

Геодинамическая реконструкция Тагильской палеоостроводужной системы по геологическим и геофизическим данным

Г.А.ПЕТРОВ (ОАО «УГСЭ»), И.А.СВЯЖИНА (Институт геофизики УрО РАН), А.В.РЫБАЛКА (Баженовская геофизическая экспедиция)

Реконструкции Тагильского пояса палеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород как палеоостроводужной системы в настоящее время принимаются почти всеми исследователями. Далеко не столь общеприняты оценки размеров Уральского палеозойского палеоокеана и положения в нем палеозон субдукции и времени их существования.

Нами проведены геологические и палеомагнитные исследования различных районов Среднего и Северного Урала, что позволяет сделать некоторые выводы об особенностях положения и развития Тагильской палеоостроводужной системы. Интерпретация сейсмических профилей программы «Европроба» дает информацию о глубинном строении Урала в районе Уральской сверхглубокой скважины и может быть использована для интерпретации положения палеозон субдукции.

Геологическое строение Тагильской палеоостроводужной системы и ее окружения хорошо изучено и неоднократно описано разными авторами [1, 3, 13, 20]. Ее формирование началось в позднем ордовике [3, 7] с образования офиолитовой серии, фрагменты которой обычно включаются в состав выйской и марининской свит,

а также вулканитов и субвулканитов в обрамлении Восточно-Тагильского ультрабазитового массива (рис. 1, 2). Далее в палеозойское время происходило формирование следующих формаций: риолит-базальтовой, O_3-S_1 ; базальт-андезитоацитов, $S_{1l3}-v_2$; андезитобазальтовой, $S_{1v2}-ld_1$; субщелочной андезитобазальтовой, S_{2ld} ; трахибазальт-трахитовой, S_2-D_1 ; терригенно-карбонатной и андезитовой, D_{1-2} . Западнее островодужных образований расположена полоса бластомилонитов, зеленых и глаукофановых сланцев зоны Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР). Эти породные комплексы, их строение и составы неоднократно описаны в литературе [3, 7, 17, 18] и в данной работе подробно не рассматриваются. Коснемся лишь индикаторных геохимических и фациально-формационных особенностей комплексов, позволяющих судить о положении островодужной системы относительно материка, положении и залегании палеозон субдукции. В первую очередь необходимо рассмотреть особенности геологического строения зоны ГУГР, которая изучалась нами на Северном Урале [7]. Там выделены образования палеоконтинентального склона Восточно-Европейского континента, представленные

чередованием сланцев по алевритам, кварцевым и аркозовым песчанникам и базальтам. Геохимические особенности метавулканитов позволяют сопоставить их с образованиями переходных зон от континента к океану (рифтогенных пассивных континентальных окраин). При этом наблюдается определенная геохимическая зональность, выраженная в постепенном увеличении содержания хрома, никеля, магния при снижении титана, щелочей, фосфора по направлению на восток, к предполагаемому палеоокеану [7]. В том же направлении происходит постепенная смена размеров обломков в осадочных породах от крупнозернистых песчанников и гравелитов к алевросланцам. Эта зональность отражает утонение земной коры и переход от шельфовых фаций к батинальным, сформировавшимся на континентальном склоне и у его подножия.

Восточнее, отделяясь от образований палеоконтинентального сектора меланжевым комплексом, расположены вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы собственно Тагильской палеоостровной дуги. В меланжевом комплексе присутствуют блоки и пластины альпинотипных ультрабазитов, углеродисто-кремнистых, углеродисто-серицит-кварцевых, углеродисто-хлоритовых сланцев, габброидов. В составе углеродистых сланцев наблюдается определенная зональность: в западных разрезах преобладают блоки существенно кварцевых и серицит-кварцевых сланцев, в восточных — серицит-хлоритовых и хлоритовых пород, иногда с остроугольными кристаллокластами пироксена и плагиоклаза. Возраст этих пород определен по находкам микрофауны от среднего ордовика до раннего девона, присутствуют также блоки позднедевонской (франской) олистостромы [4, 7]. Для разрезов характерны тонкоритмичная слоистость, алевритовая или пелитовая размерность зерен; содержания углерода 1—3%, присутствие рассеянной вкрапленности сульфидов и обогащенность халькофильными элементами. Типичные океанические осадки (кремнистые илы, далагические известняки) в составе субстрата бластомилонитовых сланцев не реконструируются, не известны также метабазальты MORB типа. Эти особенности, а также присутствие признаков двух удаленных источников сноса (континентального на западе и вулканического на востоке) свидетельствуют об образовании осадков в пределах неширокого (500—1000 км) анаэробного бассейна — мезобассейна, по Ю.М. Пущаровскому [10].

