

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт Геологии

ДООРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА И ЭВОЛЮЦИЯ ПРОТОУРАЛИД- ТИМАНИД

Н.Б.Кузнецов, А.А.Соболева,
О.В.Удоратина, М.В.Герцева



Сыктывкар, 2005

УДК 552.323.1+552.321.1(470.1+234.83)

Н.Б. Кузнецов, А.А. Соболева, О.В. Удоратина, М.В. Герцева. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид – тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.

В работе проведен анализ существующих представлений о протоуральской геодинамической эволюции уральского края Восточно-Европейского палеоконтинента. Сделан вывод о ключевой роли протоуральских гранитоидов и гранитоидных вулкано-плутонических ассоциаций для восстановления протоуральской тектонической эволюции региона. Рассмотрены особенности вещественного состава протоуральских гранитоидов и гранитоидных вулкано-плутонических ассоциаций севера Урала, а также одновозрастных им гранитоидов Тимана и фундамента Печорской плиты. Особое внимание уделено проблеме интерпретации неоднородности минерального и химического состава, вещественной типизации, а также анализу результатов радиоизотопного датирования выделенных типов вулкано-плутонических ассоциаций. Проведена геодинамическая типизация гранитоидов севера Урала и фундамента Печорской плиты, сделаны выводы о палеогеодинамических обстановках формирования протоуральских гранитоидных плутонов и вулкано-плутонических ассоциаций региона, на этой основе реконструирован сценарий протоуральского (дораннеордовикского) развития северо-восточных периферических частей Восточно-Европейского палеоконтинента.

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук В.С.Федоровский
доктор геолого-минералогических наук Д.Н.Ремизов

Редактор:

доктор геолого-минералогических наук Л.В.Махлаев

ВВЕДЕНИЕ

Урал – крайний западный структурный элемент палеозоид Урало-Монгольского пояса, непосредственно граничащий с древним Восточно-Европейским-Палеоконтинентом (ВЕП). Для Урала весьма характерно отчетливо выраженное зональное строение. В наиболее общем виде здесь могут быть выделены Восточно- и Западно-Уральская мегазоны. В Восточно-Уральской мегазоне главенствующая роль принадлежит ранне-среднепалеозойским вулканогенным и вулканогенно-осадочным комплексам, а также офиолитам. Западно-Уральская мегазона сложена в основном палеозойскими карбонатными, кремнистыми и терригенными образованиями, а также выступающими из-под них преимущественно позднедокембрийскими комплексами – протоуралидами¹ Центрально-Уральского поднятия (ЦУП). Отличительной чертой его северной части является широкое развитие доордовикских гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов. В более южных частях доордовикские гранитоиды отсутствуют или развиты незначительно. Такое резкое отличие северной части ЦУП от его более южных частей не случайно. Мы объясняем это особенностями тектонической эволюции северной части Урала. Складчатые комплексы, разновозрастные протоуралидам, – тиманиды распространены на Тимане и составляют фундамент Печорской плиты (ПП).

В вводных разделах работы приведено описание положения протоуральских комплексов в структуре Западного Урала и критический обзор наиболее известных представлений о протоуральской эволюции Западного Урала и Тимано-Печорского региона. Далее рассмотрены особенности вещественного состава протоуральских гранитоидов севера Урала, а также разновозрастных им гранитоидов Тимана и фундамента ПП. Особое внимание уделено проблеме интерпретации неоднородности минерального и химического состава гранитоидных ассоциаций и их вещественной типизации, а также анализу результатов изотопного датирования выделенных типов гранитоидных ассоциаций. На основе вещественных характеристик гранитоидов севера Урала и фундамента ПП проведена их геодинамическая типизация.

¹ Термин “протоуралиды” употребляется нами как синоним предложенному Н.П.Херасковым термину “доуралиды”, применяемому для нижнего структурного яруса Урала, включающего отложения, более древние, чем ордовикские и иногда нижнеордовикские [111]. Мы, как и многие другие современные исследователи региона, не включаем в этот комплекс нижнеордовикские, а также возможно подстилающие их верхнекембрийские образования, которые правильнее рассматривать как базальные горизонты уралид.

В результате проведенных исследований сделаны выводы о палеогеодинамических обстановках формирования протоуральских гранитоидов вулкано-плутонических ассоциаций (ВПА), распространенных на западе северной части Урала и в фундаменте ПП. На этой основе реконструирован тектонический сценарий протоуральского развития северо-восточных периферических частей ВЕП и сопредельных с ними структур. Показано, что фундамент ПП представляет собой реликт образовавшегося на рубеже венда и кембрия коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид, а северная часть ЦУП – косое сечение юго-восточного² фланга этого орогена.

В основу работы положены результаты исследований, начатых более 10 лет назад и продолженных в 2000-2003 гг. в рамках проектов РФФИ №00-05-64645 (руководитель проекта – О.В. Удоратина) и 04-05-65093 (руководитель проекта – Н.Б. Кузнецов). Основные положения и выводы, содержащиеся в предлагаемой работе, были изложены в докладах авторов на секционных заседаниях XIV Геологического съезда Республики Коми (Сыктывкар, апрель 2004 г.) и XXXVIII Тектонического совещания (Москва, январь 2005 г.). Доклады вызвали значительный интерес у специалистов по геологии и геохимии гранитоидов, по региональной геологии Урала и северо-востока европейской части России, а также специалистов по общим вопросам тектоники и геодинамики и преподавателей вузов.

ПОЛОЖЕНИЕ ПРОТОУРАЛИД В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОГО УРАЛА

В пределах уральского обрамления ВЕП основные поля развития протоуральских образований приурочены к Западно-Уральской мегазоне. Протоуралиды, или доуралиды, представлены здесь неравномерно метаморфизованными осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными стратифицированными комплексами, разнообразными гранитоидами, габброидами нормальной и повышенной щелочности, а также крайне незначительными по объёму фрагментами офиолитовых ассоциаций. Протоуральские образования в виде непрерывной полосы прослеживаются вдоль всей Западно-Уральской

² Здесь и далее по всему тексту имеются в виду современные координаты, если специально не указано обратное.

мегазоны, образуя зону ЦУП, во внутреннем строении которой с юга на север выделяются Эбетинское поднятие (антиформа), поднятие Уралтау, Башкирское поднятие (Башкирский антиклинорий), Кваркушский антиклинорий, Ляпинский антиклинорий (включающий Кожимское поднятие), поднятие Хараматалоу, Собское поднятие с Енганепйским, Манитаныр-Пайпудынским и Харбейским выступами), Оченыр-Озское поднятие (рис. 1).

Протоуральские (или чаще их называют еще доуральские) комплексы зоны ЦУП, как правило, выступают на дневную поверхность из-под палеозойских толщ, хотя в отдельных местах установлены и обратные соотношения, когда протоуральские комплексы в результате позднепалеозойского тектогенеза оказались тектонически надвинутыми на палеозойские отложения. В частности, налегание протоуральских комплексов на палеозойские образования установлено вдоль западного ограничения Башкирского и Манитаныр-Пайпудынского поднятий, а также в ряде других мест.

ПРОТОУРАЛЬСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УРАЛА И ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО РЕГИОНА. ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Обзор представлений о протоуральской эволюции Урала

За длительную историю изучения Урала на генетическую природу протоуральских образований Западного Урала высказывались различные точки зрения, в том числе и диаметрально противоположные. На их основе формулировались различные сценарии протоуральской геодинамической эволюции Уральского складчатого пояса. Но прежде, чем перейти к их обзору, необходимо упомянуть несколько важных обстоятельств.

Во-первых, отметим, что и в отношении значительно более полно представленных и лучше изученных ордовикско-пермских (собственно уральских) комплексов Урала, и его герцинской (уральской) истории у разных исследователей региона имеются существенные различия во взглядах. Разногласия существуют по поводу определения первичной тектонической принадлежности ранне-среднепалеозойских (уральских) зеленокаменных комплексов вос-

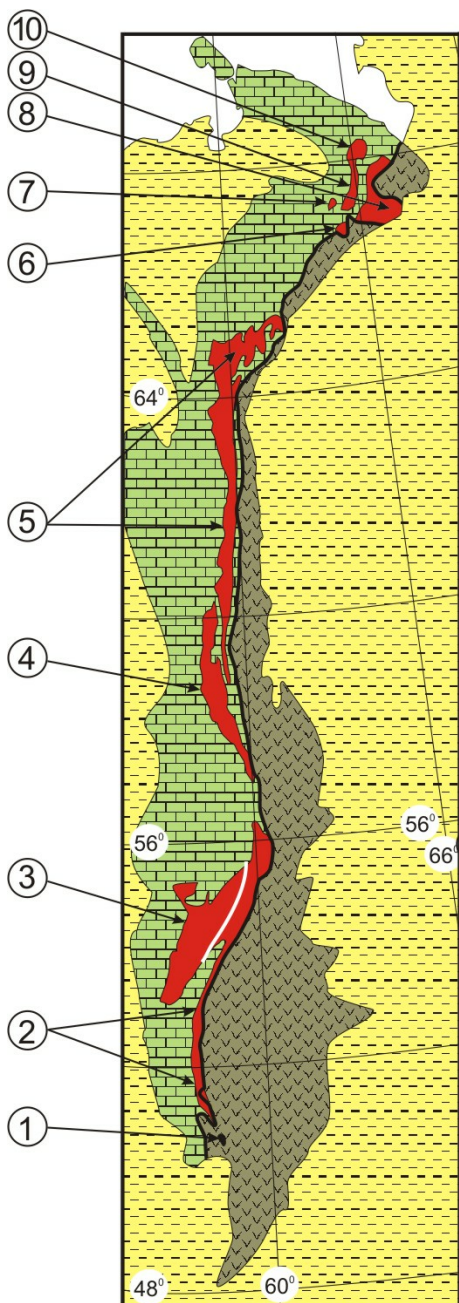


Рис. 1. Тектоническая схема Урала.

1 – Мезозойско-кайнозойский чехол Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты; 2-3 – Западно-Уральская мегазона; 2 – ордовикско-позднепалеозойские комплексы; 3 – доордовикские комплексы (прототуралиты); 4 – Восточно-Уральская мегазона; 5 – граница между Западно- и Восточно-Уральской мегазонами (“Главный Уральский разлом”); 6 – названия структур, сложенных прототуральскими комплексами:

1 – Эбетинское поднятие (антиформа); 2 – поднятие Уралтау; 3 – Башкирское поднятие; 4 – Кваркушский антиклинорий; 5 – Ляпинский антиклинорий (включающий на севере Кожимский блок); 6 – поднятие Хараматалоу; 7-9 – Собское поднятие с Енганепэйским (7), Манитаньрд-Пайпудынским (8) и Харбейским выступами (9); 10 – Оченырское поднятие.

точного Урала, а именно, – решения вопроса, принадлежали ли изначально эти комплексы активной континентальной окраине Сибирско-Казахстанско-Тяньшаньского (Сибирско-Казахстанско-Киргизского) палеоконтинента или они формировались на активной окраине ВЕП.

Вторым важнейшим вопросом уральской геологии является проблема длительности существования Уральского палеоокеана: образовался ли этот палеоокеан в ордовике, как это изложено в работах [35, 78, 83, 112 и др.] или этот океанический бассейн унаследовано развивался с позднего докембрия, как это полагается в других работах [85–88 и др.]. Очевидно, что проблема первичной тектонической принадлежности ранне-среднепалеозойских (уральских) зеленокаменных комплексов восточного Урала для целей данной работы менее важна, чем проблема длительности существования Уральского палеоокеана, так как с решением именно этого вопроса напрямую связано понимание протоуральской истории региона.

Выше уже говорилось, что в настоящее время существуют (существуют) многочисленные, зачастую взаимоисключающие модели геодинамического развития протоуралид. Эти модели объединены нами в несколько систем взглядов на формирование протоуралид и, как следствие, в несколько систем взглядов на протоуральскую историю восточной периферии ВЕП. В связи с этим, третьим важным обстоятельством, которое необходимо отметить, является то, что большинство известных геодинамических моделей разработаны на материалах по отдельным, иногда очень небольшим сегментам Урала, а затем представления о протоуральской эволюции этих частей региона автоматически, без должного обоснования, распространены на всю уральскую окраину ВЕП.

“Рифтогенная” концепция

Согласно этой концепции, протоуралиды имеют внутриконтинентальное рифтогенное происхождение. Эта точка зрения активно развивалась С.Н.Ивановым, взгляды которого разделяют некоторые уральские геологи – К.С.Иванов, В.А.Коротеев, А.И.Русин, А.В.Маслов и другие [36–38, 45 и др.]. По представлениям этих исследователей в течение рифея–кембрия (т.е. на протяжении почти 1 млрд. лет) в пределах единого Евразийского палеокон-

тинента происходило развитие эпиконтинентального рифтогенного прогиба (рис. 2).

В рамках этой концепции в эволюции процессов рифтогенеза с раннего рифея до раннего ордовика на восточной окраине ВЕП выделяются предрифтовый (“рифтогенно-депрессивный”), рифтовый и океанический этапы [45]. Все магматические образования этого временного интервала рассматриваются как “рифтогенно-платформенные” [36, 45]. В частности, отмечается, что на Южном Урале раннерифейские базальты повышенной щелочности сопоставимы с трахибазальтами Восточно-Африканской рифтовой зоны, а вулканы бимодальной (базальт-риолитовой) серии повышенной щелочности среднерифейской машакской свиты и ее аналогов похожи на образования континентально-рифтогенных зон сводового типа. При этом

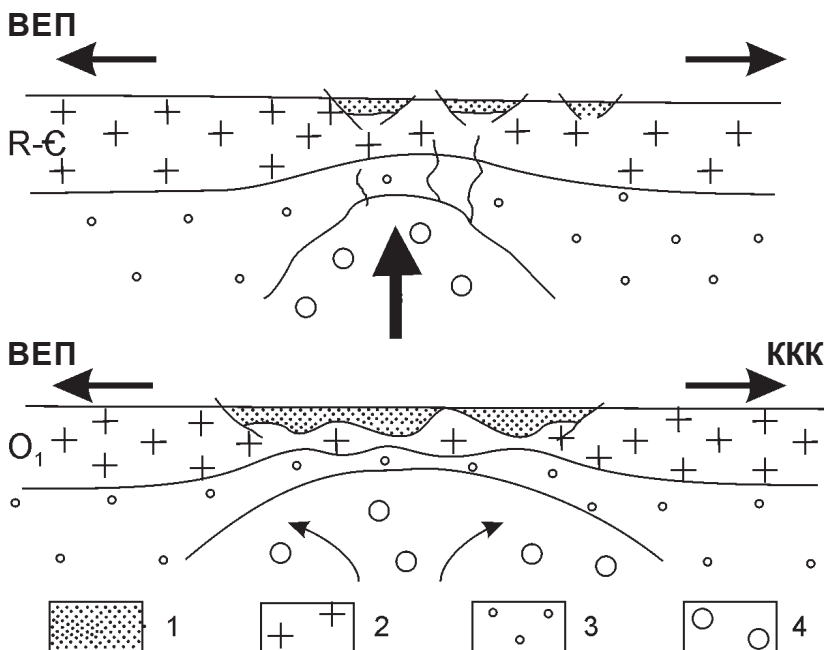


Рис. 2. Схема геодинамического развития Южного Урала в рифее и раннем палеозое, по К.С. Иванову [35], с упрощением.

1 – осадочные комплексы; 2 – континентальная кора; 3-4 – мантия: 3 – нормальная; 4 – аномальная; ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ККК – Киргизско-Казахстанский континент.

начало накопления в венде терригенных и карбонатно-терригенных отложений и вулканитов континентальной трахибазальтовой формации (аршинской свиты на Южном Урале) после характерного для позднего рифея ослабления магматической активности и аккумуляции отложений, близких к шельфовым, интерпретируется как новый этап активизации рифтогенеза с образованием “грабеновых ассоциаций” [45].

По мнению С.Н.Иванова и ряда других исследователей, рифтогенные процессы рифея–венда не выразились в полном разрыве континентальной коры в районе будущего Урала. Складчатые дислокации конца венда – начала кембрия, приведшие к формированию предордовикского несогласия, рассматриваются ими как результат сводообразования при подъеме мантийного диапира, возможно, сочетающегося с малоамплитудными горизонтальными движениями в пределах ВЕП. Вывод о предрифтовом сводовом воздымании на Урале согласуется, по мнению этих исследователей, с практически полным отсутствием достоверных кембрийских отложений в регионе.

С конца кембрия (в соответствии с представлениями С.Н.Иванова, его сторонников и последователей) началось новое растяжение, и грабены заполнялись молассоидными отложениями (см. рис. 2). На севере Урала – это образования, выделяемые как саранхипнерская, тельпосская, обейзская, кокпельская и погурейская свиты, а на юге – кидрясовская свита и её аналоги. В результате рифтинга и последовавшего за ним спрединга произошло раздвижение Восточно-Европейского и Киргизско-Казахстанского палеоконтинентов – формирование Уральского палеоокеана. [35, 78, 112 и др.].

Другие исследователи допускают рифтогенную природу протоуралид лишь частично. В частности, это предполагается только для западной части Башкирского антиклинория. Развитые здесь протоуральские образования непрерывно прослеживаются в северо-западном направлении вглубь платформы, косо по отношению к простиранию её уральского края [80, 81]. Здесь протоуральские комплексы участвуют в сложении широкой грабенообразной структуры – Камско-Бельского (Калтасинского) авлакогена, который заложился в раннем рифее, одновременно с другими авлакогенами платформы.

В противоположность представлениям о рифтогенном происхождении протоуралид М.Л.Клюжина, отмечая слабую их дислоци-

рованность, считает, что структурный план рифея западного Урала определяется не геометрией наложенных рифтовых впадин, а структурным планом фундамента прилегающих частей ВЕП. Согласно этой точке зрения верхнедокембрийские отложения западного Урала, т.е. протоуралиды, являются платформенными образованиями. Это доказывается сопоставлениями формационных рядов верхнедокембрийских осадочных формаций Урала с рядами формаций некоторых негативных структур ВЕП [44].

Кроме того, точке зрения о позднедокембрийском рифтогенезе и последовавшим за ним раннеордовикском спрединге, повлекшим за собой отделение от ВЕП Казахстанско-Тяньшаньского блока, в определенной степени противоречат данные о среднепалеозойском возрасте Центрально-Казахстанского континентального массива. Согласно материалам, изложенным в работах [19, 63], в ордовике в Центральном Казахстане реконструируются разнородные докембрийские микроконтиненты, разделенные котловинами малых океанических бассейнов, островными вулканическими дугами и краевыми морями с океанической корой. Лишь к началу силура был сформирован единый крупный Центрально-Казахстанский массив с гетерогенной новообразованной корой континентального типа. Следовательно, Палеоуральский океан не мог образоваться в раннем ордовике при разделении Казахстанско-Тяньшаньского и Восточно-Европейского палеоконтинентов. Таким образом, “рифтогенная” концепция, основанная на представлениях о рифтогенной природе протоуральских комплексов, весьма уязвима для критики. И, главным контраргументом является тот факт, что Казахстанско-Тяньшаньский континент, представляющий собой каледонский композитный массив континентальной коры, в позднем докембрии и в раннем палеозое как единый континент еще не существовал. А значит, в результате позднедокембрийско-кембрийского рифтинга и последовавшего за ним раннеордовикского спрединга, не мог отделиться от ВЕП.

