движения нередко прерывались воздыманиями, сопровождавшимися размывом отложений. На протяжении длительного времени на большей части юго-востока Русской плиты шло интенсивное накопление мелководно-морских, преимущественно карбонатных (с рифогенными образованиями) отложений.

С позднефранского времени глубокая депрессия, расположенная к востоку от барьерного рифа, быстро заполняется глинисто-песчанистыми граувакковыми отложениями. Источники сноса и условия образования огромной мощности накопившихся отложений зилаирской свиты не вполне ясны. Однако не вызывает сомнений, что эти источники сноса находились на востоке и формировались за счет разрушения островодужных поднятий.

В турнейском веке внешний прогиб Уральской геосинклинали сместился на запад. Возможно, это «смещение» выразилось лишь в расширении к западу области предшествующего интенсивного прогибания и осадконакопления. Б.М. Келлер [5] полагал, что в раннем карбоне в зоне современного распространения зилаирской свиты происходило накопление впоследствии размытых отложений. М.А. Камалетдинов [4] считает, что флишевые каменноугольные отложения, выходящие на поверхность в пределах западного склона Южного Урала, являются аллохтоном, смещенным с востока из условно западной области Зилаирского синклинория, где унаследованно развивался узкий прогиб. На большей же части зоны передовых складок и современной структуры Предуральского прогиба в карбоне существовали платформенные условия осадконакопления. Предположительно в платформенной фации нижнекаменноугольные отложения

вскрыты под флишем в скважине № 1 — Богдановской, расположенной к северу от р. Ассель.

Следовательно, в то время как в расположенном на краю платформы прогибе формировался карбонатно-терригенный флиш, большая часть территории к западу покрывалась осадками небольшой мощности. Образование их происходило в условиях шельфового моря при медленном, но устойчивом погружении дна.

Миогеосинклиальный флишевый троговый прогиб каменноугольного возраста можно отнести к типу внешних (передовых) прогибов геосинклиальных областей. Этот прогиб являлся ловушкой для сносимых мутьевыми суспензионными потоками и сползавших по каньонам континентального склона из области относительно мелководного шельфа слаболитифицированных отложений. Выше при рассмотрении особенностей строения западного склона Южного Урала отмечалось, что в доорогенную стадию развития приподнятый край платформы был неровным, отдельные участки далеко вдавались в глубь мобильной геосинклиальной области. В Южном Предуралье можно выделить по крайней мере два таких участка: Сакмаро-Икский и Киинский. С крутых склонов этих выступов отрывались и оползали отторженцы (олистолиты) и поступал обвальное-оползневой не отсортированный материал, образуя оползневые горизонты — олистострымы [10]. Более тонкий материал выносился спазматическими суспензионными мутьевыми потоками из глубоких, удаленных от края трого, частей платформы. Окатанный грубый гравийно-галечный материал (кремни, яшмы, зерна изверженных и метаморфических пород) поступал с востока (рис. 1).

Характер грубообломочного материала флишевых отложений позволяет предположить существование двух источников сноса обломочного материала: восточный и западный, что нередко характеризует флишевые отложения. С рассмотренных позиций формирования флиша вполне объясним крупный перерыв в доорогенном комплексе, охва-