Моментом зарождения островной дуги можно считать начало формирования магматических комплексов,

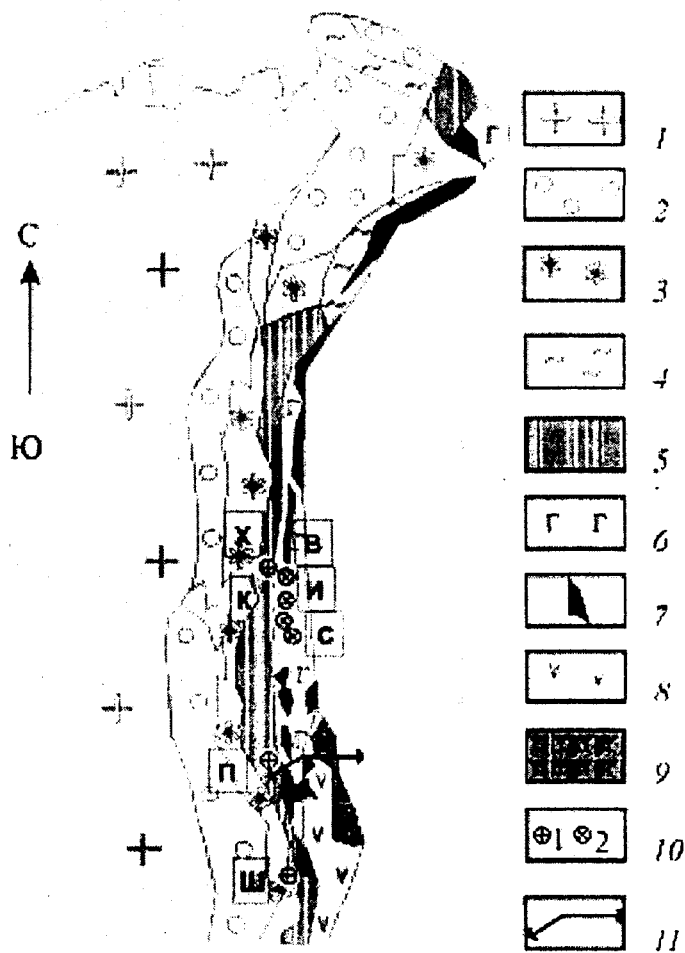


Рис. 1. Геологическая схема Среднего и Северного Урала, составлена по материалам А.В.Пейве, С.Н.Иванова и др.:

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — молассовые толщи Предуральского краевого прогиба (Р—Т); 3 — комплексы шельфа палеозойской пассивной континентальной окраины; 4 — батинальные комплексы палеозойской континентальной окраины; 5 — рифейско-венские существенно осадочные комплексы; 6 — раннепалеозойская Тагильская палеоостроводужная система; 7 — габбро-гипербазитовые массивы; 8 — комплексы девонских островодужных систем; 9 — метаморфические комплексы; 10 — точки расположения разрезов палеоконтинентального сектора (1): П — Промысла, Х — Халхар-не-Тумп, Ш — Шемаха, разрезы палеоостроводужного сектора (2): В — Вижай, И — Ивдель (р.Ивдель и хр. Шемур), К — Кальвинская сопка и р.Сосьва, С — Североуральск; 11 — линия сейсмопрофиля ESRU93—98

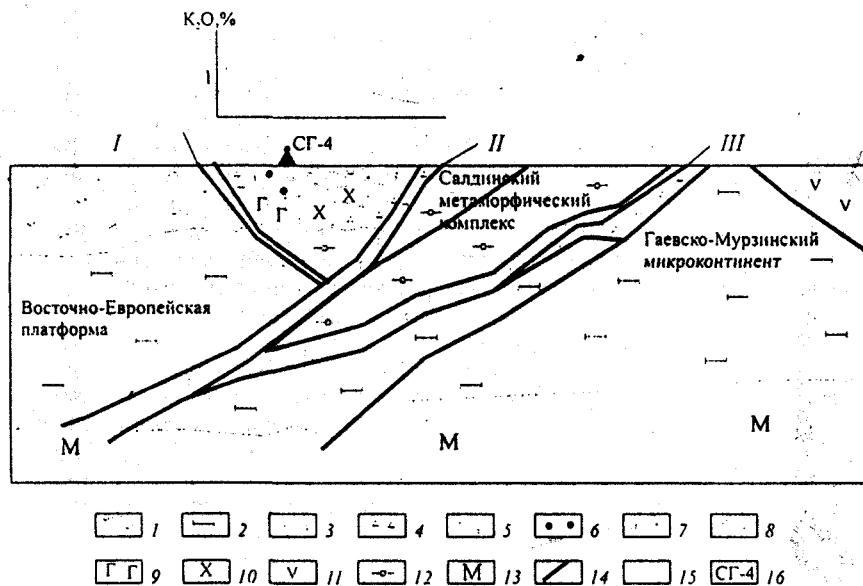


Рис. 2. Схема глубинного строения Среднего Урала в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4:

1 — рифейский и венские осадки; 2 — архейский и раннепротерозойские образования; 3 — бластомилониты и меланжевые комплексы шовных зон; 4 — офиолиты; 5 — риолит-базальтовые кабанская и красноуральская свиты, O_3-S_1 ; 6 — флишодная толща павдинской свиты, S_1 ; 7 — андезитобазальтовая именованная свита, S_{1-2} ; 8 — трахит-базальтовая туринская свита, S_2-D_1 ; 9 — перидотит-габбровый комплекс, S_1 ; 10 — габбро-диоритовые и габбро-сиенитовые комплексы, S_2-D_1 ; 11 — осадочные и вулканические толщи, D_1-C_1 ; 12 — палеозойские надсубдукционные интрузивные и метаморфические комплексы; 13 — верхняя мантия; 14 — крупные разломы; 15 — геологические границы и малоамплитудные разломы; 16 — Уральская сверхглубокая скважина СГ-4; 1 — Главный Уральский разлом; 11 — Серовско-Маукский разлом; 111 — Медведево-Арамилская шовная зона

отнесенных к типу «офиолитов над зоной субдукции» [9]. Разрез Тагильской палеостроводужной системы начинается с формирования в позднем ордовике офиолитовых ассоциаций, включающих зеленокаменные и зеленосланцевые metabазальты выйской (на Северном Урале польинской) свиты, комплекс параллельных диабазовых даек со скринами и остаточными массивами габбро; а также гипербазиты Салатимского комплекса в западной части структуры и подобных им образований в пластинах вдоль Серовско-Маукского разлома на востоке. Выше по разрезу залегают вулканы риолит-базальтовой формации (хабанская, шемурская, красноуральская свиты). Офиолиты зоны ГУГР изучались нами на Северном Урале [7, 15] и представлены там двумя синхронными офиолитовыми сериями: западной высоко- и восточной низкотитанистой. Возраст этих серий доказываются находками позднеордовикских конодонтов в яшмитах среди вулканических разрезов. Геохимические параметры пород высокотитанистой серии промежуточные между таковыми океанических и островодужных базальтов, ее эволюция протекала по ферробазальтовому тренду. Низкотитанистая серия весьма сходна с островодужными толеитовыми сериями [2], составы ее пород эволюционировали с накоплением алюминия («анортитовая тенденция»). Сходные по химическому составу и содержаниям хрома породы обеих серий имеют резко различные содержания иттрия и циркония — высокотитанистые базиты обогащены некогерентными элементами, низкотитанистые — обеднены [7], что свидетельствует о различных типах исходных магм.

Силурийские вулканические серии развивались преимущественно на основании, состоящем из низкотитанистых офиолитов, и унаследуют островодужные тренды дифференциации. Эволюция Тагильской островодужной системы развивалась по обычному для энзиматических островных дуг сценарию [2] и может быть разделена на две стадии — юной и развитой островных дуг, различающиеся типами магматической дифференциации, фациальными условиями формирования пород. К первой стадии отнесены офиолитовая, риолит-базальтовая и базальт-андезитоацитовая формации O_3-S_1 , характеризующиеся нормальной щелочностью и дифференциацией от базальтовых до плагиориолитовых и дацитовых составов. При этом формы вулканических сооружений эволюционировали от пологих щитовых подводных вулканов с трещинным типом излияний до вулканических островов с explosивно-лавовыми извержениями из стратовулканов центрального типа, разделявшихся бассейнами с вулканогенно-осадочной седиментацией.

Комплексы развитой островной дуги имеют иную направленность дифференциации — возникают субщелочные и щелочные магматические серии. К этой стадии отнесены андезитобазальтовая, субщелочная андезитобазальтовая и трахибазальт-трахитовая формации S_2-D_1 . В это время существовала цепь вулканических островов и бассейнов, типы извержений и условия осадконакопления были весьма разнообразными.

Раннедевонское (эмское) время характеризуется серьезной перестройкой геологических структур. Происходили поднятие значительной части окраины Восточно-Европейского палеоматерика, перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся образованием кор выветривания, и затем возобновление отложения осадков (таканиская свита). В Тагильской мегазоне происходили постепенное затухание вулканизма, отложение известняков. Так же как и на окраине Восточно-Европейского континента, в конце эмского яруса происходили поднятие образований Тагильской мегазоны над уровнем моря, перерыв в осадконакоплении и

образование кор выветривания, карста и бокситов. Затем в самом конце эмского и начале эйфельского времени вновь наступило погружение и образование известняков тальтийского горизонта. Следует отметить, что тектоническое событие, сопровождаемое поднятием и континентальным перерывом, проявилось в обеих крупных уральских структурах. Ранним девоном датируется возраст высокobarического метаморфизма, проявленного в зоне ГУГР по всему Уралу [3, 6, 18] с постепенным омоложением к северу [26], а также возраст равновесия изотопной системы в крупнейших офиолитовых массивах Урала — Кемпирсайском и Войкарском [22, 27]. Р.Г.Язева [19] привела доказательства коллизии, проявившейся в прагине-эмсе в Восточно-Тагильской СФЗ перед формированием вулканических структур девонской краснотурьинской серии (последние залегают с несогласием на деформированных силурийских образованиях).

