

НОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА



Д. г.-м. н.
А. М. Пыстин
pystin@geo.komisc.ru



К. г.-м. н.
В. Г. Оловянишников
olovyanichnikov@geo.komisc.ru



Д. г.-м. н.
Д. Н. Ремизов
kirul@rol.ru



К. г.-м. н.
А. А. Соболева
soboleva@geo.komisc.ru

Прошедшие пять лет ознаменовались появлением серии новых моделей тектонического строения и геодинамического развития отдельных районов Тимано-Североуральского региона и всей территории в целом. В их разработке принимали участие сотрудники из разных лабораторий института. В совокупности результаты работ в этом направлении позволили получить более или менее полную картину истории геологического развития изученного нами региона начиная с раннего протерозоя.

Было установлено, что уже в раннем протерозое тектонические режимы в пределах рассматриваемой территории были сильно дифференцированы. Факт проявления метаморфизма эклогитовой фации в дорифейское время позволил предложить сценарий развития геологических событий в раннем докембрии с платформенных позиций (Пыстин, Пыстина, 2001; Pystin, Pystina, 2003). В истории формирования раннепротерозойских структурно-вещественных комплексов Западной тектонической зоны Урала (и, вероятно, прилегающего с запада кристаллического фундамента Тимано-Печорской плиты) установлено два цикла геодинамического развития (рис. 1). Первому редуцированному циклу соответствует метаморфизм гранулитовой фации. Он связывается с последовательным проявлением континентального рифтогенеза и коллизии на рубеже около 2.6 млрд

лет назад. Второму полному циклу геодинамического развития отвечает метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации и сопутствующие ему явления. Он включает этапы континентального рифтогенеза (около 2.3 млрд лет назад), океанического спрединга (около 2.1 млрд лет), субдукции (около 1.9 млрд лет), коллизии (1.9—1.7 млрд лет) и платформенного развития (после 1.7 млрд лет назад).

Фрагменты раннепротерозойских сутур северо-западной ("тиманской") ориентировки выявлены на границе Приполярного и Полярного Урала и на крайнем севере Полярного Урала.

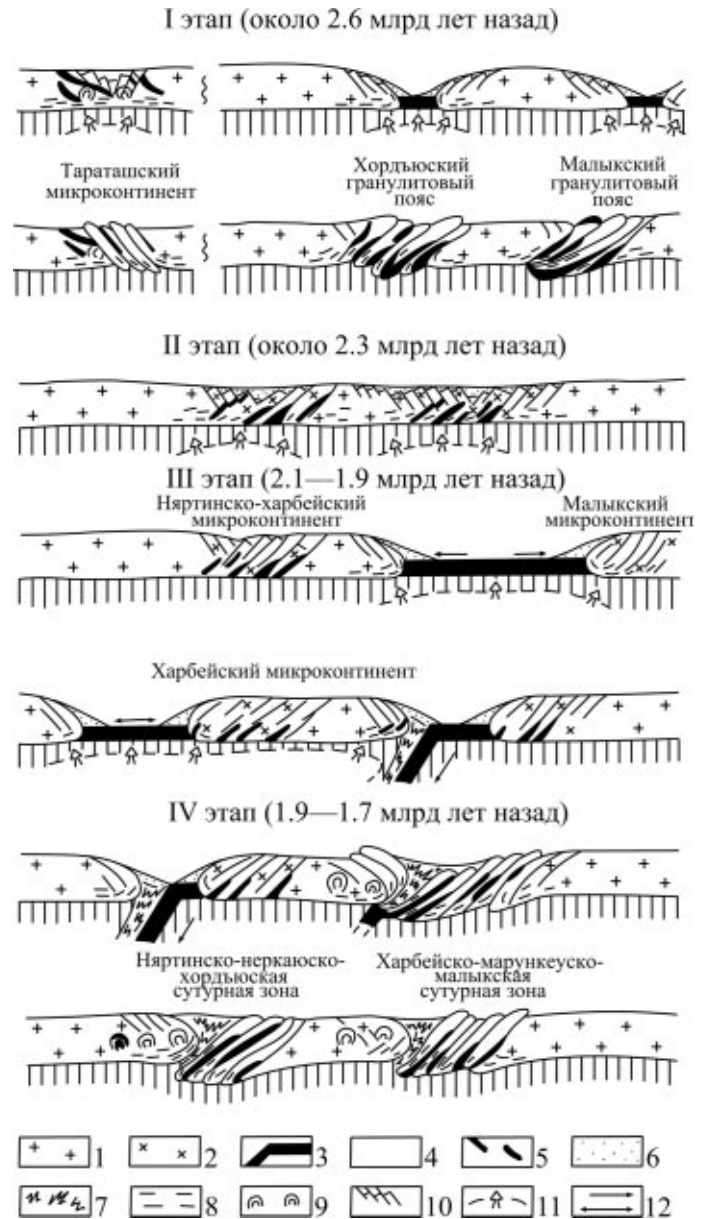


Рис. 1. Модель раннепротерозойский тектонической эволюции Уральского сегмента литосферы.