“Коллизионная” концепция

Другая система взглядов предполагает, что ордовикскому заложению Палеоуральского океана предшествовали коллизионные процессы, приведшие к закрытию рифейского Протоуральского океа-

нического бассейна. В основу этой концепции положено существование отчетливо проявленного в большинстве районов Урала углового несогласия между протоуралидами и уралидами. Известно, что протоуральские структуры в ряде мест имеют отчетливую северо-западную ориентировку, в то время как уральские структуры характеризуются преимущественно субмеридиональным простираением на Южном, Среднем и Северном Урале и северо-восточным – на Приполярном и Полярном Урале.

Факт наличия “предуральского” несогласия интерпретируется как следствие того, что развитие палеозойского Палеоуральского океана происходило вне структурных связей с Протоуралом. В рамках “коллизийной” концепции протоуральской эволюции конкурируют две модели.

Согласно первой из них, которую можно было бы назвать “рифтогенно-коллизийной”, протоуралиды структурно оформились при позднедевонской коллизии пассивной окраины ВЕП и активной окраины Сибирского палеоконтинента (СП) [26]. Эта модель разработана преимущественно для северных частей Урала и слабо применима к южному сегменту протоуралид. По представлениям В.А. Душина в раннем – среднем рифее существовал единый Евразийский континент (рис. 3). В раннем рифее в его пределах произошло заложение серии рифтов северо-западного простираения, обусловивших в дальнейшем (в позднем рифее) раскрытие Протоуральского (Палеоазиатского по В.А. Душину) океана. В течение раннего–среднего рифея был проявлен внутриплитный депрессионно-рифтовый магматизм. В качестве примера для севера Урала предлагается верхнекожимский метабазальт-долеритовый комплекс, коррелируемый В.А. Душиным с вулканитами метабазальтовой формации Енисейского кряжа.

С позднего рифея характер и интенсивность магматизма в области будущих протоуралид резко меняется, на основании чего В.А. Душин в структуре протоуралид выделяет палеоконтинентальную и палеоокеаническую зоны – Кожимско-Тимаизскую и Собско-Едунейскую, соответственно. В Кожимско-Тимаизской зоне до позднего рифея включительно господствовал платформенный режим. Здесь время от времени происходила рифтогенная активизация, сопровождавшаяся магматизмом траппового характера, который был приурочен к разломам северо-западного и мери-

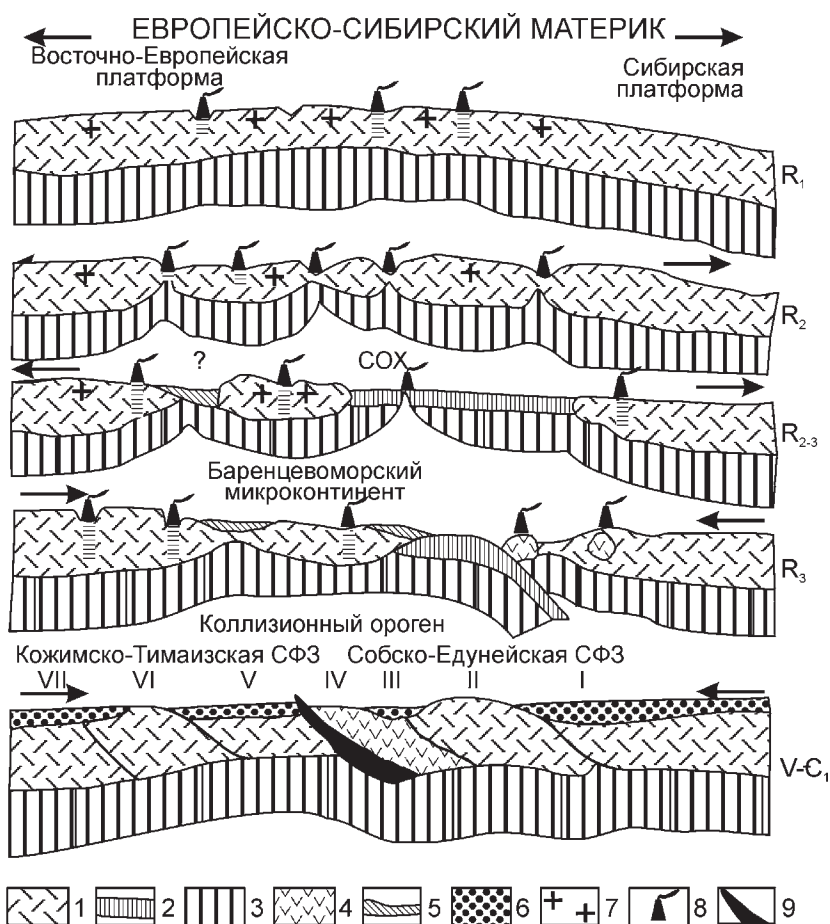


Рис. 3. Геодинамическая модель формирования поперечной зональности севера Урала, по В.А. Душину [26].

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – нижняя литосфера; 4 – островодужные формации; 5 – шельфовые формации пассивных (рифтогенных) континентальных окраин; 6 – молассовые и молласоидные формации прогибов; 7 – гранитоиды; 8 – вулканы; 9 – Маникуюская сутура; I – Байдарацкое опускание; II – Оченьрдское поднятие; III – Усинское опускание; IV – Собское поднятие; V – Лемвинское опускание; VI – Кожимское поднятие; VII – Щугорское опускание.

дионального простирания. В конце позднего рифея начался новый тектоно-магматический этап, во время которого сформировались сводовые поднятия, проявилось интенсивное растяжение земной коры, выразившееся в грабенообразовании и мощных трахи-базальт-базальтовых вулканических излияниях. По мере расширения рифтовой зоны с юго-запада на северо-восток происходило утонение континентальной коры, углубление бассейна седиментации и смена субщелочного магматизма толеитовым.

В Собско-Едунейской зоне в позднем рифее проявился магматизм, который В.А.Душин считает типично океаническим. Сейчас реликты океанической коры прослеживаются только в пределах Собского поперечного поднятия – в структурах Енгана-Пэ, Харбея, Хараматалоу и Манитанырда. Подобные комплексы, как отмечает В.А.Душин, установлены и в пределах Западно-Сибирской плиты (район г. Ханты-Мансийска). В конце позднего рифея вдоль западной окраины СП начали формироваться островодужные комплексы. В.А.Душин реконструирует две субпараллельные краю СП островных дуги – Собскую, развивавшуюся на коре океанического типа, и Оченырдскую, заложившуюся на коре переходного типа. Обе дуги входили в единый Таймырско-Полярноуральско-Енисейский вулcano-плутонический пояс, обрамлявший с севера и запада СП. Зоны субдукции, с которыми были связаны дуги, погружались в северо-восточном направлении, в сторону СП.

Во время вендско-раннекембрийского закрытия Палеоазиатского океана в Кожимско-Тимаизской зоне происходило образование молассовой и базальт-риолитовой формаций. С коллизионными процессами этого этапа В.А.Душин связывает внедрение основной массы протоуральских гранитных массивов западного склона севера Урала. К среднему кембрию был сформирован единый “континентальный” массив, а в раннем ордовике, при его разрушении и раздвижении Восточно-Европейского и Сибирского палеоконтинентов, заложился Палеоуральский океан [26].

Однако существуют палеогеографические данные, противоречащие изложенной выше модели В.А.Душина. В частности, известно, что среди вендских отложений ВЕП встречаются тиллиты, а кембрийские отложения представлены здесь преимущественно терригенными толщами, содержащими фауну брахиопод. В то же время

на ВЕП отсутствуют кембрийские эвапориты и доломиты. Кроме того, в кембрийских отложениях ВЕП и в структурах его обрамления, по существу, отсутствует теплолюбивая фауна археоциат. Это может означать, что на ВЕП в венде-кембрии доминировали холодные климатические условия. В кембрийских же отложениях СП, напротив, широко распространены в основном карбонатные отложения, в том числе археоциатовые известняки³, а также соленосные комплексы, которые указывают на господство на СП в кембрии теплого климата [33]. Все это нашло отражение в большинстве глобальных палинспастических реконструкций [33, 140, 148, 150]. В соответствии с этими реконструкциями в раннем кембрии ВЕП располагался в южной приполярной области (не севернее 80-70° ю.ш.), в то время как СП – в приэкваториальной зоне. Таким образом, перед ордовиком, временем предполагаемого раскрытия Палеоуральского океана, Восточно-Европейский и Сибирский палеоконтиненты находились в разных климатических зонах, в приполярной и приэкваториальной, соответственно. Это означает, что они не могли в это время составлять единый континент, то есть Палеоуральский океан не мог образоваться при их раздвижении, как это предполагается в модели В.А. Душина [26].

В рамках “коллизийной” концепции существует и вторая модель, предполагающая столкновение позднекембрийской пассивной окраины ВЕП и активной окраины Протогондваны, которое привело к формированию коллизийного орогена протоуралид, являющегося частью гигантского Кадомского коллизийного складчатого пояса [77, 79, 134, 144]. Согласно этой модели, к востоку от ВЕП в рифее располагался океан (рис. 4). Восточная окраина ВЕП до раннего венда испытывала периодическую рифтогенную активизацию. К концу венда ее восточная (уральская) пассивная окраина сблизилась с активной северной окраиной Протогондваны, в результате чего в позднем венде (630-570 млн. лет) произошла континентальная коллизия и был сформирован Кадомский ороген. Для разработки модели важное значение имела трактовка предордовикского несогласия, одинаково широко проявленного на Уральской окраине ВЕП и на фрагментах эпикадомской окраины Протогондваны, участвующих в строении варисцид северной Африки (Марокко) и Европы (Иберия, Саксо-Тюрингия и Богемия).

³ *Находки археоциатовых известняков известны лишь в Сакмарской и Троицкой зонах на Южном Урале, которые, по всей видимости, являются принадлежностью приложенных к ВЕП чужеродных террейнов [58, 133].*

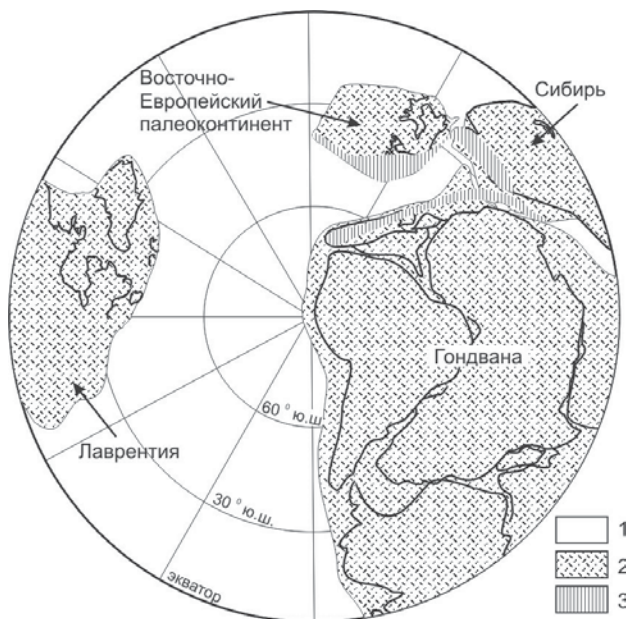


Рис. 4. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция для позднего венда, по В.Н.Пучкову [144], с упрощениями.

1 – океаническая кора; 2 – континентальная кора; 3 – Кадомский ороген.

Развивая эту идею, В.Н.Пучков предположил, что протоуралиды и “дотаймыриды” некогда соединялись и участвовали в строении Кадомского внутриконтинентального коллизионного складчатого пояса, располагавшегося внутри суперконтинента Пантерра (модификации позднепротерозойской Пангеи) [77, 79, 144]. В раннем ордовике началось заложение системы рифтов, повлекшее за собой распад этого суперконтинента. Одна из ветвей рифтовой системы дала начало Палеоуральскому океану. В основу построений положены модернизированные В.Н.Пучковым [79, 143] глобальные плито-тектонические реконструкции, учитывающие палеомагнитные данные [140].

Эта точка зрения на протоуральскую геодинамику Урала является в настоящее время, пожалуй, одной из наиболее разработанной и внутренне непротиворечивой. Однако и она, тем не менее, не в состоянии взаимоувязать всю совокупность региональных данных и глобальных построений. В частности, не так давно появи-

лись некоторые палеомагнитные [72] и палеогеографические данные, а также созданные на их основе глобальные плитотектонические построения [97], которые накладывают существенные ограничения на предложенную В.Н.Пучковым интерпретацию протоуральской истории Урала, а также восточной и северо-восточной периферических частей ВЕП. Кроме того, по нашему мнению, в рамках этой точки зрения не находят безусловного подтверждения представления об отнесении протоуральских комплексов к образованиям континентальной окраины пассивного типа. И, действительно, значительная роль в строении протоуралид в северной части западного Урала принадлежит магматическим, в том числе и гранитоидным комплексам, т.е. комплексам совершенно не типичным для пассивных окраин континентов.

“Океаническая” концепция

Эта система взглядов допускает, что в рифее, раннем и среднем палеозое к востоку от ВЕП существовал океанический бассейн. При этом предполагается, что в течение всего промежутка времени располагавшийся к востоку от уральского края ВЕП океан развивался перманентно, то есть Протоуральский и Палеоуральский океаны имели сквозное развитие, а протоуралиды представляют собой образования, сформировавшиеся на окраинах этого океанического бассейна (на окраинах сопряженных с ним континентов) или в пределах самого океана.

Впервые такая точка зрения, была высказана в работе С.Г.Самыгина и А.М.Лейтеса [86]. В соответствии с ней Уральская окраина Восточно-Европейского континента с раннего рифея по ранний ордовик включительно развивалась в режиме пассивной континентальной окраины, с эпизодически проявлявшейся рифтогенной активизацией. В основу представлений положены рассуждения о том, что позднедокембрийский существенно осадочный комплекс протоуралид, состоящий из трех разделенных крупными несогласиями трансгрессивных серий, по составу и внутреннему строению ничем принципиально не отличается от развитых в этой же части региона однотипных палеозойских комплексов. С учетом того, что шельфовая природа последних не вызывает сомнений [76], рифейские комплексы также рассматриваются как образования шельфа. К

образованиям континентального склона авторы и приверженцы этой точки зрения относят восточно-няровейский (R_3 -О?) и нерка-
юский (докембрий?) комплексы на севере Урала.

Важным моментом модели является положение об унаследованности развития уральской окраины Восточно-Европейского континента в палеозое по отношению к докембрийской стадии её развития. В работе [86] отмечено, что предордовикский стратиграфический перерыв сопоставим по продолжительности с перерывами между докембрийскими седиментационными ритмами, и нет принципиального различия между соответствующими угловыми несогласиями. Несогласия С.Г.Самыгин, так же как и С.Н.Иванов (см. выше), считает рифтогенными, но в отличие от него полагает, что проявление рифтогенных процессов лишь периодически усложняло позднедокембрийскую эволюцию пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Доказательством существования Палеоуральского океана уже в докембрии являются древние офиолиты, выходы которых известны в пределах Собского поперечного поднятия (кряж Енгана-Пэ).

Однако, по нашему мнению, в рамках представлений о протоуральской истории как об истории пассивной континентальной окраины, так же, как в концепции В.Н.Пучкова [77, 79, 144], не находит удовлетворительного объяснения присутствие в структуре протоуралид северных частей Урала значительных объёмов позднедокембрийских дифференцированных магматических, и в т. ч. гранитоидных образований.

В последние годы С.Г.Самыгин [83, 85, 87, 88] несколько модифицировал свою модель протоуральской эволюции, полагая, что в конце венда и в раннем кембрии на краю ВЕП формировался энсиалический вулканический пояс островодужного типа – Лушниковская дуга (рис. 5). Считается, что реликтами этого надсубдукционного вулканического сооружения на Южном Урале является лушниковская свита. В аккреционной призме перед фронтом Лушниковской дуги в доордовикское время оказались сгруженными фрагменты Протоуральского океана, а также комплексы чехла и фундамента микроконтинента Палеогондванского происхождения. На это указывают известные данные о докембрийском возрасте некоторых меланократовых комплексов палеоокеанической природы и островодужных образований, распространенных на Южном Урале.

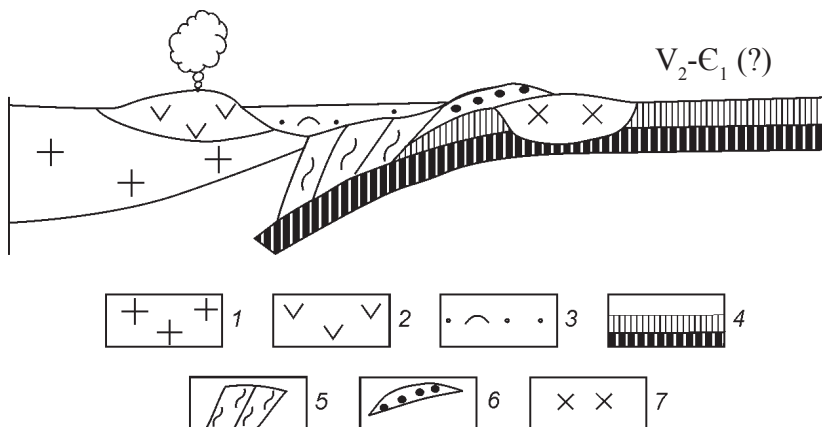


Рис. 5. Реконструкция палеотектонической обстановки на рубеже венд–кембрий, созданная на основе материалов по северной части Эбетинской антиформы (Южный Урал), по С. В. Руженцеву, С.Г. Самыгину [83].

1 – ВЕП; 2 – лушниковский вулканогенный комплекс; 3 – приостроводужные отложения; 4 – океаническая плита Протоурала; 5 – аккреционный комплекс; 6-7 – микроконтинентальный террейн: 6 – чехол; 7 – гипотетический фундамент.

В качестве пассивной континентальной окраины уральский край ВЕП с раннего рифея по ранний ордовик рассматривался и в построениях Л.П.Зоненшайна [33]. Предордовикское угловое несогласие при этом объяснялось складкообразованием, проявившемся во второй половине кембрия в результате столкновения восточного края (современные координаты) ВЕП с докембрийскими микроконтинентами и островной дугой. В рамках этих представлений допозднекембрийские комплексы, известные в основании ПП, а также выходы протоуралид на Полярном Урале, Пай-Хое и Вайгаче рассматриваются как аккреционные образования (рис. 6). В южной части Урала в предордовикское время предполагается столкновение ВЕП с Зауральским микроконтинентом, что призвано, кроме трактовки предордовикского несогласия, дать объяснение того, каким образом глыбы археоциатовых известняков попали на Урал.