Палеомагнитные исследования проведены в пределах шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента и Тагильской мегазоны, где были опробованы отложения 20 разрезов раннего и среднего палеозоя. В качестве опорных палеомагнитных разрезов на континентальной окраине приняты обнажения песчаников O_1 горы Хапхар-Не-Тумп, Северный Урал, доломитов O_3 из карьеров в пос. Промысла, глинистых известняков и песчаников S_1 по р.Уфа, ниже устья р.Шемаха, Средний Урал. В Тагильской зоне на Северном Урале — разрезы комплекса параллельных диабазовых даек по р.Ивдель, Вижай, риолит-базальтовой формации O_3-S_1 на хр.Шемур, а также слоистые известняки S_2 колонгинской свиты, г.Североуральск, и вулканы туринской свиты S_2-D_1 на Кальинской сопке. Лабораторные исследования предусматривали ступенчатое терморазмагничивание образцов с шагом 20, 50 и 100°C в определенных температурных интервалах, а в ряде случаев комбинированную чистку с применением переменного магнитного поля. Для диагностики носителей естественной остаточной намагниченности J_n использованы методы магнитной минералогии: термомагнитный анализ остаточной намагниченности насыщения J_{ns} и метод параметров насыщения J_{rs} и H_{crs} (H_{crs} — остаточная коэрцитивная сила) [8]. В терморазмагничивающей установке применялся четырехслойный магнитный экран, остаточное поле 10 нТл в центре экрана исключало возможность подмагничивающего эффекта в ходе эксперимента. Измерения выполнены на рок-генераторах JR-4 и ИОН-1, последний проэталонирован рабочими мерами остаточной намагниченности, изготовленными во ВНИГРИ. Лабораторные исследования образцов разреза Промысла проведены в палеомагнитной лаборатории Института общей и прикладной геофизики Людвиг-Максимилиан Университета, г. Мюнхен. Анализ палеомагнитных данных выполнен по программе Р.Энкина [23], статистическая обработка сделана по Р.Фишеру [24] и ее результаты приведены в табл. 1.

Разрезы шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента сложены осадочными породами — песчаниками, известняками и доломитами, которые в целом характеризуются слабыми магнитными свойствами. Часть кварцевых песчаников на горе Хапхар-Не-Тумп, обладает повышенными магнитными свойствами, вследствие чего J_n пород варьирует в широких пределах — от 0,1 до 1570 мА/м. Остаточная намагниченность многокомпонентна и включает современную и две древние составляющие — ранне- и позднепалеозойскую, соответственно восточного и юго-западного направлений. Как показали магнитоминералогические исследования, магнетизм пород связан с магнетитом и/или маггемитом, а слабомагнитных в основном с гематитом. Наблюдаемое

1. Результаты палеомагнитных исследований

Эпоха	Объект	N/n	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат			
			D, град.	I, град.	κ	α ₉₅ , град.	D, град.	I, град.	κ	α ₉₅ , град.
Шельф Восточно-Европейского палеоконтинента										
O ₁	Гора Хапхар-не-Тумп, хапхарская свита	26/15 26/ 9	88 244	22 -37	8,7 11,8	13,8 15,7	91 224	-14 -37	11,4 11,8	12,3 15,7
O ₃	Пос. Промысла, промысловская серия	50/25	353	80	4,5	15,4	296	-18	20,1	6,6
S ₁	Дер. Шемаха	28/17 28/12	323 132	4 4	23,7 22,0	7,5 9,4	324 131	-3 6	20,3 20,0	8,1 9,9
Тагильская палеоостроводужная система										
O ₃	Хр. Шемур, нижнешемурская подсвита	14/13 14/ 6	323 307	0 -11	5,2 12,6	19,3 19,6	325 306	7 5	6,0 12,6	18,5 19,6
O ₃	Р.Ивдель, дайки ранней генерации	24/15 24/ 5	311 230	-11 -30	6,7 9,7	16,0 20,8	310 230	-4 -30	7,1 9,7	15,4 20,8
O ₃ -S ₁	Р.Ивдель, дайки поздней генерации	27/ 8 27/23	30 63	74 74	70,2 21,8	7,8 6,6	62 80	58 62	71,0 17,8	7,7 7,4
S ₁	Хр. Шемур, верхнешемурская подсвита	51/15 51/48 25/21	340 74 237	9 51 -32	9,0 30,2 11,6	13,0 3,7 9,8	344 80 237	14 41 -32	9,2 24,3 11,6	13,3 4,2 9,8
O ₃	Р.Вижай, дайки ранней генерации	20/ 8 9/ 9	52 235	60 -28	19,5 20,0	12,8 11,8	65 235	55 -28	17,2 20,0	13,8 11,8
O ₃ -S ₁	Р.Вижай, дайки поздней генерации	20/11 20/11	66 235	64 -28	33,8 20,0	8,0 11,8	76 235	58 -28	37,8 20,0	7,5 11,8
O ₃	Р.Вижай, риолиты	20/13	50	63	22,8	8,9	60	60	19,2	9,7
S ₂	Г.Североуральск, колонгинская свита	96/51 96/66	288 135	-35 62	26,9 19,4	3,9 4,0	282 107	-12 39	25,7 17,8	4,0 4,2
S ₂ -D ₁	Кальинская сопка, туринская свита	24/16	121	69	6,8	15,2	118	44	6,8	15,2

Примечание: D, I — палеомагнитное склонение, наклонение; k, α_{95} — статистические параметры Фишера; N — число изученных образцов; n — число образцов, участвующих в статистике.