1 — континентальная кора, 2 — промежуточная кора (кора повышенной основности), 3 — океаническая кора, 4 — подкоровая литосфера, 5 — фрагменты океанической коры, включенные в континентальную кору, 6 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы, 7 — деформированные породы аккреционного клина, 8 — проявления гранулитовой фации, 9 — гранитно-гнейсовые и гранит-мигматитовые купола, 10 — разломы, 11 — подъем магматических расплавов в связи с активностью мантийных плюмов, 12 — направления движения литосферных плит



Остается неясным, насколько масштабными были процессы деструкции нижнедокембрийского кристаллического основания в позднем докембрии: сохранил ли он целостность, как на этом настаивал С. Н. Иванов и как считают некоторые его последователи (А. И. Русин, К. С. Иванов и др.), или испытал существенную перестройку, на что вслед за Р. А. Гафаровым указывают многие знатоки региона.

Несмотря на относительно хорошую изученность верхнедокембрийских образований и, следовательно, позднедокембрийского отрезка времени в истории становления земной коры рассматриваемой территории, именно этот временной отрезок остается для современных исследователей наиболее загадочным.

В. Г. Оловянишников на основе детальных исследований метаморфических и структурно-деформационных процессов усовершенствовал ранее разработанную им модель тектонического развития Канино-Тиманского бассейна в позднем докембрии и построил геодинамическую карту рассматриваемой территории (рис. 2; Оловянишников, 2004).

Тиманский комплекс верхнедокембрийских пород в соответствии с моделью В. Г. Оловянишникова с северо-востока ограничен зоной Припечорского глубинного разлома. К северо-востоку от него верхний докембрий представлен преимущественно вулканогенно-осадочными и магматическими образованиями, неравномерно деформированными и метаморфизованными. Он включает и слабометаморфизованные терригенные породы, и метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации глубоководные и островодужные вулканогенно-осадочные комплексы, а также интрузии кислого и основного составов. Присутствуют фрагменты более древнего основания, рассматриваемые как террейны.

В геологической истории тиманид (домены Канина Камня и Северного Тимана) можно выделить несколько тектонометаморфических стадий. Они соответствуют последовательной смене типов развития в геологической истории тиманид: рифтинг, коллизия, активизация (рис. 3).

Позднедокембрийский Канино-Тиманский кряж сформировался в компрессионной зоне тиманских разломов,

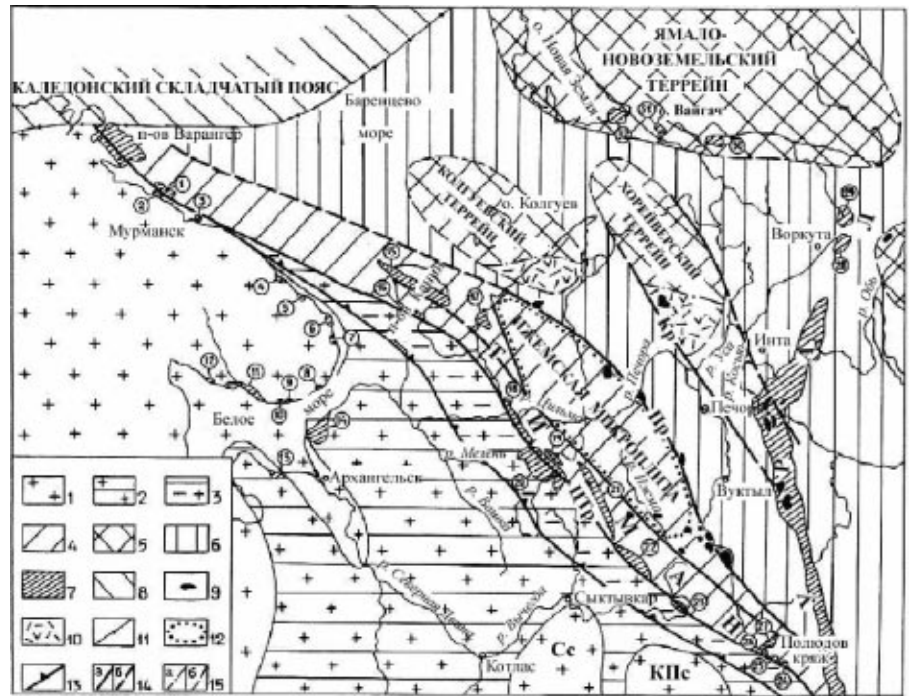


Рис. 2. Геодинамическая карта северо-востока Европейской платформы.