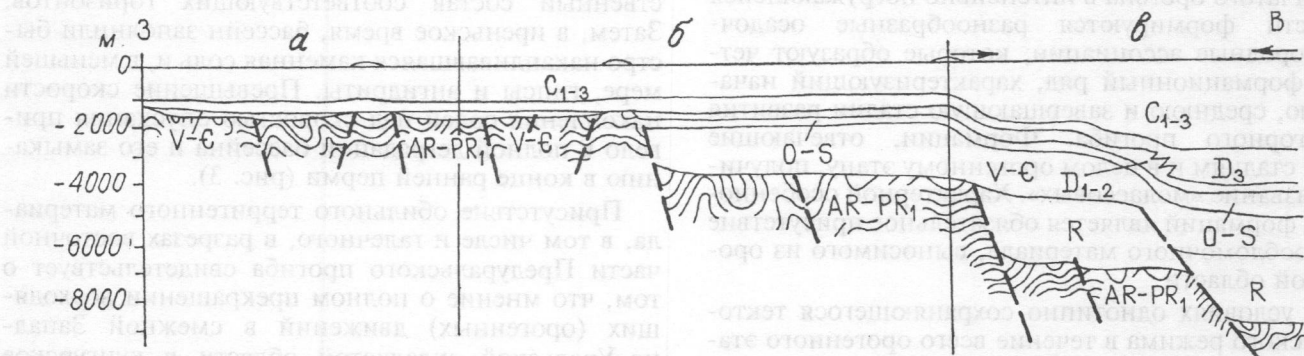


Рис. 1. Схематический палеогеологический разрез Южного Предуралья на конец позднего карбона — начало перми: а — юго-восточный склон Волго-Уральской антеклизы; б — Предуральский краевой прогиб; в — миогеосинклиналь западного склона Южного Урала; AR-PR₁ — архей-нижнепротерозойский фундамент; R — древние свиты рифея; V-ε — платформенные и миогеосинклиальные свиты венд-кембрия; O-S — платформенные и депрессионные образования ордовика-силура; D₁₋₂ — платформенные и флишевые миогеосинклиальные образования нижнего-верхнего карбона; C₁₋₃ — платформенные и флишевые миогеосинклиальные образования нижнего-верхнего карбона; P_{1a} — платформенные, прибортовые рифогенные, депрессионные и сероцветные морские молассовые образования нижней перми; P₂-Г₁ — красноцветные континентальные молассовые образования верхней перми — нижнего триаса на платформе и в синклиналильных блоках солянокупольной зоны краевого прогиба. MZ-KZ — мезозойско-кайнозойские образования «дизъюнктивных мульд» (синклиналей оседания над соляными диапирами). Сплошная линия — возрастных подразделений; пунктирная — разрывных нарушений и надвигов

тывающий диапазон отложений от верхнебашкирского подъяруса до нижней перми, установленный в разрезах глубоких скважин в прилегающих частях платформы [6]. Этот перерыв является не чем иным, как размывом в подводных условиях. Становится понятной и казавшаяся парадоксальной причина, обусловившая залегание глубоководных «депрессивных» образований Предуральяского прогиба на различных горизонтах среднего карбона. Предположение о надводном глубоком размыве и последующем сверхкатастрофическом опускании с амплитудой примерно в 1 км представляется маловероятным.

С позднего карбона история геологического развития юго-восточной окраины платформы связана с формированием структуры Предуральяского

характеризующаяся песчано-глинистыми накоплениями с карбонатным цементом и подчиненным значением грубообломочного материала. В западной части рассматриваемой территории терригенно-карбонатные образования нижней сероцветной молассы замещаются глубоководными маломощными глинисто-кремнистыми (часто пиритизированными) образованиями депрессионной фации. Мощность этих осадков составляет по разрезам скважин несколько десятков метров. Возникновение депрессионной фации в краевом прогибе обусловлено дефицитом терригенного материала,носимого с орогена и струженного в восточной, предгорной части морского бассейна. На западном борту прогиба в это время формировались раннепермские рифовые постройки (рис. 2).