расхождение палеомагнитного склонения с известным для ордовика Урала северо-западным — юго-восточным направлением [14] скорее всего объясняется локальной тектоникой.

Разрез *Промысла* опробован в карьерах на окраине одноименного поселка и представлен доломитами [16]. Чистые доломиты диамагнитны, но с глинистой примесью, имеют J_n от 0,04 до 2,77 мА/м. Несмотря на очень слабые магнитные свойства в 50% образцов после нагрева до 450°C выявлено общее направление намагниченности северо-западного склонения. Кучность векторов к выделенной компоненты после учета залегания пород возрастает с 4,5 до 20,1, что указывает на ее образование до деформации и, судя по направлению, вполне вероятно, в ордовике. По данным магнитоминералогических исследований, в доломитах присутствуют в ничтожном количестве пирротин, гематит, гидроксид железа. Из других рудных визуально отмечен пирит.

Разрез *Шемаха*. Естественная остаточная намагниченность известняков и песчаников разреза изменяется от 0,18 до 7,22 мА/м и в единичных образцах достигает 36—168 мА/м. Породы подмагничены современным геомагнитным полем, связанная с ним намагниченность разрушается в ходе нагрева до 300°C. Оставшаяся часть J_n — векторная сумма двух компонент, и разделение ее на составляющие выполнено с помощью методов конечных точек (600°C) и вычитания (300—600°C). Разностный вектор, имеющий юго-восточное направление, обуслов-

лен магнетитом, второй, северо-западный — гематитом. Компоненты имеют противоположные склонения и наклонения, т.е. формировались почти одновременно, но в полях разного знака.

Разрезы Тагильской мегазоны сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Естественная остаточная намагниченность пород раннеостроводужной ассоциации O₃ в пределах *Шемурской* и *Саумской вулканотектонических структур* (разрезы хр. Шемур, р. Ивдель, р. Вижай) содержит несколько компонент, связанных с разными генерациями магнетита и гематита. Выделенные направления намагниченности существенно отличаются друг от друга. Как было показано [15], появление каждого из них связано с определенными геологическими событиями. Рудные минералы первой генерации сохранили память о геомагнитном поле эпох O₃ и S₁ — времени формирования офиолитов и пстофиолитовых вулканитов. Первый этап метаморфизма, проявившийся предположительно в D₁, привел к появлению наложенных магнетита и гематита, и как следствие, другого палеомагнитного направления. Ко второму позднепалеозойскому этапу метаморфизма следует отнести образование третьей компоненты намагниченности, типичной для перемагниченных в эту эпоху пород. В офиолитах Саумской структуры присутствуют только вторая и третья составляющие, первичная намагниченность в них не сохранилась, что, вероятно, объясняется более сильным проявлением

2. Палеомагнитные широты разрезов Северного и Среднего Урала в палеозое

Эпоха	Палеошельф Восточно-Европейского континента					Тагильская палеостроводужная система				
	Разрез	D, град.	I, град.	N/R	φ_m , град.	Разрез	D, град.	I, град.	N/R	φ_m , град.
O ₁	Хапхар-не-Тумп	91	-14	?	7±6					
O ₃	Промысла	296	-18	?	9±7	Шемур Ивдель	325 306 310	7 5 -4	N N N	4±9 ю.ш. 2±10 ю.ш. 2±8 с.ш.
S ₁	Шемаха	321 131	-3 6	N R	2±4 с.ш. 3±5 ю.ш.	Шемур	344	14	N	7±7 с.ш.
S ₂						Североуральск	282	-12	?	6±2
S ₂ -D ₁						Кальинская сопка	118	44		
D ₁						Шемур Ивдель Вижай Североуральск	83 69 68 107	46 58 59 39	N N N N	
C ₃ -P ₁	Хапхар-не-Тумп	224	-37	R	21±11 с.ш.	Шемур Ивдель Вижай	237 230 235	-32 -30 -28	R R R	17±6 с.ш. 16±16 с.ш. 15±7 с.ш.

Примечание: D, I – палеомагнитные склонение, наклонение; N(R) – прямая (обратная) полярность геомагнитного поля; φ_m – палеомагнитная широта.

метаморфизма из-за близости Чистопского габброидного массива.

Слоистые известняки S₂, обнаженные в бортах канала в г. Североуральск, магнитны, а в ряде точек аномально магнитны: J_n составляет 63–36 230 мА/м. Магнитные свойства отложений связаны с терригенной примесью, содержащей рудные минералы. Сильный магнетизм пород обусловлен главным образом присутствием магнетита и в меньшей степени гематита, поскольку после нагрева до 600°C остается менее 5% J_n. Естественная остаточная намагниченность изученных образцов состоит из современной и двух древних компонент. При нагреве до 300°C разрушалась намагниченность, образовавшаяся в современном поле. При 300–600°C выявлена древняя составляющая с близким к западному склонением, а выше 600°C – компонента восточного направления. Первое направление, имеющее обратную полярность, связано с магнетитом, второе, прямой полярности, обусловлено гематитом. Формирование остаточной намагниченности соответствовало времени накопления отложений свиты в поле разной полярности.