1 — раннедокембрийские образования: Сс-Сысольский свод, КПс-Коми-Пермяцкий свод; 2 — раннедокембрийский фундамент с платформенным верхнедокембрийским чехлом; 3 — При-тиманский перикратон (зона мелкого шельфа в позднем рифее); 4 — зона глубокого шельфа и континентального склона в позднем рифее; 5 — доверхнерифейские террейны; 6 — внутренняя область тиманид; 7 — участки выходов на поверхность верхнедокембрийских пород; 8 — каледонииды; 9 — доордовикские гранитоиды; 10 — венд-кембрийский (?) вулканотерригенный комплекс; 11—13 — границы: 11 — каледонского складчатого пояса, 12 — Ижемской микроплиты, 13 — Притиманского перикратона (внутренняя); 14 — разломы: а) достоверные, б) предполагаемые; 15 — границы: а) вулканотерригенного комплекса, б) террейнов.

Цифры в кружках: 1 — п-ов Рыбачий; 2 — п-ов Средний; 3 — остров Кильдин; 4 — губа Ивановская; 5 — п-ов Святой Нос; 6 — р. Песчанка; 7 — ручей Острый; 8 — р. Сосновка; 9 — р. Чапома; 10 — р. Стрельна; 11 — побережье от р. Варзуги до р. Кузрека; 12 — Турий мыс; 13 — Летний берег; 14 — Зимний берег; 15 — хребет Пае; 16 — мысы Лудоватые; 17 — Северный Тиман; 18 — Цильменский Камень; 19 — Кислоручейская гряда; 20 — Четласский Камень; 21 — Вымская гряда; 22 — Очпарминское поднятие; 23 — Джеджимпарма; 24 — Тулымпарминское поднятие; 25 — Чурочное поднятие; 26 — Низьвенское поднятие; 27 — Коркасское поднятие; 28 — площадь развития энганепэйского комплекса; 29 — площадь развития нярминского комплекса; 30 — Амдерминская антиклиналь; 31 — остров Вайгац; 32 — район пролива Карские ворота

в которой происходила разгрузка горизонтальных напряжений, возникших при коллизии террейнов с погруженной окраиной платформы. В этот период важную роль играл Центрально-Тиманский разлом, функционировавший как крупный надвиг, по которому метаморфизованные глубоководные толщи восточной зоны надвигались на слабометаморфизованные мелководные осадки западной. Далее к северо-востоку, в основании Печоро-Колвинского мегавала, распространены более интенсивно метаморфизованные и деформированные осадочные и вулканогенно-осадочные образования, включающие коллизионный комплекс магматических пород. Внутренняя область тиманид представляла собой систему микроконтинентов (Хорейверского, Колгуевского, Новоземельского и дру-

гих) и островных дуг, разделенных рифтовыми (спрединговыми?) зонами, нарастившими северо-восток Восточно-Европейской платформы в конце венда—начале кембрия в процессе латеральной аккреции.

Близким аналогом тиманской складчатости является кадомская складчатость, широко распространенная в пределах Западной Европы. Тиманиды обладают значительно более простым строением и историей геологического развития, чем тектонотипы проявления кадомской и байкальской складчатостей. В результате тиманской складчатости не возникли высокогорные сооружения с расчлененным рельефом. В кембрии обширная территория тиманид представляла собой низменную сушу с отдельными цепями возвышенностей над

зонами тиманских сутур. Эти коллизионные складчатые сооружения испытывали унаследованное эпейрогенное поднятие и в ордовике, о чем свидетельствует образование депрессии, заполнявшейся в ордовике красноватными терригенными отложениями, сносимыми с пенепленизированных поднятий Канино-Тиманского и Припечорского краев.

Новый вариант интерпретации позднедокембрийской тектонической эволюции Тимано-Североуральского региона был предложен недавно большим

авторским коллективом, включающим сотрудников лаборатории петрографии (А. И. Соболеву, О. В. Удуратину, Н. С. Дорохова) и группы изотопной геохимии (В. Л. Андреичева) нашего института, а также представителей других институтов (Н. Б. Кузнецова, М. В. Герцеву). Предлагаемая ими концепция основана прежде всего на новых данных о составе и возрасте североуральских гранитоидов и на палеомагнитных данных. Ключевым моментом нового тектонического сценария является коллизия докембрийских континентов — Восточно-Европейского и Арктиды (Соболева и др., 2003).

В результате детальных петрографических и геохимических исследований было установлено, что доордовикские кислые вулканиты и гранитоиды северной части Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) образуют вулканоплутонические ассоциации двух генетических типов — I и A. Породы I-типа имеют геохимические черты, свойственные гранитоидам надсубдукционного генезиса — зрелых островных дуг, активных континентальных окраин и зон коллизии; временной интервал формирования этих пород достаточно велик (695—515 млн лет). Образование A-типа близко по составу к гранитоидам дивергентных обстановок — рифтовых зон или участков локального растяжения, и их формирование происходило на последнем этапе становления гранитоидов I-типа, начиная примерно с 560 млн лет (Соболева, 2004). Возраст гранитоидов в фундаменте Печорской плиты, интерпретируемых как позднеостроводужные и синколлизионные образования (Довжикова и др., 2000), — 560—550 млн лет (Gee et al., 1998). Авторы склонны объяснять столь длительный интервал гранитообразования в рассматриваемом регионе (695—515 млн лет) тем, что в пределах северной части Центрально-Уральского поднятия представлен весь спектр гранитоидов, характерных для долгоживущих активных окраин, сформировавшихся в интервале позднего рифея—раннего венда, а также коллизионные поздневендско-кембрийские гранитоиды.