Наряду с моделями, предполагающими сквозное (позднедокембрийско-палеозойское) развитие океанического бассейна, располагавшегося к востоку от уральского края Восточно-Европейского континента, и постулирующими пассивный характер этой

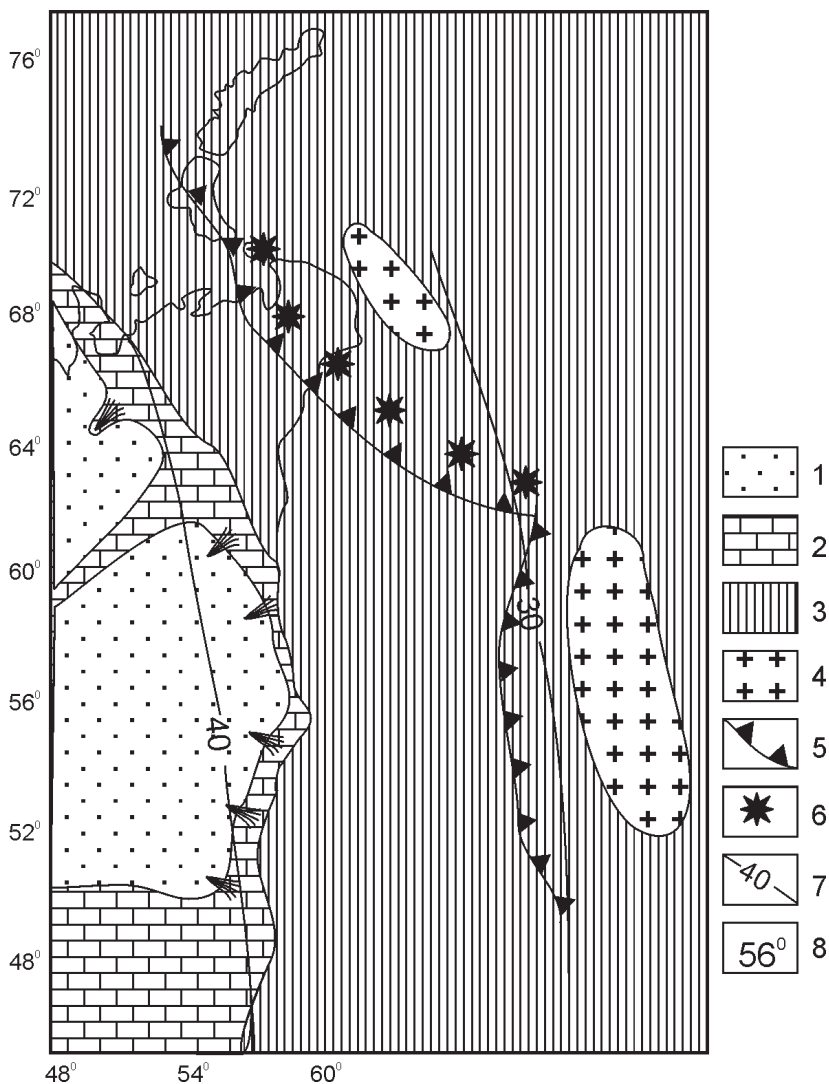


Рис. 6. Геодинамическая реконструкция для уральского края ВЕП на поздний докембрий, по Л.П. Зоненшайну и др. [33].

1 – суша; 2 – эпиконтинентальное море; 3 – океан; 4 – микроконтиненты; 5 – зоны субдукции; 6 – вулканы; 7 – палеошироты; 8 – современные координаты.

континентальной окраины, развиваются модели, в рамках которых эта окраина считается активной. Существует много моделей такого типа протоуральской эволюции, и среди них – малоизвестная, но весьма интересная модель, изложенная в работе [139]. В самых общих чертах эта модель может быть представлена следующим образом. Восточная окраина ВЕП в позднем докембрии-кембрии представляла собой активную континентальную окраину андийского типа (рис. 7), а Уральский край ВЕП располагался на продолжении Кадомского надсубдукционного вулканического пояса окраины Гондваны. Субдукционные процессы на Кадомской активной

окраине, сопровождаемые островодужным магматизмом с максимумом активности приблизительно 575 млн лет назад, закончились столкновением (коллизией) фрагментов надсубдукционного вулканического сооружения и континента. Столкновение сопровождалось становлением коллизионных гранитоидов (540 млн лет). Последующее общее поднятие сменилось в конце кембрия – начале ордовика рифтингом и спредингом, отторгнувшим от Кадомского орогена его фрагменты. С середины ордовика с океанической стороны эпикадомских блоков начали закладываться зоны субдукции, в результате чего на восточном (современные координаты) уральском краю ВЕП сформировалась активная континентальная окраина Западно-Тихоокеанского типа.

Сходная модель предложена недавно в работе Дж. Скэрроу с соавторами [145]. В этой статье авторы на основании детального изучения вещественных характеристик протоуральских комплексов кряжа Енгане-Пэ на западе Полярного Урала выявили ассоциации океанических толеитов, островодужных толеитов и адакитов. На этом основании ими реконструировано строение восточной периферии ВЕП (континента Балтия, согласно терминологии авторов модели) в позднем докембрии и позднедокембрийская эволюция его уральского края (рис. 8). Этот вариант интерпретации протоуральской истории предполагает существование внутриокеанического островодужного сооружения, которое оказалось аккретированным к пассивной окраине ВЕП в результате поддвига под эту островную дугу пассивной окраины континента. Таким образом, комплексы океанического бассейна – офиолиты кряжа Енгане-Пэ с возрастом около 670 млн. лет [70, 115, 137]), некогда отделявшего это островодужное сооружение от континента, оказались обдущированными на его край. Авторы работы [145] отмечают, что протоуральские комплексы кряжа Енгане-Пэ на Полярном Урале по составу и возрасту сходны с образованиями, некогда входившими в состав Авалонско-Кадомской дуги. На этом основании ими сделано предположение о том, что островодужная система, располагавшаяся в венде недалеко от ВЕП, являлась продолжением Кадомской дуги, ограничивающей с юга суперконтинент Паннотия, который включал в себя и ВЕП (см. рис. 8).

На основании данных о составе, возрасте и строении протоуральских комплексов кряжа Енгане-Пэ, а также результатов изучения их

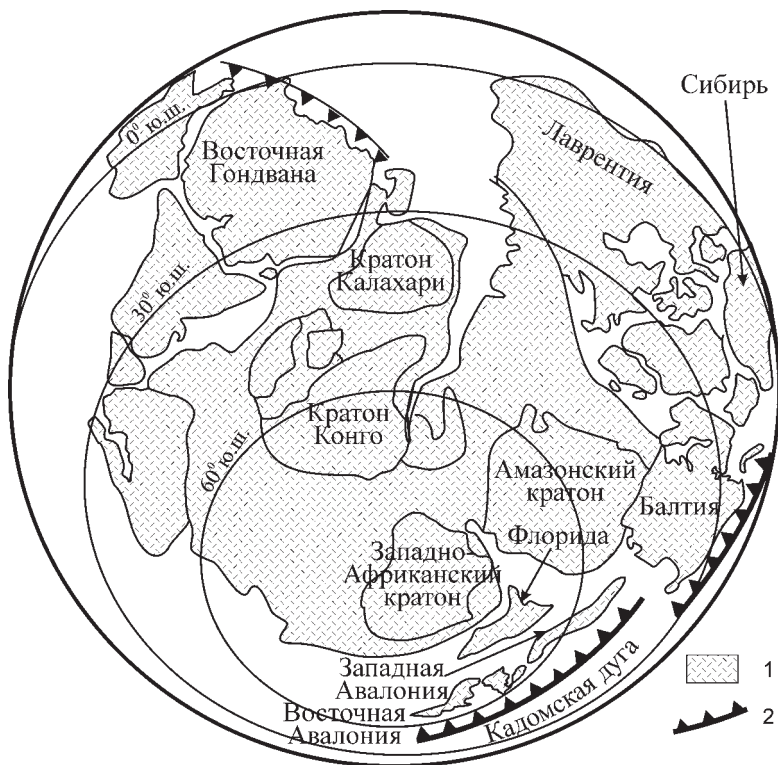


Рис. 8. Глобальная палинспастическая реконструкция, по Дж. Скэрроу и др. [145]. 1 – древняя континентальная кора; 2 – зоны субдукции.

палеомагнитных характеристик, А.Н.Диденко с соавторами была предложена серия не вполне согласующихся между собой моделей протоуральской эволюции уральского края ВЕП [71, 102]. Так, в рамках одной из них [71] на рубеже рифея и венда возле уральского края континента на широте $35 \pm 7^\circ$ ю.ш. функционировала островодужная система, реликты которой известны сейчас в пределах кряжа Енгане-Пэ. Это означает, что уральский край континента в рассматриваемое время представлял собой активную континентальную окраину островодужного типа. В соответствие с другой моделью [102] в венде – раннем кембрии Восточно-Европейский континент “находился в высоких широтах (рис. 9), вероятно, рядом с Гондваной”, от которой он отделился лишь на рубеже рифея и венда. По этим построениям

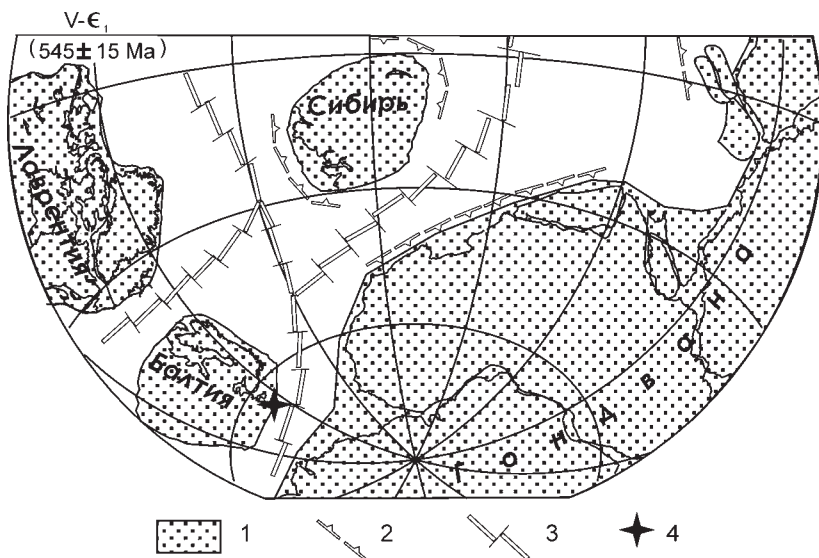


Рис. 9. Магнито-тектоническая реконструкция для венда-кембрия, по А.Н.Диденко и др. [102], с упрощениями.

1 – континенты; 2 – зоны субдукции; 3 – зоны спрединга; 4 – примерная позиция протоуральских комплексов, для которых авторами реконструкции получены палеомагнитные характеристики.

протоуралиды должны являться рифтогенными образованиями пассивной континентальной окраины и сопредельных частей Протоуральского океана.

Слабой стороной этих моделей, кроме их несогласованности между собой, является то, что палеогеодинамическая картина реконструирована на основании материалов, полученных в результате изучения весьма ограниченного по площади участка развития протоуральских комплексов лишь одного из районов Полярного Урала. Отмеченное касается и изложенной несколько выше модели Дж. Скэрроу с соавторами [145], также детально изучивших протоуральские комплексы только кряжа Енгана-Пэ. С учетом того, что строение протоуралид этого района нельзя считать типичным для других районов распространения протоуральских комплексов, вряд ли оправдано экстраполировать реконструированные Дж. Скэрроу и А.Н.Диденко и их соавторами обстановки на весь уральский край ВЕП.

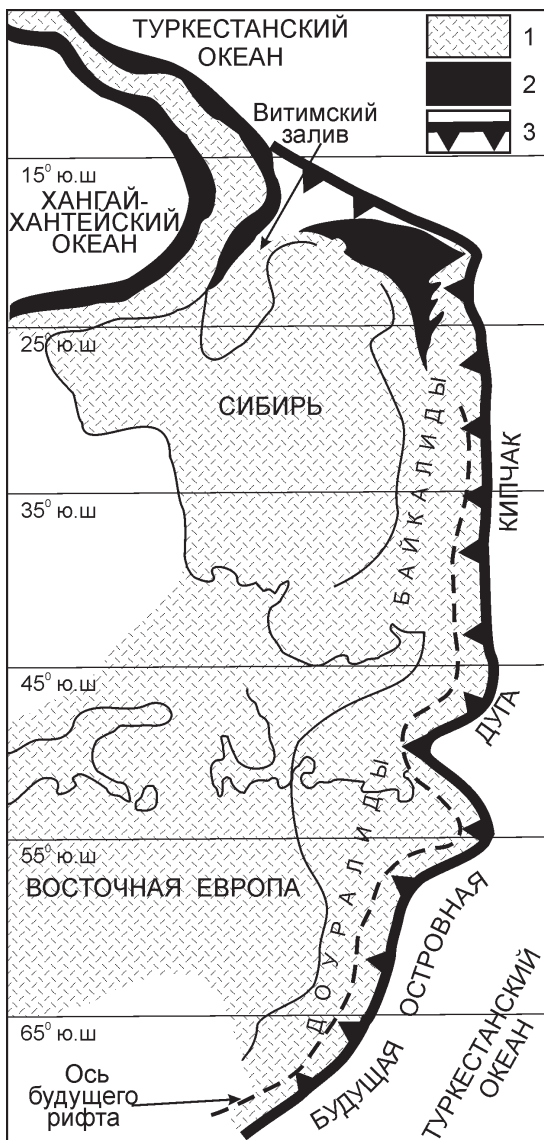


Рис. 10. Палеотектоническая реконструкция для венда – раннего кембрия, по А.М. Дж. Шенгеру и др. [121]. 1 – докембрийская континентальная кора; 2 – венд–раннекембрийские аккреционные комплексы; 3 – зоны субдукции.

Как активная позднедокембрийская континентальная окраина уральский край ВЕП рассматривается и в широко известной модели А.М. Дж.Шенгера, Б.А.Натальина и В.С.Буртмана [121]. Согласно представлениям этих авторов, в позднем докембрии Восточно-Европейский и Сибирский палеоконтиненты, соприкасаясь своими северными краями, составляли единый Восточно-Европейско-Сибирский палеоконтинент (рис. 10). Аккреционно-коллизийные структуры байкалид и протоуралид образовывали единый пояс на восточной активной окраине этого единого континента в зоне перехода к Туркестанскому океану. Сибирский и Восточно-Европейский фрагменты континента были пространственно разобщены лишь в позднем

венде. Венд-кембрийский этап рифтогенеза, проявившийся в пределах рифейского аккреционно-коллизийного пояса байкалид-протоуралид, привел к отчленению от континента узкой полосы континентальной коры. Вдоль океанского края этой полосы заложилась зона конвергенции, в которой поглощалась океаническая литосфера Туркестанского океана. Над ней начала функционировать энсиалическая Кипчакская островная дуга. Бассейн, отчленившийся от континента полосу континентальной коры, трансформировался в палеозое сначала в задуговой спрединговый бассейн, а затем – в Ханты-Мансийский палеоокеан [121]. Однако протоуральские комплексы и структуры, которые могут рассматриваться как реликты аккреционно-коллизийного складчатого пояса, распространены лишь в северных частях уральского края ВЕП. Тогда как в пределах её южной половины протоуралиды, по существу, не содержат комплексов–показателей режима активной континентальной окраины, что существенным образом ограничивает справедливость модели А.М. Дж. Шенгера, Б.А.Натальина и В.С. Буртмана в её позднедокембрийской части.

К этой же группе взглядов можно отнести модель эволюции уральского края ВЕП, разработанную К.В.Куликовой с соавторами [56] для позднего докембрия и палеозоя и основанную исключительно на результатах изучения северных районов Урала. Согласно этим представлениям в раннем–среднем рифее на уральской окраине ВЕП развивались рифтогенные прогибы (рис. 11), в которых накапливались продукты разрушения эпикарельского кристаллического фундамента платформы, а по ослабленным зонам происходило внедрение базальтовой магмы, формировавшей силлоподобные интрузии. Фрагментами рифтогенных комплексов считаются комплексы, участвующие в строении высокобарических образований хребта Марункеу (Полярный Урал). К ним относятся метапелитовые и метааркозовые кристаллосланцы и гнейсы с линзами рутиловых эклогитов (содержащих по данным [105, стр. 23] цирконы с возрастом около 1700 млн. лет), вмещающие силлоподобные тела гранатовых и плагиоклазовых перидотитов, эклогитизированных пироксенитов и габбро, аподолеритовых эклогитов с возрастом протолита по данным [3] около 800 млн. лет.

В позднем рифее развитие рифтогенного процесса привело к разрыву древней континентальной коры и отторжению от ВЕП

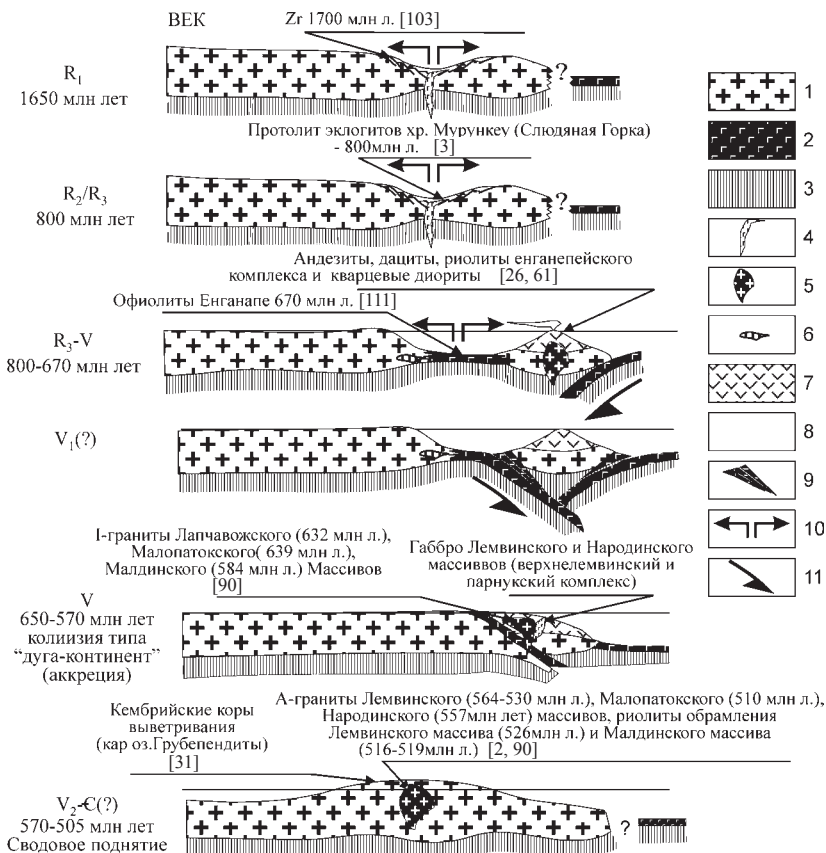


Рис. 11. Схематические палеогеодинамические профили через север Урала по К.В. Куликовой и др. [56] с упрощениями.