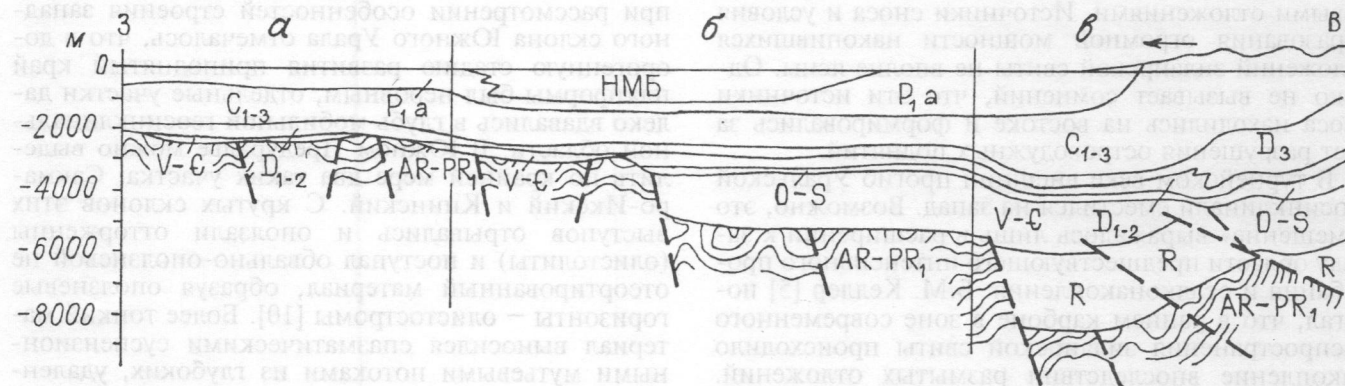


Рис. 2. Схематический палеогеологический разрез Южного Предуралья на конец артинского — начало кунгурского веков. Услов. обознач. см. рис. 1

краевого прогиба. Возникнув на стадии превращения герцинской Уральской геосинклинальной системы в горную страну, Предуральский предгорный краевой прогиб захватил обширную область восточного края Русской плиты и вовлек его в сопряженное с поднимающимся Уралом опускание. Этот период развития в Южном Предуралье выделяется как «орогенный этап». Перед фронтом складчатого орогена в интенсивно погружающейся области формируются разнообразные осадочно-породные ассоциации, которые образуют четкий формационный ряд, характеризующий начальную, среднюю и завершающую стадии развития предгорного прогиба. Формации, отвечающие этим стадиям и в целом орогенному этапу, получили название «молассовых». Характерной особенностью формаций является обязательное присутствие грубообломочного материала, выносимого из орогенной области.

В условиях однотипно сохраняющегося тектонического режима в течение всего орогенного этапа на рассматриваемой территории резко менялась палеогеографическая обстановка. В начальную стадию с сюренского времени конца карбона и в течение докунгурской ранней перми перед фронтом складчатого орогена формируется нижняя морская сероцветная моласса. Накопление выносимого из орогенной области грубообломочного материала шло в конусах выноса, таких как Шафеевский, Ургинский, Синтасский. В промежутках между ними формировалась «шлировая» градация,

В последующий кунгурский век в Предуральском прогибе сформировался своеобразный структурно-литологический комплекс — соленосная формация. В это время Предуральский краевой прогиб и Прикаспийскую впадину занимал обширный солеродный морской бассейн. В саранинско-филипповское время он отличался значительным непостоянством, о чем свидетельствует вещественный состав соответствующих горизонтов. Затем, в иренское время, бассейн заполнили быстро накапливавшаяся каменная соль и, в меньшей мере, гипсы и ангидриты. Превышение скорости накопления солей над скоростью опускания привело к полной деградации бассейна и его замыканию в конце ранней перми (рис. 3).

Присутствие обильного терригенного материала, в том числе и галечного, в разрезах восточной части Предуральяского прогиба свидетельствует о том, что мнение о полном прекращении восходящих (орогенных) движений в смежной Западно-Уральской складчатой области в кунгурское время не соответствует действительности. А.А. Богданов указывал, что «специфические условия климата этой эпохи, выразившиеся в уменьшении влажности атмосферы, охраняли достаточно расчлененные формы горного рельефа от процессов денудации» [1, с. 31]. Выносимый в небольшом количестве обломочный материал, как и в докунгурское время, скапливался у подножий герцинского орогена.