Согласно предложенной модели (рис. 4), неопротерозойские осадочные комплексы Тиманского мегаблока и южная часть Ляпинского антиклинория сформировались на пассивной (тиманской) окраине Восточно-Евро-

пейского палеоконтинента, тогда как вулканогенно-осадочные комплексы Большеземельского мегаблока, северная часть Ляпинского антиклинория и структуры, расположенные к северу от него в пределах Центрально-Уральского поднятия, образовались на активной окраине другого континента. Предполагается, что это была большеземельская окраина палеоконтинента Арктида. Впервые палеоконтинент с таким названием был реконструирован еще в 80-х годах в работах Л. П. Зоненшайна с коллегами (Зоненшайн, Натапов, 1987 и др.). Новые реконструкции (Борисова и др., 2003) на основании геологических, палеомагнитных и других геофизических данных несколько расширили площадь этого палеоконтинента. В состав неопротерозойского континента Арктида были включены следующие блоки континентальной коры, находящиеся сейчас в пределах Арктического сектора: Баренция (включая Большеземельский блок фундамента Печорской плиты), Карский блок (северная часть Таймыра, архипелаги Северная Земля и Земля Франца Иосифа), северная часть Аляски, Чукотский блок, Новосибирский блок (Новосибирские острова и прилегающая часть шельфа), несколько фрагментов, расположенных к северу от Иннуитского складчатого пояса (северные части Земли Пири и острова Элсмир) и блок хребта Ломоносова.

Коллизия Восточно-Европейского палеоконтинента и Арктиды имела место на рубеже венда и кембрия и привела к образованию дивергентного внутриконтинентального Тимано-Печорского орогена. Комплексы большеземельской активной окраины Арктиды оказались надвинутыми на образования пассивной тиманской окраины Восточно-Европейского палеоконтинента в юго-западной части орогена, тогда как на северо-восточном фланге орогена они были шарьированы во внутренние районы Арктиды и тектонически перекрыли комплексы окраинного (тыловодужного) бассейна.

Позже, в кембрийское время, Тимано-Печорский ороген был тектонически переработан и эродирован. Северо-восточный фланг орогена, сформированный комплексами активной окраины Арктиды, был разделен на отдельные фрагменты. Фрагменты

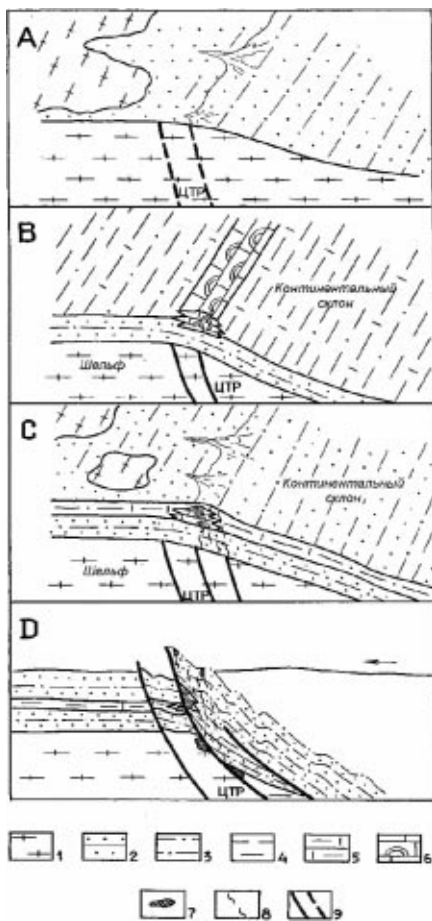


Рис. 3. Модель развития Канино-Тиманского бассейна.

А, В, С — стадии рифтинга; А — начальная стадия рифтинга, сопровождавшаяся накоплением терригенных отложений; В — формирование рифогенных и терригенно-карбонатных отложений; С — накопление мощных толщ склоновых и бассейновых терригенных отложений в области перикратонного опускания; Д — столкновение Ижемской микроплиты с окраиной Восточно-Европейской платформы, образование складчато-надвиговой структуры тиманид.

ЦТР — зона Центрально-Тиманского разлома
 1 — раннедокембрийский комплекс пород;
 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глинистые породы; 5 — карбонатно-терригенные отложения; 6 — верхнерифейская рифогенная формация; 7 — коллизионные магматические тела; 8 — инъекции основной магмы; 9 — разломы.



представляют собой протяженные зоны развития меланократовых (базит-гипербазитовых) и дифференцированных вулканогенных, а также вулканогенно-осадочных и осадочных (обломочных) комплексов, в структурном смысле являющихся крупными зонами синформного строения. К ним относятся (с юго-запада на северо-восток): Нижнепечорская и Кожымско-Вангырская синформные структуры фундамента Печорской плиты, а также зона развития аллохтонных позднедокембрийских офиолитов и дифференцированных вулканогенных и связанных с ними осадочных образований кряжа Енганепэ на западном склоне Полярного Урала.