1 – континентальная кора, 2 – океаническая кора, 3 – мантийная часть литосферы, 4 – проявления базальтового магматизма, 5 – гранитоидные интрузии, 6 – области высокобарного метаморфизма, 7 – островодужные комплексы, 8 – терригенное выполнение рифтов, 9 – аккреционные призмы, 10 – обстановки растяжения, 11 – направление зон субдукции.

BEK – Восточно-Европейский континент.

сиалического блока, под восточный край которого начинала субдцироваться океаническая кора Протоуральского (Палеоазиатского) океана. Над новообразованной зоной субдукции заложилось Шервожское энсиалическое островодужное сооружение. В тыло-

вой части этого надсубдукционного сооружения образовался малый океанический бассейн (Енганепэйский задуговой бассейн). В качестве реликтов островодужного сооружения и тылового бассейна рассматриваются комплексы, распространенные на западном фланге Полярного Урала в кряже Енганае-Пэ. Это непрерывно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая бедамельская серия, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты нияюского комплекса, енганапэйская офиолитовая ассоциация.

Позднее, но все же в начале венда, прекратилась субдукция коры Палеоазиатского океана под Шервожскую островную дугу, и началось закрытие тыловодужного Енганепэйского бассейна, происходящее в течение венда (670 – 570 млн. лет), после чего произошла коллизия по типу “дуга–континент”. С коллизийным процессом авторы модели связывают становление гранитоидов I-типа Лапчавожского, Малопатокского и Малдинского и др. массивов, средних и кремнекислых вулканитов обрамления Лапчавожского массива, риолитов хребта Малды-Нырды.

В позднем венде – кембрии (570–505 млн. лет) регион испытал длительное постколлизийное воздымание с образованием сводового поднятия, предшествовавшего заложению палеозойского рифта. С поднятием связывается становление контрастной базальт-риолитовой ассоциации (саблегорский и молюдвожский комплексы) и лейкогранитов А-типа Лемвинского, Народинского, Малопатокского и др. массивов. Окончание этого этапа знаменуется глубоким размытием территории и формированием мощных кор выветривания, на которых, начиная с тремадока, отлагались комплексы уралид Западно-Уральской зоны [56].

Однако эта модель, как и многие упомянутые выше, не даёт удовлетворительного объяснения существенных различий протоуральских комплексов южных и северных районов Урала. Кроме того, в рамках этой модели предполагается, что северные протоуралиды, уже начиная с раннего рифея, представляли собой комплексы уральской окраины ВЕП. В действительности же они пространственно сопряжены не с собственно древним ВЕП, а с расположенной к северо-востоку от него ГП. Протоуралиды севера Урала близки по возрасту к комплексам фундамента ГП и, по-видимому, (см. ниже) в значительной своей части не участвовали в строении ВЕП в позднем докембрии.

После опубликования этой модели часть положений была критически пересмотрена, учтены конструктивные замечания, что позволило разработчикам модели, которые являются одновременно и авторами настоящей монографии, подойти к трактовке протоуральской эволюции с иных позиций. В частности, было проведено совместное рассмотрение эволюции протоуралид северной части ЦУП и доордовикских комплексов фундамента ПП. Кроме того, авторы пришли к выводу, что пришло время отказаться от чрезвычайно широко распространенных представлений о протоуралидах ЦУП как об образованиях единой палеотектонической структуры – позднедокембрийского уральского края ВЕП.

Обзор представлений о протоуральской эволюции Тимано-Печорского региона

В отличие от протоуралид Западного Урала, в отношении генезиса доордовикских комплексов Тимано-Печорского региона – тиманид⁴ в настоящее время существует меньшее количество точек зрения, что, очевидно, объясняется несравненно более слабой изученностью этих образований. Тиманиды выходят на дневную поверхность лишь в некоторых труднодоступных районах Тиманского кряжа и полуострова Канин Нос, а в остальных местах Тимано-Печорского региона они залегают под мощным чехлом фанерозойских отложений и лишь в отдельных случаях вскрыты глубокими скважинами.

Ухтинские ученые Л.П.Шилов и А.И.Дьяконов ретроспективно рассмотрели развитие идей о тектонике Тимано-Печорского региона [122]. В работе упомянуты, пожалуй, все исследователи региона, занимавшиеся изучением строения и разработкой моделей тектонического развития Тимана и фундамента ПП. Это освобождает нас от необходимости проведения полного исторического обзора концепций тектонического развития тиманид и дает возможность лишь кратко рассмотреть наиболее важные и интересные, на наш взгляд, модели и идеи предшественников. Перед тем, как перейти к их краткому обзору, отметим, что наиболее ранние из них разработаны в рамках геосинклинальной геотектонической парадигмы. Для них мы не проводим критического анализа, а ограничимся лишь перечислением и, в отдельных случаях, кратким

⁴ Термин “тиманиды” впервые был предложен Н.С.Шатским [120].

описанием. Основное внимание будет уделено мобилистским концепциям интерпретации тиманид.

По-видимому, первые представления о тектонике и эволюции тиманид принадлежат А.А.Полканову [74], А.Н.Мазаровичу [59] и Н.С.Шатскому [119, 120], которые отмечали, что северо-восточный угол ВЕП заметно отличается от остальной её части более молодым возрастом складчатого основания. А.А.Полканов и А.Н.Мазарович считали, что здесь граница между платформенным комплексом и фундаментом проходит между нижним и верхним силуром (ордовиком и силуром, в современном понимании), из чего следовало, что складчатый комплекс тиманид сформировался в таконскую фазу каледонской складчатости. В противоположность этим воззрениям Н.С.Шатский считал складчатый комплекс байкальским.

В течение третьей четверти XX века представления Н.С.Шатского разделяли и поддерживали многие исследователи, в числе которых Н.П.Херасков, А.С.Перфильев, В.С.Журавлев, Р.А.Гафаров и др. В частности, В.С.Журавлев и Р.А.Гафаров, развивая идеи Н.С.Шатского, в 1959 году писали, что "... на северо-востоке Русской платформы ее фундамент является разновозрастным: к юго-западу от Тимана, где рифей входит в состав осадочного чехла, он архейский и карельский, а на Тимане и к северо-востоку от него – байкальский" [29]. Кроме того, на основании анализа геолого-геофизических материалов регион был разделен на мио- и эвгеосинклинальную зоны. Тиманский кряж и прилегающая к нему с северо-востока западная часть "Печорской синеклизы вплоть до Печорской гряды", характеризующаяся ровным отрицательным гравитационным и магнитным полем, рассматривалась как область распространения миогеосинклинальных отложений рифея. В противоположность этому, северо-восточная часть синеклизы, к которой приурочены интенсивные гравитационные и магнитные аномалии, характеризующиеся отчетливым северо-западным простиранием, была отнесена к эвгеосинклинальной зоне.

Основываясь на представлениях о байкальском возрасте фундамента ПП и ее тектонической зональности, Р.А. Гафаровым, В.С. Журавлевым, Н.П. Херасковым, А.С. Перфильевым и другими исследователями были сформулированы идеи о пространственной

и генетической связи байкальских складчатых сооружений Тимано-Печорского региона и северных частей Западного Урала. Согласно этим взглядам юго-западными продолжениями миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной зон тиманид являются, соответствующие зоны протоуралид [10, 29, 117 и др.].

Несколько модернизированные представления, по сравнению с вышеизложенной точкой зрения о байкальском возрасте тиманид, высказывали Н.П.Херасков и А.С.Перфильев. На основании ряда прямых и косвенных данных они, в частности, допускали, что в северо-восточной части Тимано-Печорской области в строении тиманид участвуют и комплексы кембрийского возраста, что позволило им рассматривать Большеземельскую часть тиманид как область с раннекаледонской складчатостью фундамента [117, стр. 57].

Существенно по-иному трактовались тиманиды в работах А.Д.Архангельского, Г.Штилле, П.Е.Оффмана и др., которые полагали, что в Тимано-Печорском регионе, также как на территории всей Русской плиты, фундаментом платформенного чехла являются нижнепротерозойские и более древние образования [69]. Считалось, что Тимано-Печорский регион вместе с его северным продолжением, простирающимся на шельф Баренцева моря, представляет собой северное продолжение ВЕП, а рифейские комплексы и структуры Тимана маркируют собой узкий желобообразный прогиб – авлакоген, рассекавший в рифее тело платформы. Упомянем здесь, что в последние годы жизни Н.С.Шатский, как это отмечали Н.П.Херасков и А.С.Перфильев [117], изменил свои старые представления и стал в значительной степени разделять взгляды П.Е.Оффмана и А.Д.Архангельского.

Весьма близкая, но все же несколько отличная от вышеописанной, точка зрения принадлежит Г.Штилле, который полагал, что участвующий в строении северной части ВЕП “древнейший континент Феносарматия” (s.l.) состоял из двух древнейших глыб – Феносарматии (s.s.) и Баренции. Последняя включала в себя и структуры складчатого основания ПП (рис. 12). Глыбы первоначально были отделены друг от друга Тиманским ортогеосинклинальным трогом и оказались “спаянными” в результате завершающей складчатости, которая “... с большой долей вероятности должна считаться ассинтской” [127, стр. 583].

На господство в пределах Тимано-Печорского региона (как и во всей Тимано-Уральской области) платформенного, а не геосинклинального режима в позднем докембрии указывал С.Н.Иванов. При этом проявления тектономагматической активности этого времени он считал отражением процессов активизации краевых частей платформы [37–38].

С фиксированных позиций рассмотрены тимани-

ды и в ранних работах В.Г.Оловянишникова (В.Г.Гецена) [11–12], который в геосинклинальном развитии тиманид выделял две стадии – стадию прогибания и накопления темноцветных тонкообломочных терригенно-глинистых комплексов (демиссионная стадия) и стадию интенсивного разрушения дорифейского основания региона, сопровождавшуюся вулканизмом, плутонической активностью и проявлением складчатости (рифтогенная стадия). При этом подчеркивалось, что существование позднедокембрийской эвгеосинклинали в регионе не доказано.

На смену этой точке зрения пришли представления, разработанные А.М.Пыстиным и учитывающие огромный объем новых на тот момент геолого-геофизических материалов. А.М.Пыстин полагал, что в рифее “... на рассматриваемой территории господствовали условия



Рис. 12. Докембрийский континент Феносарматия (s.l.), состоящий из двух континентальных глыб – Феносарматии (s.s.) и Баренции, по Г. Штилле [127] с изменениями и упрощениями.

1 – современные океанические впадины; 2 – границы блоков континентальной коры (континентальных глыб по Г.Штилле)

активизированной платформы” [30, стр. 81]. Здесь в то время проявлялись процессы диасхизиса и рифтогенеза, которые привели к накоплению мощных циклически устроенных терригенных и карбонатных толщ, формирование которых иногда сопровождалось проявлениями базальтового вулканизма. К концу этого этапа развития региона произошло усиление рифтообразования. Возникли относительно широкие (многие десятки километров) зоны с утоненной и переработанной континентальной корой – энсиалические интракратонные геосинклинали.

В конце рифея и в венде регион развивался в режиме “...байкальской геосинклинали неполного развития” – геосинклинали, в которой отсутствуют мощные андезитовые серии. А.М.Пыстиным отмечена латеральная изменчивость геосинклинальных формаций вкрест простирания геосинклинальных структур. Так, на Тимане с юго-запада на северо-восток платформенные формации сменяются формациями внутренней зоны миогеосинклинали, а те в свою очередь – “формациями миогеосинклинального ряда”. Миогеосинклинальная область на основании анализа геолого-геофизических материалов подразделена на зоны широкого развития базитового магматизма и зоны, где магматизм играл подчиненную роль и, наряду с базитами, встречаются породы среднего и кислого состава.

Быстрое накопление геолого-геофизических материалов и все нарастающее влияние идей плитовой тектоники требовало внесения корректив в представления о строении и эволюции тиманид. Этим обусловлено появление в восьмидесятых годах XX века сначала концепций, описывающих позднедокембрийскую эволюцию Тимано-Печорского региона как геосинклинальную, но с использованием некоторых терминов и понятий тектоники плит, а затем и моделей, целиком построенных в рамках плитотектонической парадигмы.

По-видимому, самые ранние мобилистские воззрения на строение и эволюцию тиманид были продемонстрированы в работе В.В.Юдина и В.А.Дедеева [128], в соответствии с которыми в раннем и среднем рифее к востоку и северо-востоку от ВЕП располагался Тимано-Уральский океан, образовавшийся в результате деструктивных процессов, обособивших остов платформы. Северо-Восточная граница ВЕП была пассивной континентальной окраиной. В её пределах на юго-западе накапливались толщи терригенных

шельфовых осадков (четласская серия и др.), а на северо-востоке – толщи континентального склона и подножия (микулкинская, барминская, тархановская серии). С конца среднего рифея пассивная окраина трансформировалась в активную. С этого времени палеотектоническая ситуация представляется авторам модели следующим образом. На Тиманской окраине ВЕП сформировался латеральный ряд структур, включающий окраинное море, островную дугу и глубоководный желоб. Вдоль восточной границы перикратонного опускания образовался барьерный риф (карбостромовая формация – павьюгинская, лудоватая и др. свиты быстринской серии), который ограничивал с юго-востока окраинный тыловодужный прогиб. Прогиб простирался до Припечорской зоны разломов, в нем отлагались флишеподобные сланцевые комплексы (табуевская и кислоручейская серии). Далее к северо-востоку находилось вулканическое надсубдукционное сооружение, где формировались дифференцированные вулканогенно-осадочные ассоциации, наиболее отчетливо представленные в Приуральской части региона и прослеживающиеся по геофизическим данным в пределы северо-восточной части фундамента ПП, вплоть до Припечорской зоны разломов.

Начиная с конца рифея и в венде были образованы комплексы, характеризующие собой коллизионные обстановки (кыквожская свита вымской серии, седуюхинская, сандивейская, лаптапайская, хойдышорская свиты и их аналоги; метаморфические и гранитоидные комплексы, время формирования которых охватывает возрастной интервал всего венда). Их появление сопровождало завершение байкальского тектоно-метаморфического цикла, окончание которого знаменовалось кратонизацией и стабилизацией Тимано-Печорского геоблока земной коры [128].

Начиная с первой половины 90-х годов XX века вышли в свет многочисленные работы В.Г.Оловянишникова, в которых он полностью отказался от геосинклинальных воззрений и проинтерпретировал тектонику и эволюцию тиманид с позиций тектоники плит [13, 65–68 и др.]. В этих работах, также как и в модели [128], показано, что Тиман и притиманская часть фундамента ПП (Ижемская микроплита) в позднем докембрии представляли собой пассивную окраину ВЕП. Ее заложение и развитие связано “...с общим про-



Рис. 13. Схематический разрез земной коры через северо-восточный край Русской плиты и Печорскую плиту по профилю, ориентированному с ЮЗ на СВ, по В.Г.Оловянишникову [65] с упрощениями.

1 - “гранитный слой”; 2 - “базальтовый слой”; 3 - позднедокембрийские образования.

цессом деструкции окраины платформы и появлением зон с океанической корой в окружающей метаплатформенной области” [65, стр. 155]. В конце рифея – начале венда с Тиманской пассивной окраиной ВЕП начали сближаться блоки с раннедокембрийской корой континентального типа – террейны (Хорейверский, Колгуевский, Новоземельский и другие микроконтиненты). “Сближение террейнов с остовом материка сопровождалось возникновением островных дуг и проявлением субдукции” [там же]. К концу венда террейны присоединились к континенту и произошла окончательная консолидация фундамента современной ПП (рис. 13). При этом “... позднедокембрийский Канино-Тиманский кряж сформировался в компенсационной зоне тиманских разломов, в которой происходила разгрузка горизонтальных напряжений, возникших при коллизии террейнов с погруженной окраиной платформы” [66, стр. 47]. Необходимо отметить, что, хотя изложенная модель В.Г.Оловянишникова с очевидностью должна характеризоваться по своей сути и используемой терминологии как плитотектоническая, все же сам её автор считает, что “предлагаемая модель развивает и совершенствует раннюю геосинклинальную концепцию” [68].

Наряду с изложенными выше плитотектоническими построениями, базирующимися, главным образом, на анализе геологических данных, получили достаточно широкую известность концепции, основывающиеся преимущественно на выявленных разными методами

неоднородностях вещественного состава и физических характеристик комплексов тиманид. К таким моделям, в частности, можно отнести точку зрения С.Л.Костюченко [48–49]. В соответствии с представлениями этого исследователя важнейшей особенностью строения тиманид является их блоковая делимость. В пределах Тимано-Печорского региона С.Л.Костюченко выделяет ряд коровых блоков (мегаблоков или микроплит) – Тиманский, Ижма-Печорский, Денисовско-Хорейверский, Малоюсский, Коротаихинский, Косью-Роговский и Верхнепечорский (рис. 14), различающихся особенностями физических свойств, мощностью консолидированной коры, рельефом поверхности Мохо и т.п. Малоюсский мегаблок проинтерпретирован как реликт палеоокеанической коры со структурами спредингового хребта в осевой зоне. Юго-восточное ограничение этого мегаблока проведено по субвертикальной разломной зоне гряды Чернышева, которая представляет собой, с точки зрения С.Л.Костюченко, палеотрансформу. Юго-западное продолжение этой зоны разграничивает Денисовско-Хорейверский и Косью-Роговской мегаблока. Коротаихинский, Косью-Роговский и Верхнепечорский мегаблока рассмотрены как микроплиты с океанической корой или корой, переходной от океанической к континентальной. Границы между коровыми блоками считаются субвертикальными и отождествляются с глубинными разломами. В противоположность им граница между Ижма-Печорским и Денисовско-Хорейверским мегаблоками “интерпретируется в качестве зоны поддвига Денисовско-Хорейверской микроплиты в западном направлении”, что в сочетании с другими особенностями строения этой разломной зоны “позволяет классифицировать её в качестве палеосубдукционной сутуры докембрийского возраста” [48]. Наличие реликта подобной палеоструктуры предполагается автором построений и на границе Малоюсского и Коротаихинского блоков. При этом полагается, что восточный край Малоюсского блока пододвинут под Коротаихинскую микроплиту.