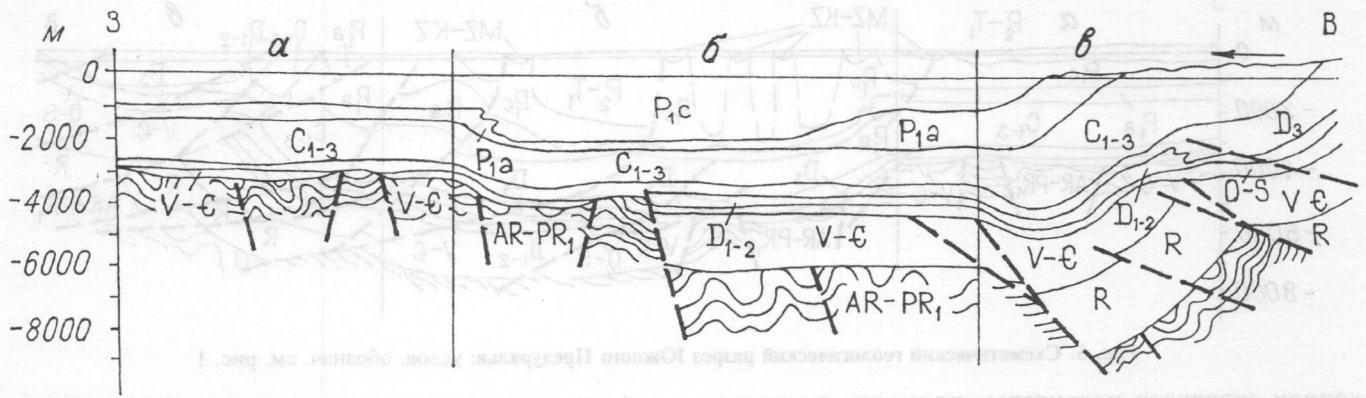


Рис. 3. Схематический палеогеологический разрез Южного Предуралья на конец кунгурского века — начало поздней перми: услов. обознач. см. рис. 1

Сульфатно-галогенная формация кунгура, содержащая в восточной предгорной части Предуральского прогиба грубообломочные молассовые накопления, сменилась формацией красноцветных континентальных моласс позднепермско—раннетриасового возраста. Значительная аридизация климата, начавшаяся в кунгурском веке, постепенно нарастала в дальнейшем.

В уфимском веке на месте прекратившего существование кунгурского бассейна развилась озерно-болотная равнина с семиаридным климатом. Уфимский век открыл длительный этап континентального развития территории, прерывавшийся лишь в раннеказанское время бореальной трансгрессией. Морские воды затопили всю юго-восточную часть Волго-Уральской антеклизы и узкими языками-заливами уходили дальше на восток до восточного борта Предуральского прогиба.

Эпейрогенические движения на рубеже ранне- и позднеказанского времени привели к регрессии моря.

На протяжении дальнейшего отрезка позднепермской эпохи в огромном седиментационном бассейне юго-востока Восточно-Европейской платформы и Предуралья шли цикличные смены режимов (синхронные подвигам Урала) — аллювиального, дельтового, озерного, озерно-болотного. От позднеказанского времени до познетатарского постепенно в разрезе возрастала доля равнинного пролювия, подобная картина наблюдалась в направлении с запада на восток.

Для всей поздней перми характерна относительно вялая активность Урала, проявлявшаяся в цикличности седиментогенеза и стабильной поставке терригенного материала. Постепенное увеличение аридности климата не влекло за собой резких изменений растительного и животного миров, которые протекали в рамках нормальных эволюционных процессов.

Постепенность изменений геодинамических режимов впервые была нарушена в конце вятского времени. За резким, но кратковременным подъемом Урала в районах, прилегающих к нему, последовал выброс селевых потоков в пределы озерно-пролювиальной равнины, где на огромных пространствах в это время установились сухостепные и полупустынные условия. Именно с этим временем (конец вятского) связано быстрое вымирание крупных форм как растительных, так и животных. Несмотря на увеличение аридности климата, жестко аридные пустынные условия на территории европейской части России не возникали.

Пик аридности пришелся на начало триаса. С этим же временем связан пик активности Уральской орогена; возникла высокогорная складчатая система, к западу от которой господствовали полупустынные и пустынные ландшафты. В Предуралье, занимая почти весь Предуральский прогиб, располагалась «байяда» — холмистая равнина, образованная слившимися предгорными конусами выноса. Одновременно с накоплением верхней красноцветной континентальной молассы проис-