В современном строении фундамента Печорской плиты эти фрагменты пространственно разобщены антиформными структурами, выделяемыми как Колгуевское, Хорейверское, Новоземельское и ряд более мелких под-

нятий. В ядерных частях этих антиформ находятся неопротерозойские тылово-дужные комплексы большеземельской активной окраины Арктиды.

Необходимо отметить, что при такой трактовке строения фундамента Печорской плиты, существенно изменяется интерпретация Колгуевской, Хорейверской и других подобных структур. В частности, при "аккреционном" подходе эти структуры рассматриваются как ограниченные разломами (сутурами) древние тектонические блоки (террейны). В новой интерпретации эти же структуры являются крупными антиформными складками.

Синформные структуры сложены аллохтонными вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами фронтальных частей неопротерозойской активной окраины Арктиды, а автохтонные осадочные комплексы находятся в ядрах сопряженных антиформ.

Таким образом, в соответствии с рассмотренной моделью структура неопротерозойского фундамента Большеземельского мегаблока Печорской плиты имеет трехъярусное строение. Верхний слой представлен аллохтонными неопротерозойскими формациями активной большеземельской окраины Арктиды. Средний слой состоит из автохтонных преимущественно осадочных комплексов окраинного моря. Нижний ярус сложен донеопротерозойскими породами кристаллического фундамента палеоконтинента Арктида.

В предыдущие годы при интерпретации истории тектонического развития Тимано-Североуральского региона не уделялось должного внимания районам, расположенным к юго-западу от Тиманской гряды. На основе палеотектонических реконструкций по серии региональных сейсмических профилей Н. А. Малышевым и Б. А. Пименовым предложен новый взгляд на тектоническое развитие и осадконакопление в северной части Мезенского бассейна в довендское время.

Детальный анализ сейсмической выраженности рифейских образований в пределах серии асимметричных полуграбенов на севере Мезенского бассейна (Кепинском, Азапольском и др.) позволил установить доминирование тектонического фактора в ходе осадконакопления, что отразилось как на характере распространения отложений, так и на внутренней характеристике фаций, слагающих осадочные комплексы полуграбенов. Эти комплексы отвечают модели рифтового осадконакопления и отчетливо фиксируют начальную (rift initiation), зрелую (rift climax) и пострифтовую (post-rift) стадии развития. В разрезе, предположительно отвечающем раннесреднерифейскому времени, они проявились трижды. На рубеже среднего и позднего рифея в обстановке сжатия произошла инверсия тектонического режима с формированием линейных валлообразных структурных форм. Верхнерифейские отложения накапливались в условиях надрифтовых депрессий (или мегадепрессий). В конце рифея или венда в условиях транспрессии вновь произошли реактивация основных (граничных) разломов вдоль полуграбенов с вращением блоков фундамента, общий подъем всей терри-

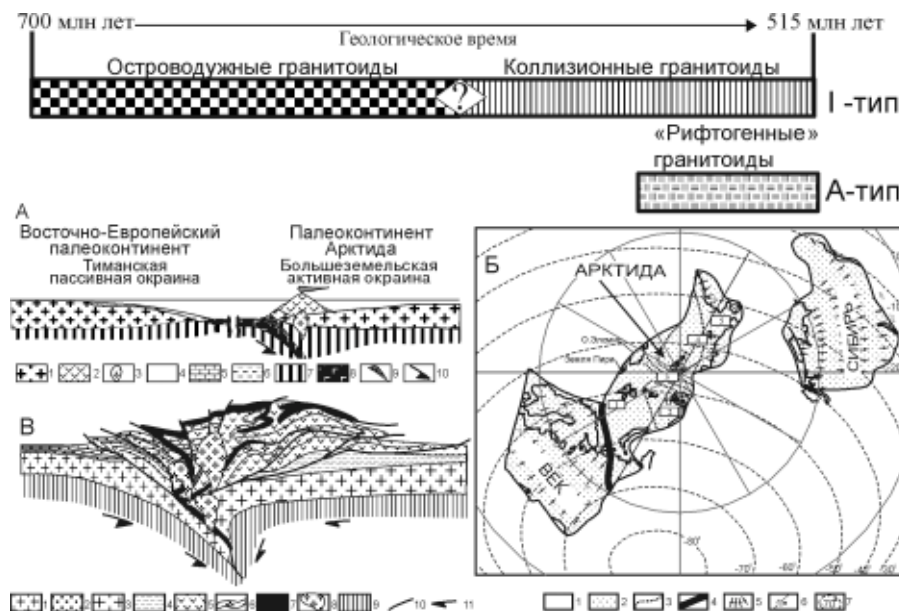


Рис. 4. Доуральские гранитоиды севера Урала и фундамента Печорской плиты

А — Схематический геологический профиль для позднего рифея—раннего венда. 1 — фундамент палеоконтинента Арктида; 2—3 — комплексы активной окраины Арктиды: 2 — вулканогенно-осадочные образования, 3 — гранитоиды; 4 — фундамент Восточно-Европейской платформы; 5—6 — комплексы пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента: 5 — шельфа, 6 — континентального склона; 7 — мантия; 8 — океаническая кора; 9 — аккреционная призма; 10 — направление субдукции.