Изложенные представления С.Л.Костюченко о строении и палеотектонической природе позднедокембрийских образований региона легли в основу тектонической модели Тимано-Печорского сегмента земной коры. Согласно этой модели, Малоюсский блок в рифейско-раннекембрийское время представлял собой ограниченный с юго-востока трансформой зоной гряды Чернышева бассейн

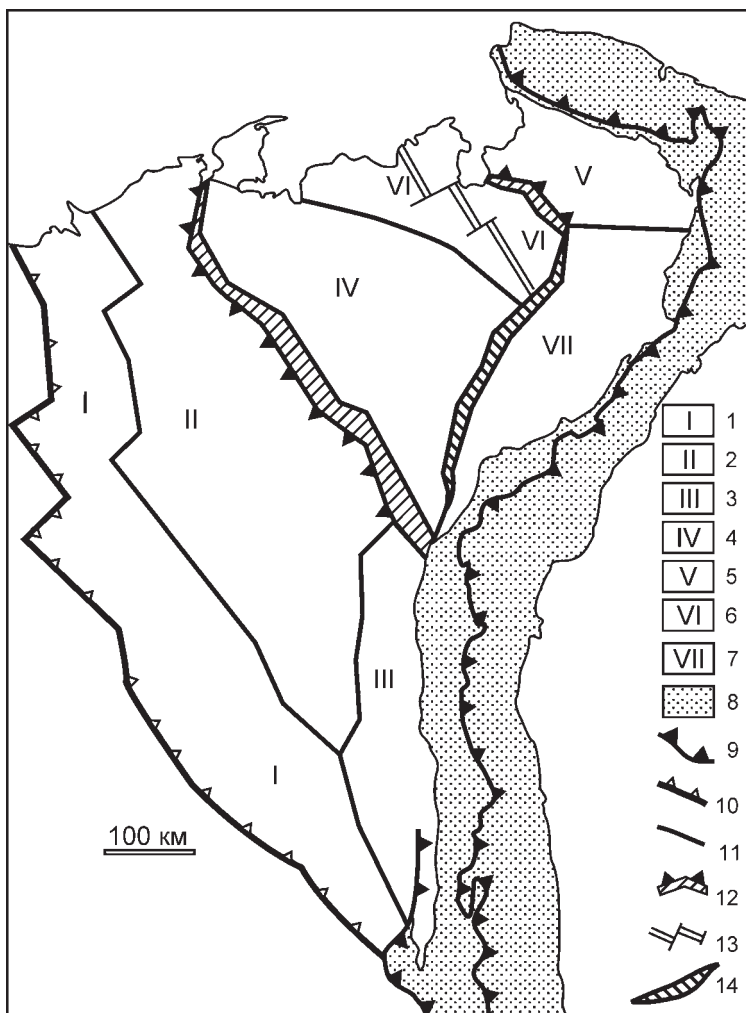


Рис. 14. Схема палеотектонического районирования Тимана и фундамента Печорской плиты по С.Л. Костюченко[48], с упрощениями и изменениями.

1-7 – блоки земной коры (микроплиты): 1 – Тиманский, 2 – Ижма-Печорский, 3 – Верхнепечорский, 4 – Денисовско-Хорейверский, 5 – Коротаихинский, 6 – Малоюский, 7 – Косью-Роговский; 8 – Урало-Пайхойская складчатая область; 9 – надвиги Урало-Пайхойской складчатой области; 10 – Западно-Тиманский надвиг; 11 – зоны позднедокембрийской субдукции (коллизии); 12 – осевая зона позднедокембрийского спрединга; 13 – ось палеоспрединга; 14 – палеотрансформная зона гряды Чернышева.

с корой океанического типа, в осевой части которого располагалась срединговая зона. К юго-западу от бассейна располагался Денисовско-Хорейверский континентальный блок (микроконтинент), а к северо-востоку – Кортаихинский континентальный блок. Граница между Малоюским океаническим бассейном и Денисовско-Хорейверским микроконтинентом имела характер пассивной континентальной окраины, тогда как на границе с Кортаихинским континентальным блоком располагалась зона субдукции, падающая под этот блок, в которой поглощалась океаническая литосфера северо-восточной части Малоюсского бассейна (см. рис. 14).

К юго-западу от Денисовско-Хорейверского микроконтинента находился другой палеоокеанический бассейн, литосфера которого поглощалась в зоне субдукции, функционировавшей на северо-восточном краю Ижма-Печорского блока, где в это время проявлялся островодужный вулканизм. Позднее, по мере закрытия океанического бассейна, в зону субдукции, падающую под северо-восточный край Ижма-Печорского блока, попал Денисовско-Хорейверский микроконтинент [48–49]. Коллизионное взаимодействие континентальных блоков проявлялось в кембрии – раннем девоне. В это же время Малоюский палеоокеанический бассейн переродился в Варандей-Адзвинскую авлакогенную структуру.

Общие критические замечания к плитотектоническим моделям строения и эволюции тиманид

Завершая обзор концепций строения и эволюции тиманид отметим, что существующие плитотектонические построения являются по своей сути аккреционными. В рамках этих моделей считается, что современное взаимное расположение комплексов и структур тиманид возникло на позднекембрийской стадии развития северо-восточной периферии ВЕП. Эта стадия характеризуется тем, что в её начале данная область развивалась как пассивная континентальная окраина, которая затем или трансформировалась в активную (аккреционную) окраину [128], или к ней были аккрецированы микроконтиненты (террейны), ограниченные надсубдукционными системами (островными дугами) [13; 65–68 и др.]. В модели С.Л.Костюченко [48] современная структура тиманид представляет собой по существу ненарушенный фрагмент двух аккре-

ционных поясов, разделенных Малоюским меланократовым коровым блоком, являющимся реликтом океанического бассейна с сохранившейся осевой зоной спрединга.

По нашему мнению, тиманиды – это остатки внутриконтинентального складчатого пояса. Основываясь на понятийной базе тектоники плит, невозможно предположить никакого иного способа образования таких структур иначе, как в зонах коллизии двух континентальных масс. Для современных коллизионных зон (например, Альп и Гималаев) доказано, что сталкивающиеся континентальные массы не просто сочленяются по сутуре, но интенсивно деформируются и “перемешиваются” в широкой зоне. Так современные тектоно-геолого-геофизические разрезы через Альпы демонстрируют глубокое шарьирование в сторону Европейской платформы пеннинских/гельветских покровов [142, 147 и др.], а тектонические реконструкции включают затягивание континентальных масс вглубь зоны коллизии, их интенсивные деформации, срывы и всплывание далеко позади фронта шарьирования. Что касается древних коллизионных зон, то и для некоторых из них показан схожий стиль тектоники. Например, для Южного Урала выявлено чередование тектонических единиц континентального, надсубдукционного и океанического происхождения. Предполагается, что такая зональность сформировалась главным образом при позднепалеозойской континентальной коллизии Восточно-Европейского и Казахстанско-Киргизского континентов, во время которой окраины континентов и реликты разделявших их палеоструктур были деформированы и перемещены в альпийском стиле, а затем произошло постколлизийное усложнение структуры коллизионного орогена [51–53, 55, 64 и др.].

Выводы

Рассмотренные концепции тектонической интерпретации протоуральского геодинамического развития восточной (уральской) и северо-восточной (тиманской) окраин ВЕП отражают не только разнообразие взглядов на протоуральскую историю регионов, но и эволюцию представлений: смену геосинклинальной парадигмы парадигмой тектоники плит и усложнение палеогеодинамических построений по мере накопления данных. Приведенный обзор показывает, что большое значение для построения и тестирования тектонических моделей

геодинамического развития протоуралид и тиманид, помимо геологических, имеют стратиграфические, палеогеографические, палеомагнитные, геофизические и другие данные.

Современная интерпретация магматических и осадочно-вулканогенных формаций, с привлечением результатов анализа новейших палеомагнитных, палеонтологических и других данных открывает дальнейшие перспективы расшифровки геодинамических обстановок формирования протоуралид и тиманид, а также делает возможным создание новых региональных и глобальных палеотектонических реконструкций. Весьма важным для решения проблемы протоуральской истории уральского и тиманского края ВЕП является определение геодинамического типоморфизма позднедокембрийско-кембрийских гранитоидов и гранитоидных ВПА, широко развитых на севере Западноуральской мегазоны и в фундаменте ПП.

ПРОТОУРАЛЬСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРА УРАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЕЙ ФУНДАМЕНТА ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ

Геологическая позиция

В строении фундамента Печорской плиты (ПП) и пограничной с ней части ЦУП отчетливо обособливаются области, где достаточно широко распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, зачастую подвергнутые метаморфическим преобразованиям, а также территории, где преимущественным развитием пользуются слабо деформированные и слабо метаморфизованные осадочные образования. Именно эти различия состава, степени дислоцированности и метаморфизма позднедокембрийских отложений привели большинство исследователей, вслед за Н.С.Шатским [119], к выделению в строении фундамента ПП [29] и северных протоуралид [117] эв- и миогеосинклинальных зон.

В строении фундамента ПП эти области называются сейчас, соответственно, Большеземельским (Большеземельская и Печорская зоны) и Тиманским (Тиман и Ижемская зона) мегаблоками (рис. 15). Граница между ними была проведена параллельно Тиману,

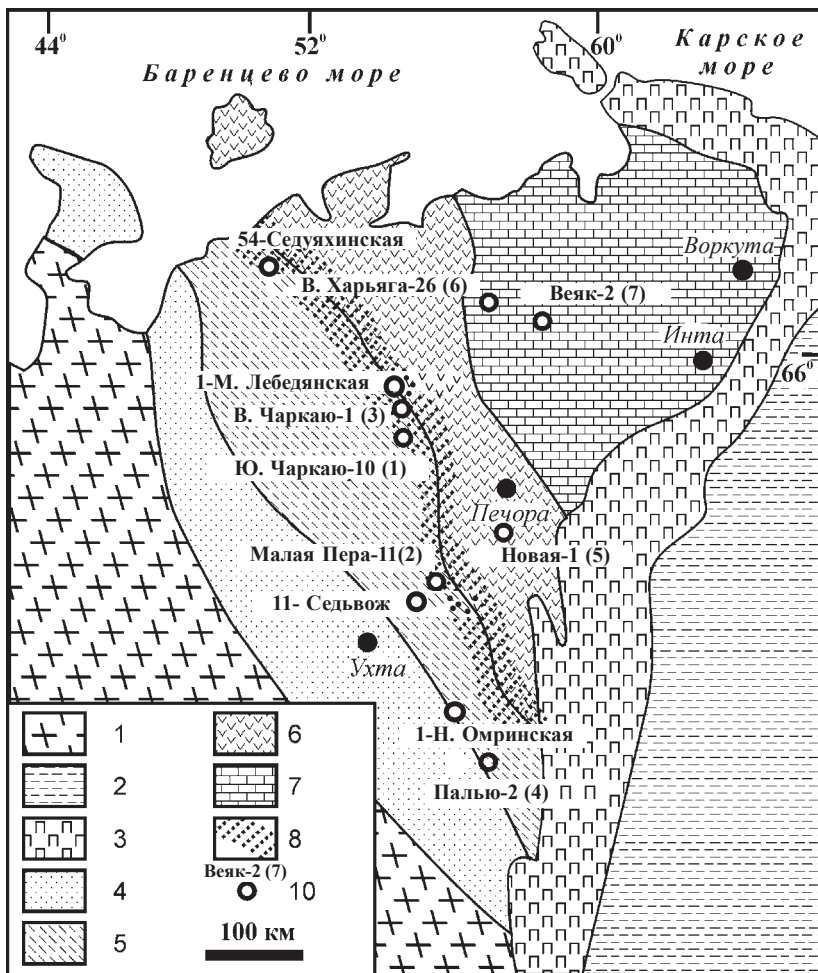


Рис. 15. Строение фундамента Тимано-Печорской плиты.

1 – Восточно-Европейский кратон; 2 – Западно-Сибирская плита; 3 – Урал; 4-5 – Тиманский мегаблок: 4 – Тиман, 5 – Ижемская зона, 6-7 – Большеземельский мегаблок: 6 – Печорская зона, 7 – Большеземельская зона; 8 – Припечорско-Илыч-Чикшинская зона разломов; 9 – скважины, вскрывшие гранитоиды в фундаменте Тимано-Печорской плиты, и их наименование, в скобках после наименования скважины номер, соответствующий номеру в табл. 2. Положение скважин по Н.И.Никонов и др. [103, прил. 9; Gee et al., 135].

к северо-востоку от него [73 и др.]. Сейчас в качестве этой границы рассматривается Припечорско-Ильч-Чикшинская зона разломов, выделяемая в строении фундамента ПП. В пределах ЦУП её продолжение разграничивает “эвгеосинклинальную” северную (Кожимскую) часть Ляпинского антиклинория и “миогеосинклинальную” южную его часть.

В строении Тимана и прилегающей к нему с северо-востока Ижемской зоны фундамента ПП преобладают слабо метаморфизованные и существенно менее деформированные преимущественно осадочные образования [65–67, 135 и др.]. Лишь на северо-западе, на Северном Тимане и п-ове Канин, метаморфизм доходит до уровня амфиболитовой фации и встречаются интрузии габбро, гранитов и сиенитов [1, 47, 65]. В восточной части Ижемской зоны бурением вскрыты гранитные массивы, предположительно поздне- или пост-тектонические [20, 135].

Характер строения допалеозойского фундамента ПП резко изменяется к северо-востоку от Припечорской-Ильч-Чикшинской зоны разломов. Здесь начинают преобладать существенно вулканогенные комплексы. В пределах Печорской зоны развиты известково-щелочные вулканические островодужные комплексы и интрузивные комплексы среднего и основного состава [6]. В Большеземельской зоне бурением вскрыты вулканогенно-осадочные породы и вулканы кислого состава, а также интрузии двуслюдяных гранитов и габбро [135].

Важное значение для проведения тектонического районирования фундамента Печорской плиты и прилегающей к ней части ЦУП имеет отчетливая положительная магнитная аномалия (рис. 16) [58], которую мы называем Припечорской аномалией. В Приуральской части плиты продолжение этой магнитной аномалии называется Денисовской магнитной аномалией [112, см. рис. 2]. Известно, что Денисовская аномалия создается вулканитами, участвующими в строении позднедокембрийских (протоуральских) толщ этой части региона. Очевидно, что и её северо-западное продолжение, т.е. Припечорская аномалия, также может указывать, в свою очередь, на широкое развитие изверженных пород в пределах этой части фундамента ПП.

Юго-восточное ограничение зоны аномального магнитного поля, являющееся северо-западным продолжением Денисовской магнит-

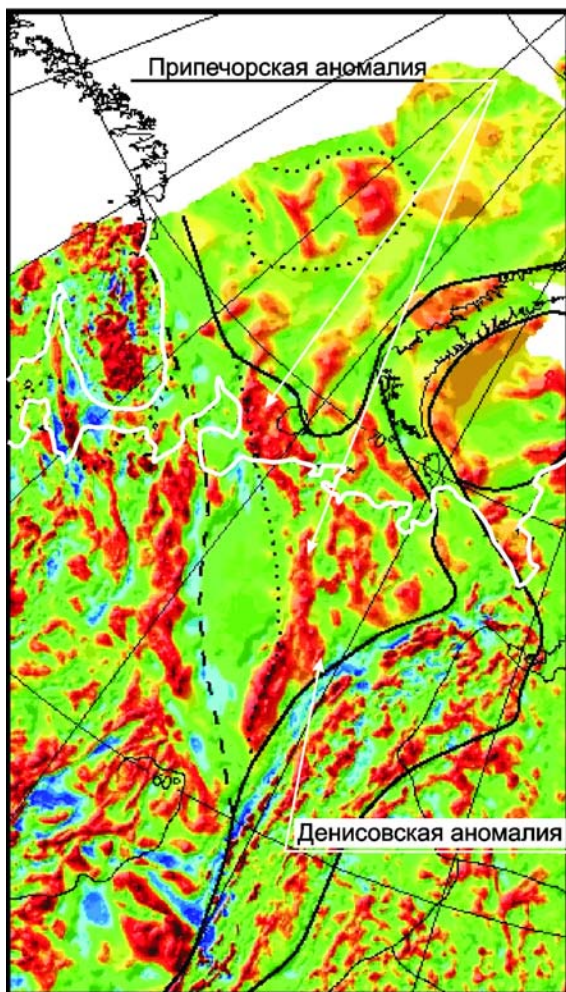


Рис. 16. Фрагмент карты магнитных аномалий и тектонических элементов северо-восточной Евразии по Г. Йоргенсену и др. Масштаб 1:10 000 000. [58].

позднедокембрийской пассивной окраины ВЕП.

В строении Большеземельского мегаблока выделяются несколько крупных – Колгуевское, Хорейверское, Новоземельское и ряд более мелких поднятий, рассматриваемых ранее как антиклинорные структуры. Позднее их стали считать микроконтинентами или террейнами

ной аномалии, пространственно совпадает с Припечорско-Ильч-Чикшинской зоной разломов. В её пределах по геофизическим данным предполагается большое количество интрузий основного и ультраосновного состава [20]. Все это, на наш взгляд, подтверждает, что зона является сутурой, разделяющей Тиманский (Тиман и Ижемская зоны) и Большеземельский (Печорская и Большеземельская зоны) мегаблоки фундамента (см. рис. 15).

Состав и строение позднедокембрийских комплексов Тиманского мегаблока позволяет интерпретировать их как образования

[65, 66]. Эти поднятия пространственно разделяют ареал развития позднедокембрийских (протоуральских) меланократовых (базит-гипербазитовых) и непрерывно дифференцированных вулканогенных, а также вулканогенно-осадочных и ассоциирующих с ними осадочных (обломочных) комплексов Большеземельского мегаблока на ряд протяженных зон. Таковыми являются (с юго-запада на северо-восток) Нижнепечорская, Кожимско-Вангырская, Полярно-Уральская структурно-формационные зоны. Комплексы Полярно-Уральской зоны представлены протоуральскими офиолитами, дифференцированными вулканогенными и ассоциирующими с ними осадочными образованиями. В кряже Енгане-Пэ на западном склоне Полярного Урала они вместе с несогласно перекрывающими их базальными горизонтами уралид выступают на дневную поверхность и слагают ядро крупной одноименной антиклинали [26, 62, 70, 115, 137, 145]. Геофизические данные и материалы по редким скважинам, достигшим фундамента Большеземельского мегаблока ПП, указывают на то, что здесь развиты образования, сформированные в пределах бассейнов с корой океанического типа и надсубдукционные магматические образования – вулканиты и гранитоиды.

На Северном и Приполярном Урале протоуралиды распространены в пределах Ляпинского антиклинория ЦУП (Западно-Уральская мегазона). На севере антиклинория (Кожимский блок) протоуралиды сложены в различной степени метаморфизованными вулканогенными, осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Кроме того, широким распространением здесь пользуются протоуральские гранитоиды, которые традиционно объединяют в сальнерско-маньхамбовский интрузивный комплекс [46, 110]. С этими гранитоидами пространственно и генетически связаны вулканиты, которые в совокупности с ними образуют ВПА. В более южных частях Ляпинского антиклинория преимущественным распространением пользуются позднедокембрийские существенно осадочные образования.

Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты кремнекислого состава известны и в строении некоторых частей позднедокембрийского фундамента ПП. В частности, они вскрыты скважинами в пределах Припечорско-Илыч-Чикшинской зоны разломов, разделяющей Тиманский и Большеземельский мегаблоки

фундамента. Гранитоиды этой полосы фундамента ПП относятся к вендско-раннекембрийским нижнеомринскому и чаркаюскому комплексам [46]. По ряду вещественных характеристик и возрасту они сопоставимы с некоторыми североуральскими гранитами. Гранитоиды участвуют также в строении прилегающих к Припечорско-Ильч-Чикшинской зоне разломов частей фундамента ПП, они известны в северо-восточной части Тиманского мегаблока и в юго-западной части Большеземельского мегаблока.

Обзор представлений о классификации

Уже было отмечено, что протоуральские гранитоиды западного склона севера Урала традиционно объединяются в сальнерско-маньхамбовский интрузивный комплекс. При этом почти всеми исследователями отмечена его неоднородность. Так, в сальнерско-маньхамбовском комплексе на основании анализа формы интрузивных тел М.В.Фишманом были выделены массивы сальнерского и маньхамбовского типов. Позднее, при проведении дополнительного изучения региона оказалось, что гранитоиды этих типов заметно отличаются по минеральному и химическому составу. В дальнейшем исследования, направленные на проведение генетической типизации протоуральских гранитоидов западного склона севера Урала, а также на выявление закономерностей их пространственного размещения, были продолжены Б.А.Голдиным, Е.П.Калининым, Л.В.Махлаевым, В.А.Душиным, А.А.Соболевой и др.

В рамках этих исследований Б.А.Голдиным с соавторами, в развитие идей Д.С.Штейнберга и В.Г.Вигоровой [8, 126], среди гранитоидов ЦУП были выделены относительно более “сухие” гранитоиды, участвующие в формировании ВПА и характеризующиеся значительной глубиной магмогенерации и неглубоким уровнем становления (кристаллизации). Этим образованиям были противопоставлены более “водные” гранитоиды, родоначальные магмы которых по условиям выплавления были определены как менее глубинные, но в силу малой подвижности расплавов эти гранитоиды кристаллизовались на большей глубине, чем “сухие”. При этом подчеркивалось, что массивы, сложенные породами первого типа, приурочены к западной части ареала распространения протоуральских гранитоидов региона, тогда как массивы, сложенные породами

второго типа, преимущественно развиты в восточной части этого ареала [15].

На основании различий минерального и химического составов гранитоидов западного склона севера Урала Л.В.Махлаев подошел к типизации протоуральских гранитоидов региона с позиций генетической концепции Б.Чапела [131–133]. Распространенные здесь гранитоиды Л.В.Махлаев разделил на I- и A-типы [61]. При этом гранитоиды массивов, относимых М.В.Фишманом к сальнерскому типу, были параллелизованы с гранитоидами I-типа, а гранитоиды интрузий маньхамбовского типа – с гранитоидами A-типа. В частности, к массивам, сложенным гранитоидами I-типа, Л.В.Махлаев отнес Лапчавожский, Малдинский, Сальнерский, Маньхобеюский, Вангырский, Ильяизский, Малопатокский, а A-типа – Лемвинский, Бадьяюский, Яротский, Тынаготский, Хаталамба-Лапчинский, Кожимский, Народинский, Няртинский, Кефталыкский, Торговский, Хартесский (рис. 17). Л.В.Махлаев [61] считает гранитоиды обоих типов разновозрастными образованиями, а причину их различия видит в вещественной неоднородности субстрата, при плавлении которого образовывались гранитные магмы.

Как показано в работах [9, 14–18, 39–43, 57, 89–92, 94, 109, 111, 125 и др.], с протоуральскими гранитоидами обоих типов этой части Урала связаны комагматичные вулканиты. Используя выводы, полученные в ходе этих исследований нами на севере Западно-Уральской мегазоны выделяются два типа ВПА – ассоциация дифференцированных известково-щелочных вулканитов и гранитоидов (I-типа) и ассоциация риолитов и гранитов нормальной и повышенной щелочности (A-типа).

Гранитоиды и вулканиты ассоциаций I-типа входят в состав непрерывно дифференцированных магматических серий. В качестве примера можно привести лапчавожскую и малотынаготскую серии. Гранитоиды и комагматичные им вулканиты ассоциаций A-типа являются частями контрастных габбро-гранитной и базальт-риолитовой парагенетических ассоциаций. Примерами этих ассоциаций могут служить лемвинская и тынаготская риолит-гранитные вулканоплутонические ассоциации [24, 56, 91–93, 96].

В фундаменте Печорской плиты гранитоиды участвуют в строении Припечорско-Илыч-Чикшинской разломной зоны и прилега-

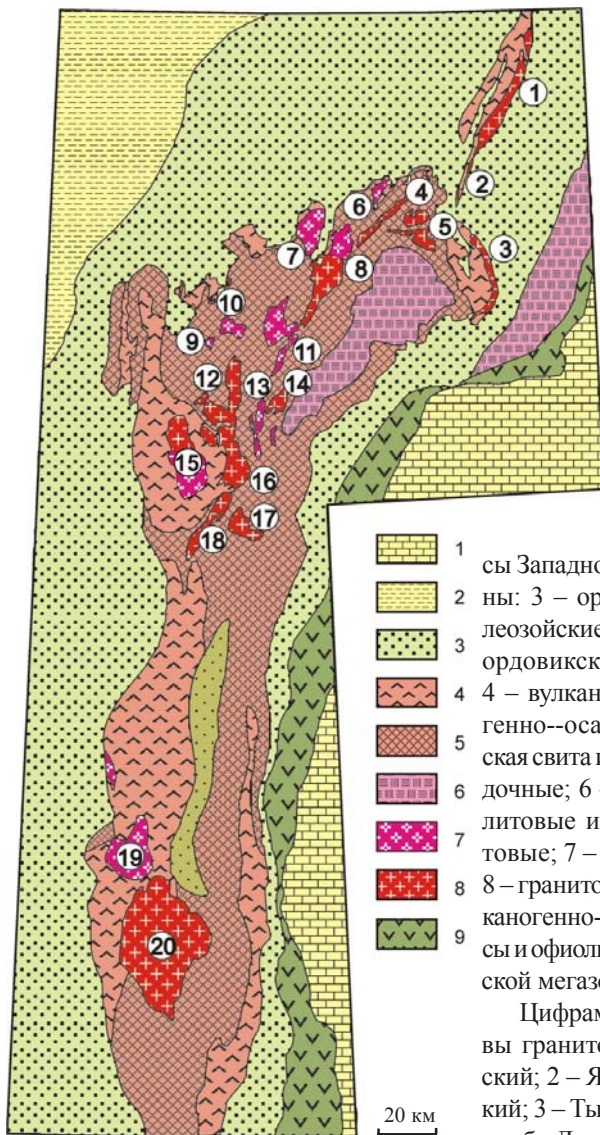


Рис. 17. Схема строения Ляпинского антиклинория и его обрамления.

1 – мезозойско-кайнозойские комплексы чехла Западно-Сибирской плиты; 2 – пермско-триасовые комплексы чехла Восточно-Европейской платформы; 3–8 – докембрийско-палеозойские комплексы Западно-Уральской мегазоны: 3 – ордовикско-позднепалеозойские (уралиды); 4–8 – доордовикские (протоуралиды): 4 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные (саблегорская свита и её аналоги); 5 – осадочные; 6 – гнейсово-амфиболитовые и гнейсово-мigmatитовые; 7 – гранитоиды I-типа; 8 – гранитоиды А-типа; 9 – вулканогенно-осадочные комплексы и офиолиты Восточно-Уральской мегазоны.

Цифрами помечены массивы гранитоидов: 1 – Лемвинский; 2 – Яротский и Бадьяуский; 3 – Тынаготский; 4 – Хатамба-Лапчинский; 5 – Кожим-

ский; 6 – Лапчавожский; 7 – Малдинский; 8 – Народинский; 9 – Вангырский; 10 – Водораздельный; 11 – Парнукский, Маньхобеуский, Городкова; 12 – Неройско-Патокский; 13 – Сальнёвский; 14 – Няртинский; 15 – Малопатокский; 16 – Торговский, Кефталыкский; 17 – Хартесский; 18 – Кулемшорский; 19 – Ильязский, 20 – Маньхамбовский.

ющих частей Тиманского и Большеземельского мегаблоков (см. рис. 15; скважины: 1 – В.Чаркаю, 10 – Ю.Чаркаю, 11 – М.Пера, 26 – В.Харьга, 2 – Веяк). Интрузивные образования, вскрытые скважинами в Ижемской зоне, вблизи границы с Печорской зоной, представлены габбро-долеритами и гранитами, в Печорской зоне – варьируют по составу от габброидов до плагиогранитов и относятся к известково-щелочным сериям. К северо-востоку, в Большеземельской зоне доордовикское основание сложено вулканогенно-осадочными породами, различными туфами, риолитами и субвулканическими интрузиями риолитов и гранофиров. Этот комплекс прорван интрузиями двуслюдяных гранитов и габбро, содержащими его ксенолиты [135]. Гранитоиды фундамента ПП характеризуются геохимическими чертами свойственными “дифференциатам основных магм” [20]. По составу они приближаются к гранитоидам I-типа.

Вещественная характеристика

Гранитоиды протоуральских гранитоидных ассоциаций характеризуются значительными вариациями минерального и химического состава. Результаты их петрогеохимического изучения приведены в табл. 1.

Гранитоиды I-типа представлены широким спектром пород – от кварцевых диоритов до лейкогранитов. Среди гранитов преобладают биотитовые разности. Из акцессорных минералов наиболее часты фосфаты – апатит, монацит, ксенотим. Обычны турмалин, циркон, алланит, титанит. Среди рудных преобладают сульфиды, встречается гематит, ильменит. Магнетит редок.

Граниты А-типа более однородны по составу. Среди них преобладают лейкократовые аляскитовые разности. Акцессории представлены преимущественно алланитом, цирконом, апатитом, титанитом, флюоритом, встречаются минералы редких элементов – торит, оранжит, цитролит, эшенит, колумбит. Среди рудных минералов наиболее част магнетит, встречается гематит, обычны сульфиды [61].

Гранитоиды двух типов различаются и по химическому составу (см. табл. 1). Гранитоиды I-типа характеризуются нормальной или слегка повышенной щелочностью калиево-натриевого ее типа. Они являются частями непрерывных известково-щелочных серий, для

Таблица 1

Средний состав гранитоидов массивов севера Урала

Граниты А-типа					
Компо- нент	Лемвинский	Тынаготский	Народинский, сев. часть	Маньхамбо	Морткулемшорский
	(граниты)	(граниты)	(граниты)	(граниты)	(граниты)
	1	2	3	4	5
	n=62	n=12	n=14	n=11	n=5
SiO ₂	74.82	72.60	74.67	77.25	71.98
TiO ₂	0.2	0.43	0.35	0.12	0.26
Al ₂ O ₃	12.51	13.29	12.82	11.52	14.91
Fe ₂ O ₃	1.14	1.53	1.07	0.62	1.49
FeO	0.97	1.06	0.93	0.42	0.66
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
MgO	0.33	0.85	0.64	0.34	0.6
CaO	0.57	1.00	0.63	0.23	0.55
Na ₂ O	3.69	3.12	3.60	4.18	4.12
K ₂ O	4.98	4.62	4.43	4.64	4.08
P ₂ O ₅	0.05	0.14	0.03	0.03	0.18
nnn	0.49	1.31	1.05		1.14
H ₂ O ⁻	0.17	0.30	0.16	0.18	0.22
CO ₂	0.12	0.19	0.29	0.07	0.07
La	42.63	21.75	34.1	21.47	35.7
Ce	83.88	42.27	69.84	44.09	62.52
Pr*	8.53	4.92	8.34	5.25	6.57
Nd	29.80	19.9	34.7	22.06	24.32
Sm	7.0	4.80	9.4	5.18	5.83
Eu	0.57	0.65	0.95	0.99	0.73
Gd*	5.70	6.57	12.02	6.68	7.5
Tb	1.02	1.06	1.86	1.06	1.22
Dy*	6.98	6.35	11.02	6.15	7.45
Ho*	1.78	1.48	2.43	1.38	1.72
Er*	5.70	4.3	6.9	3.87	5.06
Tm*	0.98	0.64	1.03	0.57	0.76
Yb	6.15	3.71	5.62	3.2	4.43
Lu	1.22	0.62	0.96	0.53	0.75
Cs	2.19	4.47	3.31	0.62	2.25
Ba	463	329	560	441	420
Sc	4.53	5.39	14.04	2.95	4.82
Cr	40	16	39	3	7
Co	2.67	2.92	2.07	0.42	2.64
Ni	10	11	100	40	12

Продолжение табл. 1

	1	2	3	4	5		
Zn	-	25	68	21	27		
Se	-	2.35	2.26	6.1	4.81		
As	1.10	3.37	10.58	2.36	13.94		
Sb	0.58	0.26	0.27	1.77	0.57		
Th	33.5	25.5	20	15.5	23		
U	13.33	2.72	3.3	3.1	4.39		
Hf	8.75	5.02	4.53	6.22	9.07		
Ta	2.23	2.29	1.96	4.08	3.12		
Be	4.30	4.6	3.4	2.9	4.7		
Pb	21	22	7.8	6	104		
Ga	14	17	15	14	14		
Cu	37	11.1	5	6.6	7.9		
V	17	26	6	8	21		
F	175	197	396	-	-		
Y	43	36	72	31	38		
Zr	435	215	96	216	430		
Nb	20	14	22	-	22		
Rb	245	221	158	150	179		
Sr	24	98	72	24	59		
Гранитоиды I-типа							
Компо- нент	Вангырский	Малдинский	Лапчавожский		Ильяизский	Народинский. южная часть	
	граниты	граниты	граниты	гранодиор.	граниты	гранодиор.	граниты
	6	7	8	9	10	11	12
	n=10	n=5	n=7	n=27	n=46	n=6	n=3
SiO ₂	76.39	70.56	69.81	64.43	74.88	66.42	71.58
TiO ₂	0.16	0.42	0.36	0.57	0.27	0.61	0.55
Al ₂ O ₃	12.17	14.49	14.55	16.39	13.04	15.78	13.74
Fe ₂ O ₃	0.85	1.58	1.82	2.52	0.80	1.66	1.54
FeO	1.24	1.56	1.38	2.37	0.78	2.12	1.68
MnO	0.02	0.04	0.07	0.10	0.04	0.06	0.04
MgO	0.53	0.78	1.01	1.27	0.62	1.59	0.69
CaO	0.75	1.26	2.41	3.58	0.75	3.59	1.66
Na ₂ O	3.77	3.46	3.65	3.73	3.74	4.15	3.87
K ₂ O	3.51	4.31	3.40	3.02	4.37	1.75	3.46
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.07	0.11	0.06	0.15	0.08
nmn	1.08	1.42	1.18	1.85	0.84	2.04	0.97
H ₂ O-	0.17	0.2	0.18	0.19	0.18	0.28	0.31
CO ₂	0.08	0.20	0.16	0.4	0.09	0.43	0.14

	6	7	8	9	10	11	12
La	26.01	49.9	35.5	31.18	39.67	22.23	40.60
Ce	48.58	95.3	54.02	55.14	71.62	39.325	71.03
Pr*	5.54	9.7	4.98	5.58	7.60	4.22	7.15
Nd	22.05	32.53	15.52	19.9	28.30	15.48	25.17
Sm	5.85	6.51	3.00	3.97	6.70	3.68	5.72
Eu	0.67	1.02	0.84	1.14	1.28	1.20	1.13
Gd*	7.57	7.07	3.90	5.08	8.34	4.48	6.47
Tb	1.18	1.09	0.59	0.76	1.24	0.65	0.93
Dy*	7.08	6.31	3.41	4.49	7.26	3.70	5.15
Ho*	1.65	1.36	0.75	0.98	1.56	0.77	1.11
Er*	4.7	3.75	2.08	2.74	4.36	2.03	2.85
Tm*	0.7	0.53	0.31	0.40	0.63	0.29	0.41
Yb	4.09	2.86	2.61	2.14	3.40	1.45	1.96
Lu	0.68	0.47	0.27	0.36	0.55	0.23	0.32
Cs	2.73	4.91	2.46	4.26	3.94	1.52	1.75
Ba	375	596	241	530	842	556	672
Sc	4.59	6.23	7.07	10.20	6.78	8.87	7.76
Cr	14	28.44	16.42	19.19	16.07	70.80	21.33
Co	3.75	4.77	6.29	9.61	2.47	10.48	6.60
Ni	63	18	70	41	39	141	19
Zn	66	80	56.5	113	18	60	37
Se	2.61	6.36	2.15	1.32	2.20	0.71	1.26
As	3.17	9.8	4.45	4.3	4.44	4.22	2.09
Sb	0.55	0.78	0.35	0.54	0.60	0.31	0.45
Th	17.6	25.33	16.44	12.47	11.97	8.71	15.43
U	1.76	4.45	1.67	2.55	1.84	1.46	1.80
Hf	4.92	5.23	3.69	4.03	5.00	3.83	4.84
Ta	1.71	2.31	3.63	1.2	2.22	0.79	0.82
Be	-	2.82	2.65	2.17	5.50	2.74	3.00
Pb	-	24.6	11.5	11.6	8.8	7.7	8.3
Ga	-	20.2	14	16.5	14.7	27.3	29.0
Cu	-	15.7	2.8	6.0	4.0	10.0	4.4
V	-	33	25	118	14	93	100
F	310	483	190	207	460	345	303
Y	-	37	28	30	25	15	23
Zr	190	141	108	131	165	165	193
Nb	15	12	8	12	60	<10	20
Rb	167	190	130	113	132	59	87
Sr	-	94	193	236	101	285	180

Примечание. Концентрации породообразующих элементов определены методами классического химического и рентгенофлуоресцентного анализа в ИГ Коми НЦ УрО РАН, элементов-примесей – методами инструментального нейтронно-активационного и рентгенорадиометрического анализа в ГЕОХИ РАН, количественного спектрального анализа и атомной абсорбции в ИГ Коми НЦ УрО РАН.