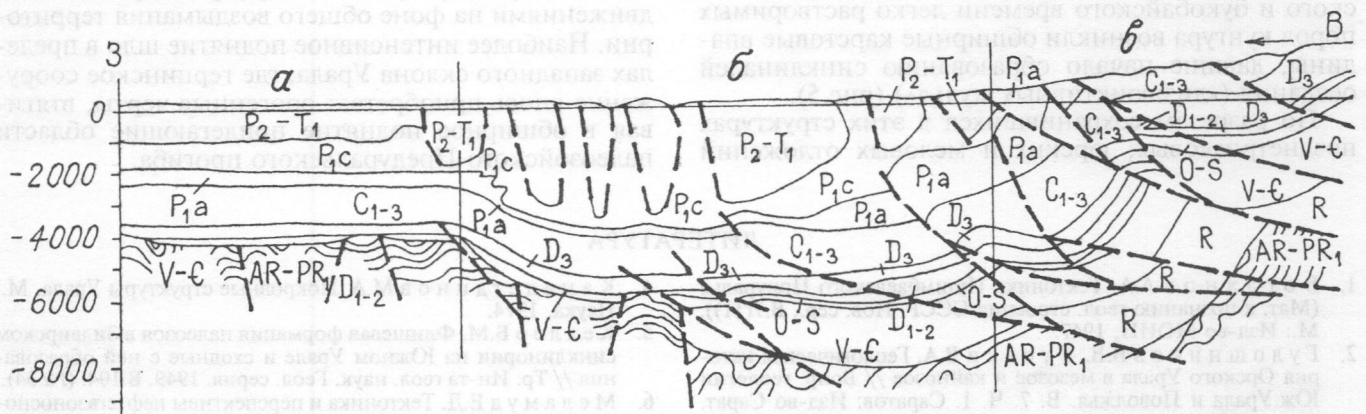


Рис. 4. Схематический палеогеологический разрез Южного Предуралья на конец орогенного этапа (ранний — средний триас): услов. обознач. см. рис. 1

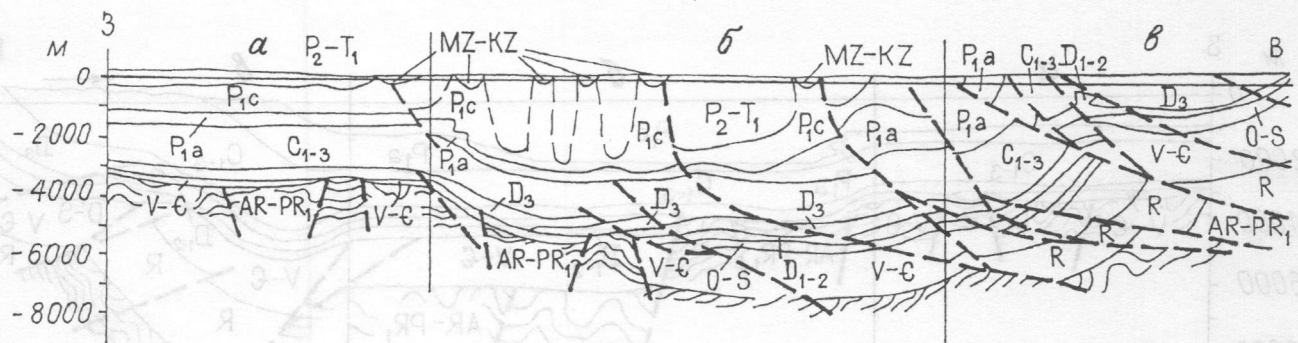


Рис. 5. Схематический геологический разрез Южного Предуралья: услов. обознач. см. рис. 1

ходили складчато-надвиговые процессы в миогеосинклинальной зоне и соляная тектоника на всей площади предгорного краевого прогиба и далее на юг, в Прикаспии (рис. 4).

Всплесками активности Урала знаменуются начало каждого крупного седиментационного цикла в раннем и среднем триасе. На протяжении этого времени наблюдается заметное снижение ее масштабов. Вместе с тем под влиянием близости высокогорной гумидной области Урала, а затем и общего регионального изменения климата наблюдается постепенное снижение аридности. В среднем триасе она проявляется лишь в сезонности климата. Постепенно были заполнены все экологические ниши наземных позвоночных, и аридная вольтциево-плевромейевая флора сменилась более гумидной сцитофилловой.