Б — Плейттектоническая реконструкция для границы венда — кембрия (по Борисовой и др., 2003, с изменениями). 1 — океанические бассейны; 2 — палеоконтиненты; 3 — границы блоков континентальной коры; 4 — Припечорско-Ильч-Чикшинская зона разломов (сутура); 5 — узлы современной координатной сетки (пересечение современных параллелей и меридианов); 6 — современная координатная сетка; 7 — древняя координатная сетка. Цифры в рамках: 1 — Баренция (включая Большеземельский мегаблок фундамента Печорской плиты); 2 — Карский блок; 3 — блок хр. Ломоносова; 4 — Новосибирский блок; 5 — Чукотский блок.

В — Принципиальная схема строения поздневендско — кембрийского Тимано-Печорского коллизионного орогена. 1—2 — Восточно-Европейский палеоконтинент: 1 — фундамент, 2 — чехол и комплексы тиманской пассивной окраины; 3—7 палеоконтинент Арктида: 3 — фундамент, 4 — чехол, 5—7 — аккреционные комплексы и комплексы активной континентальной окраины: 5—6 — комплексы островодужной природы: 5 — вулканогенно-осадочные, 6 — гранитоиды; 7 — офиолиты; 8 — коллизионные гранитоиды; 9 — мантия; 10 — взбросы и надвиги; 11 — векторы движения литосферных плит

тории и размыв ранее накопленных осадочных образований. Все эти процессы предшествовали плащеобразному накоплению верхневендских отложений в условиях синеклизного режима.

Основываясь на результатах изучения состава и возраста магматических образований, Д. Н. Ремизов показал, что структурно-тектоническое развитие Североуральского региона определялось главным образом формированием, эволюцией и “отмиранием” островодужных систем и их взаимодействием с иными литосферными блоками. Им была проведена реконструкция глубинного строения островодужной литосферы и на этой основе разработана типовая модель эволюции островодужных систем.

Д. Н. Ремизов установил принципиальное различие двух комплексов габброидов в составе Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале. Он показал, что ранний дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс имеет отчетливый островодужный характер и вместе с дунитами-гарцбургитами образует офиолиты Полярного Урала. Более поздняя, преимущественно габбро-норитовая интрузивная серия (с перидотитами, пироксенитами и плагиоклазитами) по геохимическим параметрам подобна базальтам СОХ (рис. 5). Для объяснения этой и некоторых других особенностей геологии региона (в частности, наличия во фронте гипербазитовых массивов метабазит-метагипербазитовых комплексов — Дзеляю, Хордьюс и, возможно, Марункеу) начата разработка концепции “активных” и “пассивных” астеносферных окон (Ремизов, Хаин, Федотова, 2004).

Рассмотрены также структурные взаимоотношения метабазит-метагипербазитовых комплексов и гипербазитовых массивов Полярного Урала. Структурная позиция метабазит-метагипербазитовых комплексов определяется их положением между кровлей зоны Главного Уральского надвига и перидотитовыми массива-

ми. При этом вдоль крупнейшего Войкаро-Сынинского перидотитового массива не наблюдаются сколько-нибудь существенные тектонические зоны, не говоря уже о меланже. На западе метагабброиды обрамлены глаукофансланцевыми поясами, развитыми по базальтоидам с прослоями яшм — породам, которые можно трактовать как первый и второй слои коры океанического типа.

По единичным цирконам недавно был установлен позднепротерозойский возраст протолита габброидов Дзеляю (578 ± 11 млн лет). На основании геохимических данных метабазит-метагипербазитовый комплекс Дзеляю интерпретируется как фрагмент океанической коры, переработанной островодужными процессами на уровне 500 млн лет назад (Remizov, Pease, 2004). Отсюда следует, что Уральский палеоокеан существовал как минимум с позднего протерозоя, но восточная окраина Русской плиты в течение длительного времени представляла собой скорее всего окраину древнего предшественника Тихого океана. Об этом свидетельствуют позднерифейские аккреционно-коллизийные события в северной ее части, которые достаточно отчетливо зафиксированы в фундаменте Печорской плиты.