которых свойственна положительная корреляция между суммой щелочей и содержанием SiO_2 . Граниты А-типа обычно имеют повышенную щелочность калиево-натриевого и калиевого типов. Для них характерны небольшие вариации состава и обратная зависимость суммарной щелочности от SiO_2 . Наиболее хорошо различия химического состава гранитоидов иллюстрирует разный уровень содержаний элементов-примесей. В А-гранитах отмечается повышенное содержание преимущественно высокозарядных некогерентных элементов, они обогащены REE, Th, Nb, Ta, Zr, Rb и обеднены Sr, P, Ti по сравнению с гранитоидами I-типа. Распределение редких земель также хорошо выявляет эти различия (рис. 18). Для гранитоидов I-типа характерно обогащение легкими редкими землями относительно тяжелых и небольшой, часто плохо проявленный, дефицит европия, увеличивающийся только в наиболее лейкократовых разностях. В А-гранитах концентрация редкоземельных элементов в целом выше, и для них характерно заметно более высокое содержание

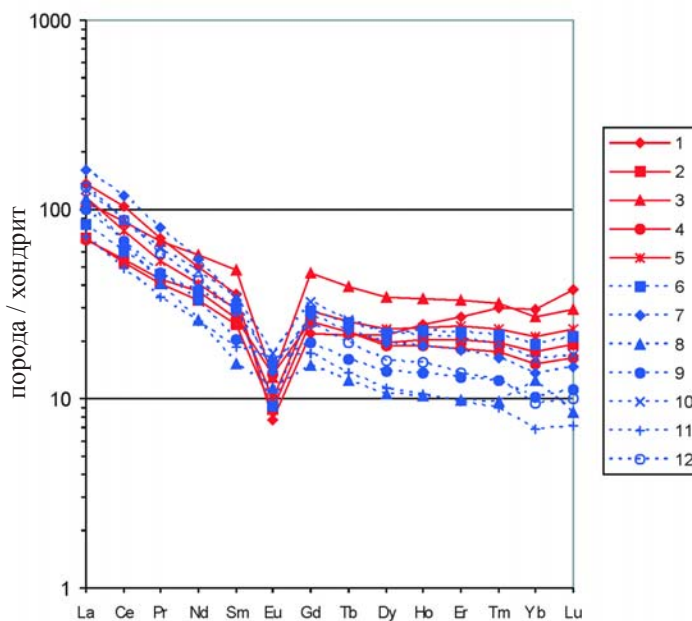


Рис. 18. Нормированное к составу хондрита C1[130] распределение редких земель в гранитоидах севера Урала. Номера в условных обозначениях совпадают с номерами в табл. 1.

тяжелых редких земель. Дефицит европия проявлен значительно сильнее. Нужно отметить, что встречаются некоторые разности А-гранитов, близкие к лейкократовым гранитам I-типа, то есть по химическому составу есть постепенные переходы между гранитами рассмотренных типов.

При всех существующих различиях составов гранитоидов у них есть и сходные черты, – обоим типам свойственны структуры, свидетельствующие о небольшой глубине кристаллизации магм. Характерны гранитная, гипидиоморфнозернистая, порфировидная, микропегматитовая структуры, свойственные малоглубинным массивам. Дополнительным доказательством является тесная, по всей вероятности генетическая, связь с гранитоидами обоих типов кислых вулканических пород.

Вулканисты, связанные с гранитоидами, также разделяются на А- и I-типы и различаются как по минеральному, так и по химическому составу. Вулканисты I-типа образуют ряд от андезитов до риодацитов. Имеют обычно порфировые структуры. Вкрапленники в кислых вулканистах представлены плагиоклазом. Породы с меньшим содержанием SiO_2 достаточно сильно изменены при региональном метаморфизме, и порфировые выделения плагиоклаза в них нацело сосюритизированы, а темноцветных минералов – хлоритизированы и эпидотизированы.

Вулканисты А-типа представлены преимущественно риолитами порфировой структуры. Среди вкрапленников преобладают кварц и щелочной полевой шпат, реже встречаются таблички плагиоклаза. По химическому составу вулканисты этого типа близки соответствующим гранитоидам. Вулканисты А- и I-типов характеризуются различиями, подобными тем, которые отмечены для гранитоидов.

Гранитоиды ВПА А- и I-типов по разному соотносятся с основными породами. Гранитоиды и вулканисты I-типа входят в состав непрерывных базальт-андезит-дацитовых, базальт-андезит-дацит-риодацитовых и габбро-диорит-гранодиорит-гранитных серий. Тогда как гранитоиды и вулканисты А-типа образуют с габбро и базальтами контрастные парагенетические ассоциации. На отсутствие прямых генетических связей гранитов и риолитов этого типа с основными породами было указано ранее [9], кроме

того, наблюдаемые размеры тел кислого состава слишком велики по сравнению с полями пород основного состава, чтобы можно было предположить, что кислые породы образованы в результате эволюции базальтовой магмы.

Генезис непрерывных ассоциаций до конца не ясен. Бесспорен сам факт существования последовательных рядов пород гомодромной направленности – от габбро до гранитов, и от базальтов до риодацитов. Но достаточно большие объемы кислых пород вряд ли могли образоваться за счет дифференциации базальтового расплава. Скорее всего, это результат магматической дифференциации расплавов среднего состава, возможно, гибридных, образовавшихся при смешении магм кислого и основного состава.

При всех различиях ВПА А- и I-типов общим является то, что породы обоих типов образовались в условиях мощной континентальной коры. Гранитоиды I-типа не имеют островодужных черт, так как они характеризуются относительно повышенной щелочностью, являются умеренно- и высококалийевыми и обогащены некогерентными литофильными элементами. По геохимическим параметрам они близки к гранитоидам I-типа активных континентальных окраин андийского типа или коллизионным образованиям.

Гранитоиды, участвующие в строении фундамента ПП, представлены всем спектром от кварцевых диоритов до гранитов (преимущественно биотитовых). Среди акцессорных минералов в гранитоидах Ижемской зоны в работе [135] отмечены апатит и циркон, в кварцевых диоритах Печорской зоны – титанит, циркон, гранат и магнетит, в гранитах Большеземельской зоны – апатит, циркон и магнетит. Породы фундамента ПП, также как и протоуралиты севера Урала, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. По химическому составу и, в частности, по содержанию элементов-примесей, согласно результатам исследований Е.Г.Довжиковой, любезно предоставившей нам свои неопубликованные материалы, гранитоиды фундамента Печорской плиты близко сопоставимы с гранитоидами севера Урала. Они характеризуются высокими отношениями $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} > 0.708$, что свидетельствует о их выплавлении из вещества континентальной коры, и интерпретируются как позднеостроводужные и синколлизонные образования [20].

Изотопный возраст

За последнее время в результате проведенной нами и другими исследователями целенаправленной работы по изучению изотопии протоуральских гранитоидных ВПА западного склона севера Урала и фундамента ПП удалось накопить достаточно большой объём изотопно-геохимических характеристик и изотопных датировок этих образований. Результаты исследований сведены в табл. 2.

Таблица 2.

Данные изотопного датирования цирконов

№	Исследуемый объект, местонахождение	Порода	Возраст, млн. лет	Метод датирования	Литературный источник
Ижемская зона					
1*	скв. Южн. Чаркаю-10	Гранит	553±6	Pb-Pb**	Gee et al., 1998 [135]
2*	скв. Малая Пера-11	Гранит	551±8	Pb-Pb	- « -
3*	скв. Вост. Чаркаю-1	Гранит	557±15	Pb-Pb	- « -
4*	скв. Палью-21	Диорит	560±15	Pb-Pb	- « -
Печорская зона					
5*	скв. Новая-1	Диорит	565±8	Pb-Pb	- « -
Большеземельская зона					
6*	скв. Вост. Харьяга-26	Гранит	567±36	Pb-Pb	- « -
7*	скв. Веяк-2	Гранит	618±6	Pb-Pb	- « -
Массивы Урал					
8	Малдинский	Гранит	584±9	Pb-Pb	Соболева, [89]
9	Малдинский (обрамление)	Риолит	516±19, 519±17	Pb-Pb	Соболева, [91]
10	Лемвинский	Гранит	530±20 – 564±6	Pb-Pb	- « -
11	Лемвинский (обрамление)	Риолит	526±7	Pb-Pb	- « -
12	Лапчавожский	кварцевый диорит	632±7	Pb-Pb	Соболева, Андреичев, [94]
13	Лапчавожский (обрамление)	Андезидицит	695±19	Pb-Pb	- « -
14	Народинский (северная часть)	Гранит	518±10	U-Pb	Дорохов, Кудряшов, [22]
15	Народинский (южная часть)	Гранит	515±8	U-Pb	- « -
16	Народинский (южная часть)	Гранодиорит	544±4	U-Pb	Соболева и др., [95]
17	Народинский (южная часть)	Кварцевый диорит	548±5	U-Pb	- « -
18	Маньхамбо (центральная часть)	Гранит	513.8±5.6	SHRIMP	Удоратина и др., [107]
19	Маньхамбо (южная часть)	Гранит	522±6	SHRIMP	- « -
20	Ильяизский (центральная часть)	Гранит	510.1±5.8	SHRIMP	- « -
21	Тьянотский	Гранит	498±4	SHRIMP	Кузенков и др., [50]
22	Малотьянотский	Гранит	520±4	SHRIMP	- « -
23	Вангърский (центральная часть)	Гранит	598±2.3	SHRIMP	Udoratina et al., [148]

* – номера соответствуют номерам скважин на Рис. 10. Pb-Pb** – метод термоионной эмиссии свинца

Изотопные исследования проводились в лабораториях Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) и Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты).

На основании анализа полученных изотопных данных совокупное время проявления протоуральского гранитоидного магматизма на севере Западно-Уральской мегазоны и в фундаменте ПП соответствует интервалу поздний рифей – поздний кембрий [1–2, 22, 91, 95, 106, 107], что подтверждается также и геологическими данными.

Большую часть этого промежутка времени шло образование гранитоидных ВПА I-типа. В частности, для андезидацитов и гранодиоритов лапчавожской ВПА нами был получен возраст 695 ± 19 и 632 ± 7 млн. лет (метод термоионной эмиссии свинца, по цирконам); возраст гранитов Малдинского массива – 584 ± 9 млн. лет (метод термоионной эмиссии свинца, по цирконам); возраст кварцевых диоритов южной части Народинского массива 548 ± 6 млн. лет, а гранитов – 515 ± 8 млн. лет (U-Pb метод, по цирконам). Это означает, что этап формирования этих ассоциаций был весьма продолжительным и охватывал интервал около 180 млн. лет.

Породы ВПА А-типа характеризуются венд-кембрийскими датировками. В частности, для пород Лемвинской ВПА методом термоионной эмиссии свинца по цирконам получены следующие цифры возраста: 526 ± 7 (риолиты) и 564 ± 6 ; 558 ± 21 ; 530 ± 20 млн. лет (граниты); для риолитов хребта Малдынырд тем же методом – 516 ± 19 и 519 ± 17 млн. лет; Возраст гранитов северной части Народинского массива – 518 ± 10 млн. лет (U-Pb метод, по цирконам). Таким образом, временной интервал образования ВПА А-типа был значительно короче и охватывал всего около 50 млн. лет.

В некоторых случаях гранитоиды I и А-типов пространственно совмещены – участвуют в строении одних и тех же крупных сложно-построенных гранитоидных массивов – Народинского, Малопатокского и, вероятно, Маньхамбовского. В частности, в строении гетерогенного Народинского массива (рис. 12) участвуют граниты А-типа и широкий спектр гранитоидов I-типа [24–25]. Наиболее поздние дифференциаты непрерывной известково-щелочной серии (I-типа) – биотитовые граниты южной части этого массива – образовались одновременно (в пределах погрешности) с лейкогранитами А-типа [23],

слагающими северную часть массива (515 ± 8 и 518 ± 10 млн. лет, соответственно). Гранитоиды I-типа – кварцевые диориты и гранодиориты более ранних фаз по геологическим соотношениям являются более древними образованиями. Изотопный возраст кварцевых диоритов определен (U-Pb метод, по цирконам) как 548 ± 5 млн. лет, гранодиоритов – 544 ± 4 млн. лет [95].

Возраст цирконов из гранитоидов фундамента ПП, полученный по единичным кристаллам методом Кобера, составляет 550–560 млн. лет (см. табл. 2), что рассматривается как доказательство вендской орогении в этом регионе. Древние датировки унаследованных ядер цирконов являются свидетельством участия архейско-среднепротерозойской сиалической коры в формировании гранитоидов фундамента ПП [135].

Геодинамическая типизация и палеогеодинамика становления

Мы полагаем, что вариации минерального и химического состава доордовикских гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов, распространенных в северной части Западно-Уральской мегазоны и в фундаменте ПП, не только отражают неоднородность гранитообразующего субстрата, как считает Л.В.Махлаев [61], но и являются следствием того, что формирование расплава происходило в разных термодинамических условиях, реализация которых напрямую связана с тектоническими режимами [56, 92, 93].

Эти вариации находят отражение на соответствующих петро- и геохимических диаграммах (рис. 19–21), широко используемых для геодинамической типизации гранитоидов и реконструкций геодинамических обстановок их формирования. В частности, на этих диаграммах фигуративные точки составов рассматриваемых североуральских гранитоидов и гранитоидов фундамента ПП, относящихся к I-типу, попадают в поле составов надсубдукционных образований – на различных диаграммах они занимают поля от островодужных до коллизионных гранитоидов, а североуральские граниты, отвечающие по составу A-типу, имеют характеристики поздне- и постколлизионных, а также внутриплитных образований (рис. 19–21).

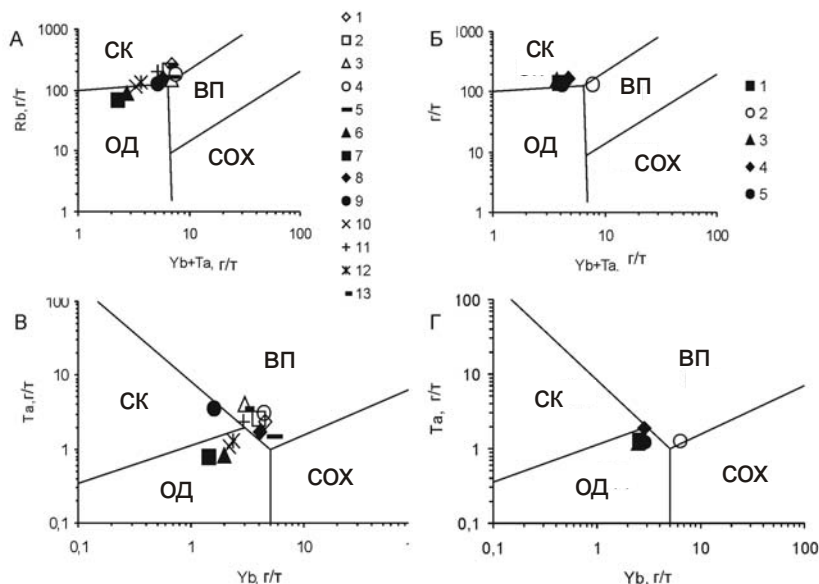


Рис. 19. Диаграммы для средних составов гранитоидов севера Урала (А, В) и фундамента Печорской плиты (Б, Г), основа диаграмм по Дж. Пирсу и др. [141].

На рис. А, В: гранитоиды А-типа Западно-Уральской мегазоны, массивы: 1 – Лемвинский, 2 – Тынаготский, 3 – Мань-Хамбо, 4 – Кулемшорский, 5 – Народинский, северная часть, массивы гранитоидов I-типа: 6, 7 – Народинский, южная часть (граниты, гранодиориты); 8 – Вангырский, 9, 10 – Лапча-вожский (граниты, гранодиориты); 11 – Малдинский; 12, 13 – Ильяизский (граниты, лейкограниты).

На рис. Б, Г: гранитоиды фундамента Тимано-Печорской плиты: 1 – скв. 1-В.Чаркаю, 2 – скв. 2-Ваяк, 3 – скв. 10-Ю.Чаркаю, 4 – скв. 11-М.Пера, 5 – скв. 26-Харьяга (данные Е.Г.Довжиковой). Залитые значки использованы для гранитоидов, сопоставимых с I-типом, незалитые – для А-гранитов.

Поля гранитов по [141]: ОД – островодужных, СК – синколлизийных, ВП – внутриплитных.

На основании полученных данных (см. табл. 1) и анализа положения соответствующих фигуративных точек на петро- и геохимических диаграммах мы считаем, что магмы, давшие начало гранитоидам и вулканитам I-типа, участвующим в строении непрерывно-дифференцированных магматических серий, были сформированы в коре континентального типа. Их формирование произошло в конвергентных тектонических условиях и могло быть результатом

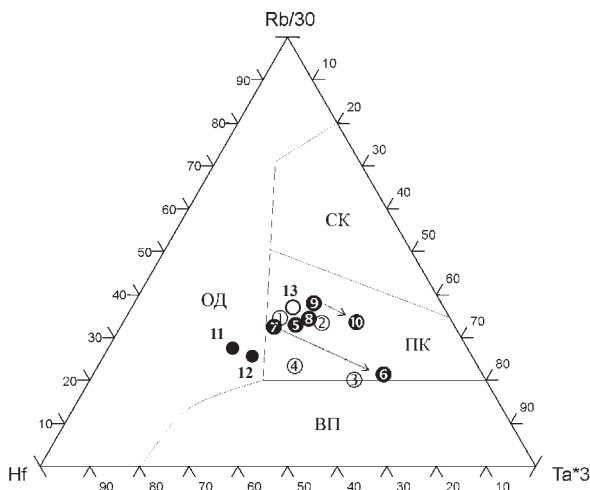


Рис. 20. Диаграмма для средних составов гранитоидов. Массивы: 1 – Лемвинский (граниты), 2 – Тынаготский (граниты), 3 – Маньхамбо (граниты), 4 – Кулемшорский (граниты), 5 – Вангырский (граниты), 6 – Лапчавожский (граниты), 7 – Лапчавожский (гранодиориты), 8 – Малдинский (граниты), 9 – Ильяизский (граниты), 10 – Ильяизский (гранодиориты), 11, 12 – Народинский, южная часть (гранодиориты, граниты), 13 – Народинский, северная часть (граниты). Прозрачные кружки – граниты А-типа, залитые – I-типа. Стрелками показано направление эволюции состава расплавов для Лапчавожского, Ильяизского и южной части Народинского массивов. Границы дискриминационных полей по N. Харрису и др. [136]. ОД – островодужные, СК – синколлизонные, ПК – постколлизонные, ВП – внутриплитные гранитоиды.

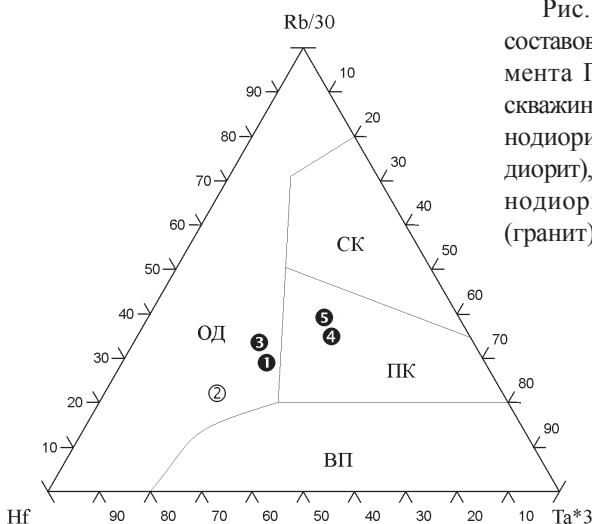


Рис. 21. Диаграмма для составов гранитоидов фундамента Печорской плиты из скважин: 1 – 1-В.Чаркаю (гранодиорит), 2 – 2-Ваяк (гранодиорит), 3 – 10-Ю.Чаркаю (гранодиорит), 4 – 11-М.Пера (гранит), 5 – 26-Харьяга (гранит). Прозрачные кружки – граниты А-типа, залитые – близкие к I-типу. Использованы данные Е.Г.Довжиковой. Остальные условные обозначения см. рис. 20.