Вулканыты туринской свиты S₂–D₁ разреза Калья характеризуются естественной остаточной намагниченностью интенсивностью 551–5215 мА/м, практически однокомпонентной. Намагниченность отличается высокой стабильностью и имеет направление, которое в описанных выше разрезах рассматривается как соответствующее эпохе раннедевонского метаморфизма, близкого по времени к формированию вулканитов туринской свиты.

Таким образом, палеомагнитные данные свидетельствуют об эпохах формирования пород и последующих проявлениях средне- и позднепалеозойского метаморфизма. Из сопоставления палеомагнитных широт, полученных по разрезам шельфа Восточно-Европейского континента и Тагильской мегазоны (табл. 2), следует, что взаимное положение этих структур на Северном и Среднем Урале почти не изменилось с момента заложения островодужной системы до настоящего времени. Этот вывод имеет важное значение. Согласно палеомагнитным данным, на тех же широтах в ордовике были расположены восточноуральские террейны Южного Урала, в после-

дствии испытывавшие смещение на юг (в современных координатах) вдоль Восточно-Европейского палеоконтинента (рис. 3). Новые материалы, полученные по Северному Уралу, позволяют уточнить путь террейнов, который пролегал восточнее Тагильской палеодуги. Заслуживает внимания то обстоятельство, что компонента намагниченности, выявленная в породах Северного Урала и отнесенная к эпохе среднепалеозойского метаморфизма, присутствует в каледонидах Южного Урала.

Выходы на поверхность палеозон субдукции фиксируются осадочными и магматическими комплексами глубоководных желобов, аккреционных призм, состоящих из сгруженных фрагментов океанского дна и блоков внешней части островной дуги (преимущественно тефротурбидитов), а также поясами высокобарического метаморфизма [5]. Этим требованиям в максимальной степени отвечают зоны Главного Уральского и Серовско-Маукского разломов, где присутствуют признаки аккреции и офиолитовые пояса (см. рис. 1, 2). Зона Главного Уральского разлома маркируется также поясом высокобарического метаморфизма, возраст которого однако не соответствует времени активного вулканизма в пределах Тагильской островной дуги, а скорее отвечает тектоническому событию, последующему за островодужным вулканизмом. Исследование зоны глаукофан-сланцевого метаморфизма на Северном Урале [7] показало, что высокобарические парагенезисы развивались в тектонически совмещенных блоках породах континентального склона и островодужных образований.

Если исходить из современного понимания строения островодужных систем [5], одно из крыльев Тагильской мегазоны должно включать комплексы аккрецированного задугового бассейна, другое – фронтальной части островной дуги и преддугового бассейна. О направлении падения палеозоны субдукции позволяет судить вектор нарастания калиевого в породах равной кремнекислотности [2, 5]. Эта эмпирически установленная закономерность связана с постепенным заглублением очагов магмогенерации над погружающейся сейсмофокальной зоной, вследствие чего с увеличением давления уменьшается степень плавления субстрата и

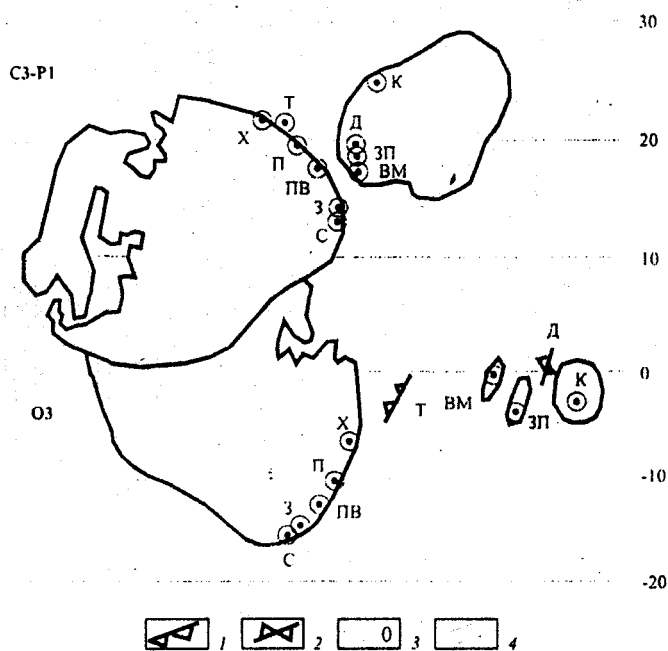


Рис. 3. Палеомагнитные реконструкции Уральского региона для ранне- и позднепалеозойского времени:

1 — островная дуга; 2 — спрединговая зона; 3 — древняя широта; 4 — современная географическая сетка; разрезы окранны Восточно-Европейского палеоконтинента: X — Хапхар-не-Тумп, П — Промысла, ПВ — Присакмаро-Вознесенский синклиний, З — Зиланский синклиний, С — Сакмарская зона, Т — Тагильская островная дуга; восточноуральские террейны: ВМ — Восточно-Мугоджарский, ЗП — Зауральское поднятие, К — Кокчетавский, Д — Денисовская спрединговая зона

возрастает щелочность формирующихся расплавов. При сопоставлении составов базальтоидов Тагильской мегазоны в районе СГ-4 (см. рис. 2) видно, что минимальные содержания калия в окраинных частях палеоструктуры, максимальные — в ее центре. Различные содержания калия в магматитах окраинной и центральной частях палеостроводужной системы зафиксированы и в разновозрастных интрузивных комплексах. Так, возраст высококальциевых сиенитов Кушвинского массива (426 ± 4 млн. лет), расположенного в центральной части структуры и определенный методом Кобера по цирконам [25], соответствует возрасту габбро-норитов Платиноносного пояса, определенному Sm-Nd изохронным методом (Чистопский массив, 419 ± 19 млн. лет [11]) и методом Кобера по циркону (Кумбинский массив, 428 ± 7 млн. лет [21]). Симметричное снижение содержания калия к западу и востоку от центральной части палеостроводужной системы в данном случае может означать только присутствие максимально мощной коры в центре и не позволяет судить о положении зоны субдукции. Признаки аккреции и офиолитовые серии также присутствуют по обоим бортам структуры. Для фронтальных частей островных дуг характерно наличие вулканитов бонинитовых серий. Силурийские высокомагнезиальные андезитобазальты и бониниты с содержанием MgO более 10% присутствуют в центральной и восточной частях Тагильской мегазоны и не характерны для западной [13]. Таким образом, геологические и геохимические данные при всей их неоднозначности свидетельствуют скорее о присутствии реликтов фронтальной части силурийской островодужной системы в восточной части Тагильской мегазоны; фрагменты тыловой части дуги и задугового бассейна должны в таком случае располагаться западнее. Такая зональность в Среднеуральской части Тагильской

структуры легко реставрируется для силурийского времени: комплексы фронтальной части дуги расположены в восточной части Тагильской мегазоны и входят в состав павдинской и именновской свит; центральная часть дуги, представляющая собой эродированную цепочку островных вулканов с признаками жерловых фаций и наземных извержений, расположена в центральной части структуры (павдинская и именновская свиты Липовской полосы, реликты вулканических построек в районе г. Кушва и т.д.); тыловая часть дуги и задуговый бассейн располагались в таком случае в пределах Кабанской (Западно-Тагильской) зоны, в состав его комплексов входят Кабанский флиш (павдинская свита) и вулканогенно-осадочный разрез именновской свиты. Фрагменты черносланцевых отложений задугового бассейна сохранились в виде блоков мегамеланжа зоны ГУГР [7]. Реликты палеозоны субдукции, продуцировавшей Тагильскую островодужную систему, должны в таком случае располагаться восточнее вулканитов Тагильской мегазоны и иметь западное падение.

Интерпретация сейсмических разрезов программы «Европроба» на Среднем Урале (ESRU-93-98) дает новую информацию о глубинном строении земной коры Тагильской палеостроводужной системы (см. рис. 2). Самый важный результат исследований — открытие мощной пологозалегающей системы отражателей с западным падением, проходящих через всю кору и уходящих в мантию под окраинной Восточно-Европейского палеоконтинента. Эта система разветвляется в верхней части коры и имеет несколько выходов на поверхность — в районе Медведево-Арамилской суточной зоны, Серовско-Мауского разлома и Салдинского метаморфического комплекса. Отражатели, маркирующие зону Главного Уральского разлома и имеющие восточное падение, не прослеживаются глубже 25–30 км и не пересекают зону отражателей с западным падением. Таким образом, в нижней части земной коры под комплексами Тагильской палеостроводужной системы присутствует только система отражателей с западным падением, проникающая в мантию.

Кратко резюмируя изложенные выше данные, можно сделать следующие выводы.

Между континентальной окраиной и зарождавшейся в позднем ордовике Тагильской островодужной системой существовал небольшой (возможно, шириной 500–1000 км) морской бассейн, который был впоследствии уничтожен тектоническими процессами. Размер палеобассейна определяется на основании отсутствия реликтовых блоков глубоководных океанических осадков и типичных океанических базальтов. Вместо этого присутствуют углеродистые сланцы с признаками двух источников сноса — пассивной континентальной окраины и области активного вулканизма. Палеомагнитные данные также не дают оснований для предположений о значительных размерах палеобассейна, существовавшего в зоне ГУГР.

В офиолитах присутствуют признаки двух тектоно-метаморфических событий: позднепалеозойской и предшествовавшей ей предполагаемой раннедевонской коллизии. Надсубдукционные офиолитовые комплексы основания Тагильской островодужной системы, как следует из палеоширот, формировались в относительной близости от Восточно-Европейского палеоконтинента. В раннем девоне островодужные комплексы, вероятно, были аккрецированы с континентальной окраиной и дальнейшую историю проходили как ее часть.