В развитие идеи о последовательной и закономерной геологической истории Урала Д. Н. Ремизов с коллективом авторов (Ремизов и др., 2002) выявил сходную аккреционно-меланжевую природу ордовикских отложе-

ний тыловой части Лемвинского аллохтона и блока Неркаю на Приполярном Урале. Западный склон Урала традиционно рассматривается как пассивная окраина Уральского палеоокеана, формирование которой началось в кембрии — раннем ордовике. Однако в разрезах глубоководных отложений грубеинской свиты нижнего ордовика было установлено большое количество (не менее 50 % разреза) силлов габбродиабазов со специфическими геохимическими признаками. Спектры лантаноидов (РЗЭ) в них характерны для базальтов срединноокеанических хребтов, но с повышенными содержаниями легких РЗЭ, а мпайдер-диаграммы указывают на наличие надсубдукционной компоненты (рис. 6). Из этого следует, что данные отложения могли сформироваться в обстановке крупного задугового бассейна.

Кроме указанных выше метабазитовых комплексов в строении региона в той же структурной позиции (перед фронтом гипербазитов) находится преимущественно метаосадочный неркаюский комплекс. Здесь, в отличие от прилегающего к нему с запада зеленосланцевого меланжа по грубеинской свите, включающего кластолиты габбродиабазов орангьюганско-лемвинского комплекса, развит меланж высоких давлений (глаукофансланцевый) с кластолитами габбродиабазов и эклогитов (Ремизов, Юдин, Григорьев, 2002). Вывод о единстве исходных пород зеленосланцевого и глаукофансланцевого меланжей подтверждается данными по геохимии габбродиабазов и эклогитов из кластолитов этих меланжей (рис. 6).

Н. И. Тимонин с соавторами (Тимонин и др., 2004) на основе современной актуалистической геодинамики дан новый взгляд на фанерозойскую историю геологического развития самой северной части Североуральского региона — Пай-Хоя. Им удалось установить, что структуры Пай-Хоя формировались с перми до мела без ощутимых тектонопауз с постепенной миграцией основной зоны складчатости на юго-запад. Структурные и

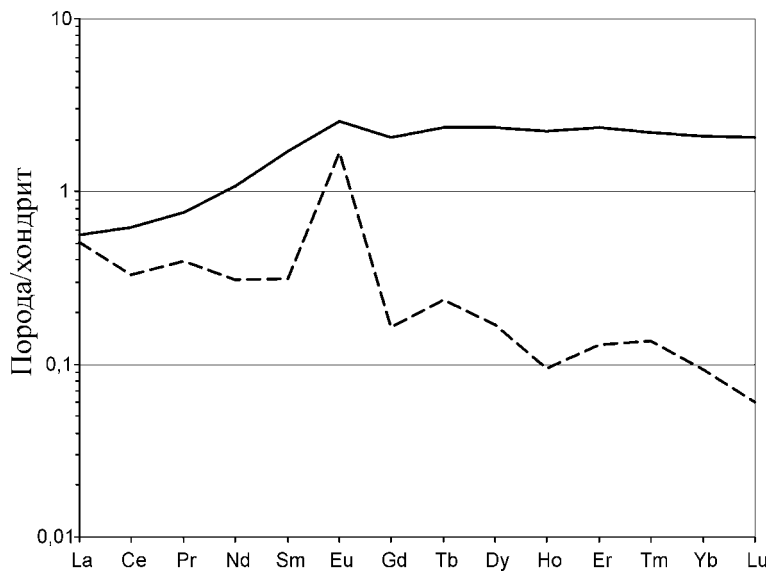


Рис. 5. Спектры РЗЭ габброидов Войкаро-Сынинского массива. Пунктирная линия — офиолитовые габброиды (n=2), сплошная линия — интрузивные габбро-нориты (n=6)