В среднем триасе закончился длительный этап формирования красноцветных, в различной степени аридных, формационных систем. Завершился и переходный этап от палеозоя к мезозою, четко выраженный с конца вятского времени — до середины букобайского. В суракайское время Уральский ороген прекратил существование, его место занял пенеплен, где в гумидных условиях шло интенсивное корообразование [2]. Во второй половине среднетриасовой эпохи Предуральский прогиб утратил специфические черты развития. Весь продолжительный период формирования соляной тектоники завершился интродуцированием пород надсолевого комплекса. Апикальные части соляных валов либо достигли поверхности, либо остановились вблизи нее.

В результате растворения и выщелачивания приближенных к поверхности на рубеже донгузского и букобайского времени легко растворимых пород кунгура возникли обширные карстовые впадины, давшие начало образованию синклиналей оседания («дизъюнктивных мульд») (рис.5).

По разрезам сохранившихся в этих структурах поздне триасовых, юрских и меловых отложений

можно заключить, что локализованное осадконакопление происходило в условиях слабой расчлененности рельефа и гумидного климата. Прогибание депрессий и накопление в них осадков закончились в конце средней юры. Большая часть Предуралья в позднеюрское время покрывалась водами морского бассейна.

Периодические трансгрессии моря происходили на выровненной поверхности Южного Урала и Приуралья на протяжении всего мезозойско-кайнозойского этапа развития. Здесь следует отметить, что после небольшого перерыва в раннем мелу медленное опускание территории, начавшееся в готеривское время, вновь привело к трансгрессии моря, отступившего в датском веке.

Отложения палеоценового, ранне- и позднеоценового, а также олигоценного возрастов на большей части территории выпадают из разреза.

Начало миоценовой эпохи связано с седиментацией в карстовых синклиналях оседания. Нижняя часть разреза миоцена сложена грубыми по составу аллювиально-пролювиальными образованиями. Озерные и озерно-болотные отложения тяготеют к средней части разреза, к этому времени приурочено и углеобразование.

В среднем плиоцене произошла коренная перестройка речной сети, были выработаны глубокие долины рек пра-Урала и пра-Сакмары, по которым при максимуме Понто-Каспийской трансгрессии заходили ингрессионные бассейны. Акчагыльские мелководно-морские образования выполняют древние переуглубленные долины этих рек и их притоков.

В целом новейший тектонический этап, охватывающий олигоценно-четвертичный отрезок времени, характеризуется дифференцированными движениями на фоне общего воздымания территории. Наиболее интенсивное поднятие шло в пределах западного склона Урала, где герцинское сооружение вновь приобретает орогенные черты, втягивая в обширное поднятие прилегающие области палеозойского Предуральского прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А.А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья (Мат. к познанию геол. строения СССР. Нов. сер., В.7(11)). М.: Изд-во МОИП, 1947.
2. Гудошников В.В., Гуцаки В.А. Геологическая история Орского Урала в мезозое и кайнозое // *Вопр. геологии Юж.Урала и Поволжья*. В. 7. Ч. 1. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1970.
3. Иванов К.С., Иванов С.Н. Время существования океанической коры на Южном Урале // *Докл. АН СССР*. 1984. № 4.
4. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974.
5. Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования // *Тр. Ин-та геол. наук. Геол. серия*. 1949. В.104. (№ 34).
6. Меламуд Е.Д. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Оренбургско-Актюбинского Приуралья. М.: Наука, 1981.
7. Никшин А.М., Фурнэ А.В., Циглер П. Рифейско-вендская геологическая история и геодинамика Восточ-

- но-Европейского кратона // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 4.
8. Огарин И.С., Хатянов Ф.И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью // Докл. АН СССР. 1962. Т. 143. № 3.
 9. Оли А.И., Романов В.А. Тектоническая карта Башкирии (объяснительная записка). Уфа: Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1959.
 10. Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олюстостромы в Сакмарской зоне Южного Урала // Литол. и полезн. ископаемые. 1973. № 6.