Анализ геохимии магматитов и фаций вулканогенно-осадочных пород, а также палеомагнитные данные свидетельствуют о вероятном расположении палеозоны субдукции восточнее Тагильской дуги и ее погружении на

запад (в современных координатах). Рассматривая возможность существования палеозоны субдукции с восточным падением между островодужной системой и пассивной континентальной окраиной (в зоне ГУГР), необходимо решить проблему расположения в этом пространстве зоны спрединга и мантийного диалюра, приводящего в движение конвективную ячейку. Учитывая скромные размеры палеобассейна (500—1000 км), сделать это довольно сложно. Можно предположить протекание в зоне Главного Уральского разлома процесса аккреции островодужной системы и континентальной окраины, завершившегося в раннем девоне замыканием задугового бассейна и высокобарическим метаморфизмом в зоне ГУГР.

Вывод о прекращении существования раннепалеозойской зоны субдукции в раннем девоне заставляет предполагать возможность перескока ее на восток в современных координатах и заложения в это время новых зон субдукции, продуцировавших возрастные аналоги пород Магнитогорской островной дуги на Среднем Урале. Положение и залегание реликтов этих палеозон субдукции пока не вполне ясно. Возможно, следы одной из них можно обнаружить в Медведево-Арамилской сутурной зоне (с западным падением в современных координатах). Восточнее в девонское время, по-видимому, существовали другие зоны субдукции, продуцировавшие Алапаевско-Куликовский и другие островодужные вулканические пояса Восточного Урала и Зауралья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агеева С.Т. Палеоструктурные реконструкции Тагильской островодужной системы // Уральская Сверхглубокая скважина (интервал 0—4008 м). Геология, геофизика, технология. Ярославль, 1992. С. 175—183.
2. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988.
3. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6—0,2 млрд. лет) и строения Урала. — Автореф. дисс. ... доктора геол.-минер. наук. — Екатеринбург, 1998.
4. Карстен Л.А., Пучков В.Н. Новые данные о возрасте польинского и лагортинского комплексов на Приполярном Урале // Ежегодник-1986. Свердловск, 1987. С. 3—4.
5. Кеннет Дж.П. Морская геология. Т. 1. — М.: Мир, 1987.
6. Ленных В.И., Вализер П.М., Пучков В.Н. Глаукофановые сланцы и амфиболиты в северо-западном контакте Войкаро-Сынинского гипербазитового массива (Полярный Урал) // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979. С. 3—31.
7. Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. №1. С. 25—37.
8. Петрова Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнитные исследования. 1977. № 19. С. 40—49.
9. Пирс Дж.А., Линпарт С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М., 1987. С. 134—165.
10. Пуцаровский Ю.М., Хераскова Т.Н. Типы и формации океанических и палеоокеанических бассейнов // Ранне-геосинклинальные формации и структуры. М., 1987. С. 4—34.
11. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях: Тез. докл. междунар. симпозиума. М., 1997. С. 300—301.
12. Румянцева Н.А., Юшкова Г.А., Шмелева К.Л. и др. Силурийская бонинитовая серия на Урале // Докл. АН СССР. 1989. Т. 314. № 6. С. 947—951.
13. Секалович В.И., Дмитриевская Ю.Е. Тектоника Тагильского прогиба и сопредельных территорий Урала по данным сверхглубокого бурения // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1992. № 5. С. 133—144.
14. Свяхина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17—22.
15. Свяхина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С. Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 36—44.
16. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. — М.: Недра, 1973.
17. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000). — М.: Наука, 1977.
18. Шалагинов В.В. Глаукофаносодержащие сланцы восточного склона Северного Урала // Геология метаморфических комплексов Урала: Тр. СГИ. 1975. Вып. 116. С. 15—22.
19. Язеев Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56—63.
20. Язеев Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32—44.
21. Bosch D., Krasnobayev A.A., Efimov A.A. et al. Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt // EUG 9. Abstracts Supplement N1. Terra Nova. 1997. Vol. 9. P. 122.
22. Edwards R.L., Wasserburg G.J. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // Earth Planet. Sci. Lett. 72. 1985. P. 389—404.
23. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994.
24. Fisher R.A. Dispersion on a sphere // Proc. Roy. Soc. Lond. 1953. A217. P. 295—305.
25. Friberg M., Petrov G.A., Beckholmen M. et al. The evolution of the Tagil Volcanic-Arc Complex in the Middle Urals and Related Ore Deposits // EUG-10 Abstracts. 1999. Vol. 4. № 1. Cambridge Publications. P. 501—502.
26. Glodny J., Austrheim H., Montero P., Rusin A. The Marun-Keu Metamorphic complex, Polar Urals, Russia: Protolith Ages, Eclogite Facies Fluid-Rock Interaction, and Exhumation History // EUG-10 Abstracts. 1999. Vol. 4. № 1. Cambridge Publications. P. 80.
27. Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A. et al. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // Earth and Planetary Science Letters. 135. 1995. P. 101—114.