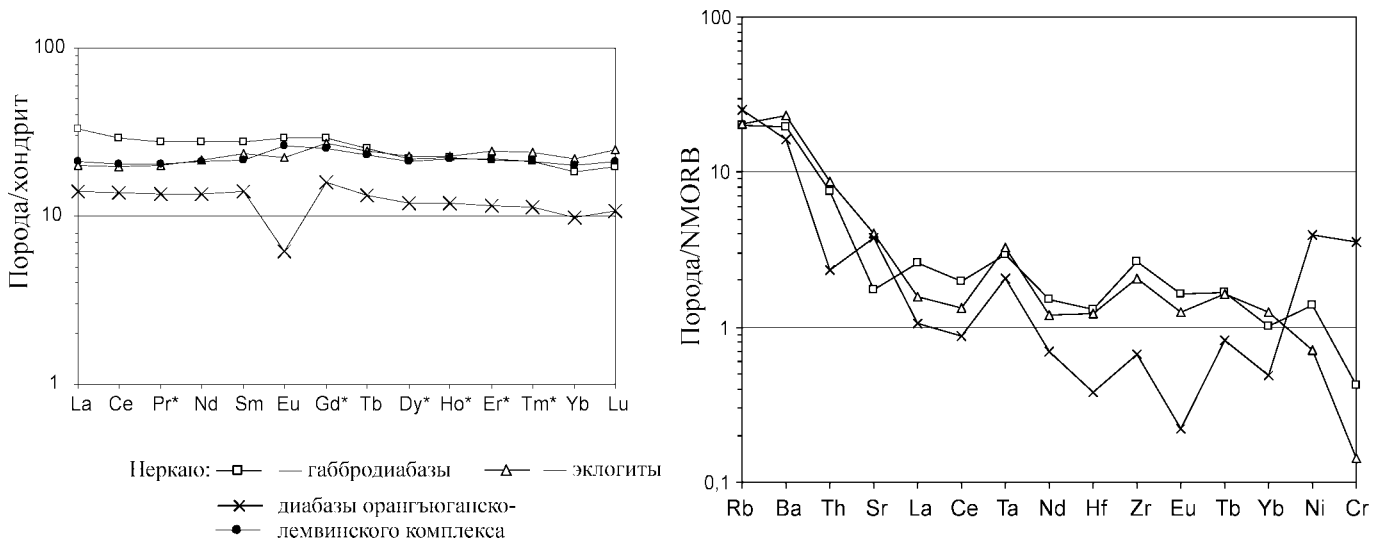


Рис. 6. Сопоставление метабазитов нерчаюского и орангьюганско-лемвинского комплексов

возрастные особенности Пайхойско-Южно-Новоземельской складчатой области дали возможность выделить особый комплекс структур, названный пайхойдами. Он начал формироваться в перми и закончил свое развитие в меловое время, через 100 млн лет после завершения уральских дислокаций.

Фанерозойская история развития и палеогеодинамика Тимано-Печорской и Баренцевоморской плит детально рассмотрена Н. А. Малышевым (2002). Важнейшими тектоническими событиями в эволюции Тимано-Печорского бассейна были широкие проявления процессов рифтогенеза в раннем протерозое, сменившиеся в раннекаменноугольное и главным образом в среднепозднекаменноугольное и пермское времена инверсионными процессами с образованием линейных валлообразных навешенных структур. В Баренцевоморском бассейне доминировали обстановки растяжения. Интенсивное многофазное проявление рифтогенных процессов в предпозднедевонское, позднепермско-триасовое и кайнозойское времена привело здесь к существенной переработке земной коры, ее дроблению, утонению в условиях растяжения, к магматизму и, самое главное, к формированию все более расширяющихся по площади впадин и прогибов, выполненных значительными по мощности осадочными образованиями. Наиболее активные тектонические процессы приходились на позднепермско-меловой отрезок эволюции бассейна, когда в триасе вследствие деструктивных процессов на рубеже

пермского и триасового периодов наступил этап лавинного заполнения Восточно-Баренцевоморского мегапрогиба терригенными отложениями. В течение юры и раннего мела формировалась крупная наложенная синеклиза, объединившая Баренцевоморский бассейн с Тимано-Печорским в единый мегабассейн, а в постмеловое время произошло воздымание всего Печорско-Баренцевоморского региона.

Завершая краткий обзор современных представлений по тектоническому строению и палеогеодинамике Тимано-Североуральского региона отметим, что упомянутые в статье результаты исследований далеко не полностью отражают имеющиеся в институте разработки по этому направлению. Но даже из приведенных выше данных видно, что сегодня, с одной стороны, прорисовывается более или менее полная картина геологического развития территории начиная с раннего докембрия, а с другой — появляются факты, которые “провоцируют” на разработку принципиально новых тектонических и палеогеодинамических моделей для всего возрастного интервала в истории геологического развития региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисова Т. П., Герцева М. В., Егоров А. Ю., Кононов М. В., Кузнецов Н. Б. Докембрийский континент Арктика — новые кинематические реконструкции позднедокембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 68—71. 2. Довжикова Е. Г., Ремизов

Д. Н., Писс В. Л. Геодинамическая позиция магматических пород фундамента Тимано-Печорской плиты в свете новых данных // Петрография на рубеже XXI века: Материалы Второго Всерос. петрогр. совещ. Т. IV. Сыктывкар, 2000. С. 49—52. 3. Зоненшайн Л. П., Натанов Л. М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31—57. 4. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с. 5. Оловянишников В. Г. Геологическое развитие Северного Тимана и п-ова Канин. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с. 6. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Модель формирования Уральского сегмента земной коры в раннем протерозое. Сыктывкар, 2001. 32 с. 7. Ремизов Д. Н., Юдин В. В., Григорьев С. И. Геодинамическая позиция высокотемпературных комплексов Полярного Урала // Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2002. № 4. С. 4—8. 8. Соболева А. А. Вулканыты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с. 9. Тимонин Н. И., Юдин В. В., Беляев А. А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 260 с. 10. Gee D. G., Beliakova L., Pease V. et al. New Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarforschung 68: P. 161—170, 1998. (erschienen 2000). 11. Pystin A. M., Pystina J. I. Early Precambrian Evolution of the Northeastern Part of the European Craton: a Look from the Urals. Syktyvkar: Geoprint, 2003. 32 p. 12. Remizov D. N., Pease V. Dzela complex, Polar Urals, Russia: A Neoproterozoic Island arc // Timanides — Neoproterozoic Orogeny Along the Eastern margin of Baltica / Eds. D. Gee, V. Pease. Geological Society memoir, 2004.