11. Симоненко Т.Н., Голстихина М.М. К вопросу о сочленении Урала и Русской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 85.
12. Щекотова И.А. Карбонатные формации Южного Приуралья. Тектоника и нефтегазоносность. М.: Наука, 1990.
13. Эз В.В., Гафт Д.Е., Кузнецов Б.И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинали Южного Урала. М.: Наука, 1965.

Саратовский государственный университет
Рецензент — В.Б. Караулов

УДК 550.83:551.14(571.56)

В.В. СТОГНИЙ, Г.А. СТОГНИЙ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЗОЛОТОПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЙ ПРОВИНЦИИ

В контурах Алдано-Станового щита выделяется одноименная золотоплатинометалльная провинция, состоящая из Алданской и Становой металлогенических областей. Золотоплатиновые объекты Алданской металлогенической области приурочены главным образом к узлам мезозойского магматизма, массивам центрального типа и раннедокембрийским зеленокаменным поясам. Золотоплатиновые объекты Становой металлогенической области контролируются тремя субширотными поясами гранулитов, которым соответствуют Каларо-Джугджурская, Ларбинско-Чогарская и Амазарская золотоплатинометалльные зоны.

В настоящее время на территорию Алдано-Станового щита (АСЩ) имеется несколько принципиально различающихся схем металлогенического районирования на золото [2—4, 14], отражающих концептуальные точки зрения авторов как на тектоническое строение АСЩ, так и на особенности его металлогении. В [11, 15, 16, 19] показана связь золотого и платинового оруденений АСЩ, что позволяет совместно рассматривать их региональные закономерности размещения.

Первая схема золотоносности Алдано-Станового региона разработана Ю.А. Билибиным [3, 4], выделившим Алданскую золотоносную провинцию, включающую Центрально-Алданский, Тыркандинский, Учурский, Верхнеамгинский, Эвотинский и Аимский золоторудные районы, золотоносность которых связывалась с мезозойскими щелочными массивами. В пределах Олекминского Становика им выделена Тимптоно-Олекминская золотоносная провинция с Кабактанским, Верхнетимптонским, Сутамским, Ньюжинским, Ларбинским, Желтулакским, Верхнезейским и Лантарским золотоносными районами. Последующие десятилетия интенсивных геолого-съёмочных и поисковых работ в пределах АСЩ подтвердили принципиальные положения Ю.А. Билибина.

Представления об АСЩ как единой структуре вошли в литературу сравнительно недавно, обычно тектоническое районирование проводилось на основе выделения собственно Алданского щита и Становой (Джугджуро-Становой) складчатой области, часто рассматриваемых в границах одноименных мегаблоков, характер сочленения которых трактуется неоднозначно:

1. Границей является Становой глубинный разлом, выделенный Ю.Б. Казьминым [10].

2. Алданский и Становой мегаблоки разделены Каларо-Джугджурской межмегаблоковой границей с внутренней системой, включающей блоки гранулитов (Зверевский, Верхнетимптонский, Сутамский) и массивы анортозитов [7].

3. За северное ограничение Станового мегаблока принимается Предстановая система субширотных надвигов, трассирующая с юга меловые впадины (рис. 1), а фрагменты Станового шва относятся к внутриблоковым разломам. В данной схеме блоки высокобарических гранулитов (Зверевский, Каларский, Верхнетимптонский, Сутамский) являются составными частями Станового мегаблока [18].

4. Граница между Алданским и Становым мегаблоками А.Н. Зедгенизовым [9] интерпретируется как система южных фрагментов дугообразных Каларо-Становой, Амгино-Становой и Тыркандино-Джугджурской сутур, разделяющих Алданский мегаблок на блоки первого порядка. Данным сутурам Н.В. Попов с соавторами [14] отводят решающую роль в размещении золоторудных объектов АСЩ и отождествляют их с золотоносными зонами.

Предложенная нами модель тектонического строения АСЩ и его эволюции представляется следующим образом. Алданский архейский кратон в раннем протерозое был расколот на сегменты, последующее взаимодействие которых в зоне Тыркандинского разлома привело к формированию Алданского подвигного пояса, сложенного малоуглубленными гранулитами общей мощностью до 7 км. Современная структура Алданского мегаблока определяется блоками I порядка: Чаро-Олекмин-