процессов, сопровождавших развитие активной континентальной окраины – надсубдукционного магматизма и магматизма, проявлявшегося при аккреции континентальной окраины (столкновения островной дуги и края континента), а также процессов утолщения континентальной коры за счет её сдвигания в зонах столкновения (коллизии) континентов.

Эпоха становления гранитоидов I-типа и ассоциирующих с ними вулканических комплексов охватывает значительный временной интервал. Судя по имеющимся в литературе и полученным нами изотопно-геохронологическим данным (см. табл. 2), это 695 – 510 млн. лет, что соответствует позднему рифею – кембрию.

Таким образом, рассматриваемые гранитоидные ВПА I-типа являются показателями конвергентных геодинамических обстановок (активных континентальных окраин и зон коллизии). Их более дробная геодинамическая типизация на современном уровне исследований весьма схематична. Для ранних этапов эпохи формирования этих комплексов более вероятным нам представляется вариант их образования на активной континентальной окраине (в надсубдукционной зоне или в зоне аккреции края континента и островодужного сооружения), а для завершающих – в зоне коллизии двух континентов.

Со второй половины венда, на фоне продолжающегося становления ВПА I-типа начинают формироваться граниты и комагматичные им вулканы А-типа, являющиеся членами контрастных габбро-гранитных и базальт-риолитовых парагенетических ассоциаций. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что магмы А-типа были сформированы при реализации дивергентных тектонических условий. Изотопно-геохронологические данные (см. табл. 2), характеризующие образования этого типа, группируются в диапазоне 564 – 498 млн. лет. Можно предположить, что возникновение контрастных ассоциаций и, в частности, гранитных магм А-типа происходило при глубоких расколах континентальной коры, начавшихся со второй половины венда, на фоне поздних фаз продолжающегося становления синколлизийных ВПА I-типа. Таким образом, эпохи становления ВПА I и А-типа перекрываются, при этом этап формирования ассоциаций А-типа приходится на время окончания этапа формирования ассоциаций I-типа.

ПРОТОУРАЛЬСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРОУРАЛЬСКО-ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА И ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА ПРОТОУРАЛИД-ТИМАНИД

Полученные нами данные позволяют сделать вывод об участии в строении Североуральско-Тимано-Печорского обрамления ВЕП протоуральских гранитоидных ВПА, сформированных на конвергентной континентальной окраине и в зоне континентальной коллизии. Время формирования этих ассоциаций охватывает интервал 695 – 510 млн. лет. В начале этого периода в надсубдукционных условиях происходило становление непрерывных известково-щелочных серий, в состав которых входили вулканиты и гранитоиды I-типа. Поздневендско-кембрийские ВПА формировались уже в условиях континентальной коллизии. Одновременно со становлением синколлизийных гранитоидов образовывались бимодальные рифтогенные ассоциации, включающие гранитоиды и вулканиты А-типа, которые знаменуют собой проявление обстановок растяжения.

Локальное развитие образований А-типа указывает на то, что синколлизийное (позднеколлизийное) растяжение проявлялось ограниченно, а характерные удлиненные формы интрузивных массивов указывают на формирование их в линейных зонах. Временной интервал становления ассоциаций А-типа был намного короче периода проявления гранитоидного магматизма I-типа и составлял, по нашим радиоизотопным данным, 564 – 498 млн. лет. По всей видимости, маркируемое образованиями А-типа позднеколлизийное растяжение, началось в позднем венде и достигло максимального развития в позднем кембрии. Мы предполагаем, что это растяжение было связано с изменением вектора коллизии, т.е. с изменением направления движения сталкивающихся континентов с существенно “нормального” по отношению к простираию окраин сходящихся континентов на направление существенно “тангенциальное”. Выражением этого явилось транстенсионное растяжение, проявившееся на локальных участках. Другим вариантом объяснения синхронности существования коллизийных и “рифтогенных” образований может быть наступление этапа коллапса

орогенного сооружения на завершающей стадии его формирования [108, 151].

Вся совокупность известных и полученных нами данных, а также сделанных на их основании частных выводов, позволяет предложить принципиально новый сценарий возможного протоуральского (дораннеордовикского) развития Североуральско-Тимано-Печорского региона. В рамках этой модели использованы основные следствия, вытекающие из палеогеографических построений и субглобальных кинематических плитотектонических реконструкций, выполненных в последние годы коллективом ФГУНПП “Аэрогеология” в рамках финансируемой федеральным бюджетом РФ исследовательской программы “Разработка литолого-стратиграфического обоснования геодинамических реконструкций на территорию Российской Арктики и Свальбарда”. В основу предлагаемого нами варианта протоуральской эволюции положены некоторые результаты исследований по этой программе, изложенные в [97].

Известно, что по периферии современных океанических бассейнов Арктики располагаются разновеликие блоки коры континентального типа – Карский блок (север Таймыра и Северная Земля), блок хребта Ломоносова, северная часть Аляски (к северу от хребта Брукса), Чукотский блок, Новосибирский блок (Новосибирские острова и прилегающие к ним шельфы), а также небольшие блоки, расположенные к северу от Иннуитского складчатого пояса на самом севере Гренландии (Земля Пири) и о-ва Элсмир (рис. 22). На основании сходства некоторых элементов строения этих массивов Н.С.Шатский еще в 1935 году предполагал существование в арктической области Земли древнего Гиперборейского кратона.

Позднее, в конце 80-х годов, в работах Л.П.Зоненшайна, Л.М.На тапова, М.И.Кузьмина и М.В.Кононова была разработана гипотеза, согласно которой в позднем докембрии и раннем палеозое все выше перечисленные блоки некогда принадлежали единому массиву континентальной коры, который до среднего палеозоя существовал как отдельный самостоятельный континент. Этот континент получил название Арктида. Предполагалось, что на рубеже силура и девона он столкнулся с Иннуитским краем Лаврентии (Иннуитский складчатый пояс), а в позднем девоне – с Баренцевско-Новоземельским краем ВЕП (Новоземельско-Североземельская зона дислокаций)

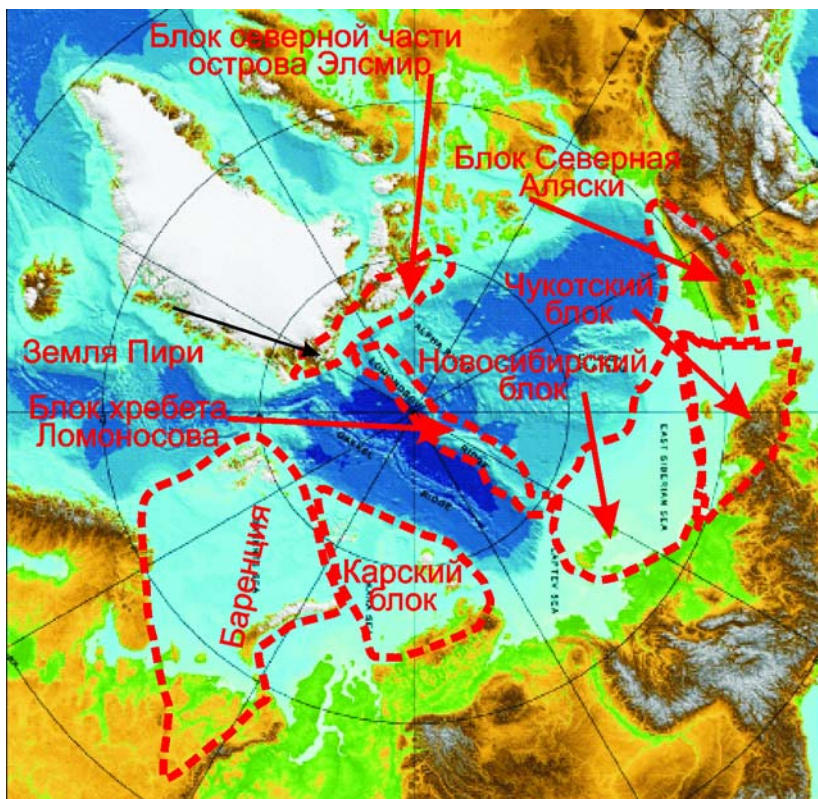


Рис. 22. Блоки древней допалеозойской коры континентального типа в Арктической области Земли. Пояснения в тексте.

[32–34]. Позднее, в мезозое и начале кайнозоя, в результате раскрытия океанических бассейнов Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана – котловины Макарова, Евразийского и Амеразийского (Канадского) бассейнов, Арктида раскололась. Её фрагменты (вышеперечисленные блоки) были пространственно разобщены. Некоторые из них, например блок Хребта Ломоносова, оказались “зажатыми” между Евразийским и Амеразийским океаническими бассейнами. Другие, испытав разноамплитудные латеральные перемещения, оказались включенными в строение Циркумарктического обрамления Сибири (Карский, Чукотский и Новосибирский блоки) и Северной Америки (Аляска, Пири и север о. Элсмир).

Недавно появились результаты палеомагнитных исследований раннепалеозойских комплексов, участвующих в строении острова Октябрьской Революции архипелага Северная Земля, располагающегося в пределах Карского блока – предполагаемой составной части палеоконтинента Арктида. На их основании вычислены координаты палеозойских палеомагнитных полюсов Карского блока и построена кривая кажущейся миграции этих полюсов [72].

Проведенное [97] сопоставление этой кривой с кривой кажущейся миграции палеозойских палеомагнитных полюсов ВЕП, построенной А.Н.Храмовым и его коллегами (фондовая рукописная работа), показывает удивительное совпадение положения одновозрастных полюсов на этих кривых (рис. 23). А это может означать, во-первых, то, что Новоземельско-Североземельскую зону дислокаций вряд ли оправданно рассматривать как след позднедевонского столкновения Арктиды и северного фланга ВЕП, а во-вторых, то, что Карский блок (а значит и вся Арктида), уже начиная с раннего палеозоя, входил вместе с ВЕП в состав единого континента. Следовательно, столкновение ВЕП и Арктиды произошло раньше начала палеозоя, а зона этого столкновения должна располагаться где-то между собственно ВЕП и Баренцевоморско-Печорской частью Арктиды.

Анализируя геологические и геофизические материалы по Североуральско-Тимано-Печорскому и Баренцевоморско-Новоземельскому регионам мы приходим к выводу о том, что следом столкновения Арктиды и ВЕП является юго-восточный фланг Припечорской зоны интенсивных магнитных аномалий (см. рис. 16), интерпретируемый как Припечорский глубинный разлом или как Припечорско-Ильч-Чикшинская разломная зона. Выше уже говорилось, что эта зона в структуре допалеозойского фундамента ПП разделяет Тиманский и Большеземельский мегаблоки (см. рис. 15). Эти мегаблоки представляют собой области развития позднедокембрийских комплексов, существенно различающихся по своему составу и строению. В частности, к юго-востоку от Припечорско-Ильч-Чикшинской разломной зоны, в Тиманском мегаблоке распространены рифейские и вендские преимущественно терригенные и карбонатные образования. В тоже время, северо-восточнее Припечорско-Ильч-Чикшинской разломной зоны, в Большеземельском мегаблоке широко распространены одновозрастные им вулканогенно-оса-

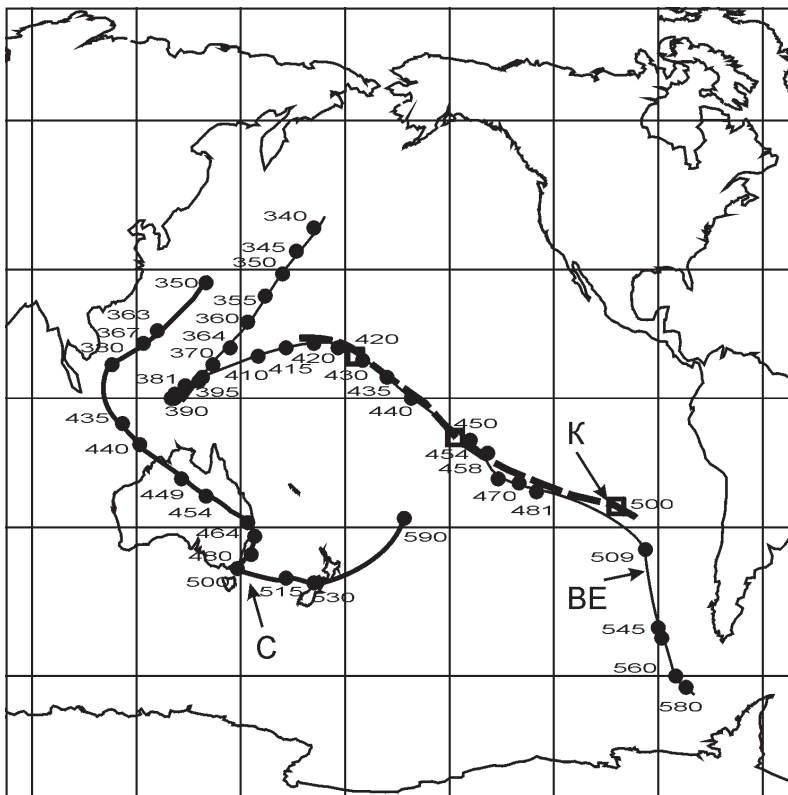


Рис. 23. Сравнение траекторий кажущейся миграции палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской (ВЕ), Сибирской (С) плиты (по А.Н.Храмову и др. (Храмов А.Н., Гуревич Е.Л., Иосифиди А.Г. и др. 1999 Отчет по объекту: "Построить серию палеомагнитных базовых карт для территории России по 11 временным срезам в интервале поздний докембрий – ранний палеозой на основе разработки новых моделей формирования и горизонтальных движений Восточно-Европейской и Сибирской плит, синтеза мировых палеомагнитных данных и проведения новых палеомагнитных определений". ВНИГРИ. СПб.. 1999 (на правах рукописи).) и Карского (К) блока по Т.П.Борисовой и др., Д.В. Метелкину и др. [21], [72].

Точки на траекториях показывают положения соответствующего палеомагнитного полюса, а стоящие рядом с ними цифры – возраст в млн. лет.

дочные, вулканогенные комплексы. В приуральской части мегаблока встречаются офиолиты [26, 62, 115, 137, 145].

В приуральской части ПП и на Западном Урале комплексы обоих мегаблоков и пограничных между ними структур выступают

на поверхность в Ляпинском антиклинории. Части мегаблоков, приближенные к Припечорско-Илыч-Чикшинской разломной зоне, и сама эта зона интродуцированы массивами позднедокембрийско-кембрийских гранитоидов, что особенно отчетливо установлено в Ляпинском антиклинории, а в структуре фундамента ПП подтверждается результатами изучения керна редких буровых скважин и интерпретацией геофизических материалов.

Судя по составу и строению позднедокембрийских комплексов Тимана, прилегающих к нему частей ПП (Тиманский мегаблок) и южной части Ляпинского антиклинория Центрально-Уральской зоны (Западно-Уральская мегазона), они представляют собой комплексы пассивной окраины ВЕП. В тоже время, по геофизическим данным и результатам, полученным при бурении редких скважин, достигших фундамента ПП в пределах Большеземельского мегаблока, а также по данным геологического строения Кожимского блока Ляпинского антиклинория и более северных частей ЦУП, можно утверждать, что здесь преимущественным распространением пользуются позднедокембрийские (протоуральские) вулканогенно-осадочные и магматические комплексы. Нам, вслед за [97] представляется, что в совокупности эти образования, по-видимому, маркируют собой активную окраину континента Арктида. В зоне субдукции, падающей под эту окраину, поглощалась литосфера океанического бассейна, разделявшего позднедокембрийские континент Арктида и ВЕП (рис. 24). С осадочно-вулканогенными и вулканогенными комплексами активной окраины Арктиды пространственно и генетически связаны гранитоиды I-типа позднерифейско-ранневендского возраста, являющиеся наиболее ранними протоуральскими гранитоидными образованиями.

На рубеже венда и кембрия океанический бассейн, разделявший в позднем докембрии ВЕП и континент Арктида полностью закрылся (рис. 25). Произошла коллизия этих континентов с образованием Тимано-Печорского позднедокембрийско-раннепалеозойского коллизионного орогена (рис. 26). Вещественным выражением этого события явилось становление массивов более поздних гранитоидов I-типа, характеризующихся изотопными датировками в диапазоне от 584 до 510 млн. лет. Максимальным развитием эти гранитоиды пользуются в Припечорско-Илыч-Чикшинской разломной зоне, пограничной

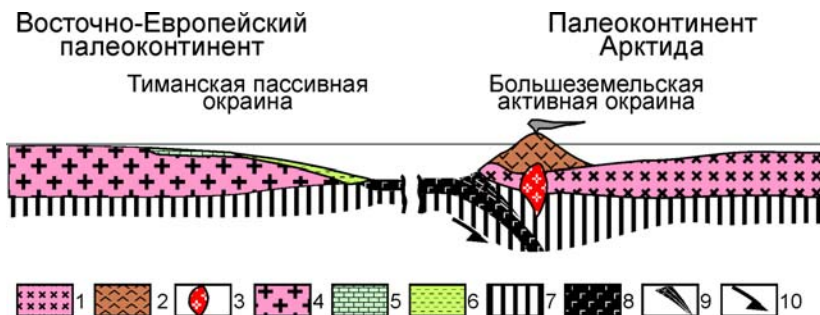


Рис. 24. Схематический геодинамический профиль для рифея.

1 – фундамент континента Арктида; 2-3 – комплексы активной окраины континента Арктида: 2 – вулканогенно-осадочные образования; 3 – гранитоиды; 4 – фундамент ВЕП; 5-6 – комплексы пассивной окраины ВЕП: 5 – комплексы шельфа; 6 – комплексы склона и подножья; 7 – мантия; 8 – комплексы меланократовой коры океанического бассейна; 9 – аккреционная призма; 10 – направление субдукции.

между Тиманским и Большеземельским мегаблоками фундамента ПП и представляющей собой сутуру, по которой были приведены в соприкосновение Тиманская пассивная окраина ВЕП и Большеземельская активная окраина Арктиды. Кроме того, гранитоиды этого возраста отмечаются и в приближенных к Припечорско-Илыч-Чикшинской шовной зоне частях Тиманского и Большеземельского мегаблоков.

На ранних этапах коллизия ВЕП и Арктиды происходила в виде “лобового” столкновения, а на поздних – она, по-видимому, приобрела “косой” характер. Этот вывод мы делаем на основании того, что на поздних этапах коллизии, на фоне становления массивов гранитоидов I-типа, происходит внедрение более глубоких гранитоидов А-типа (с изотопным возрастом от 564 до 498 млн. лет), участвующих в строении контрастных магматических ассоциаций, слагающих линейно вытянутые тела. Массивы маркируют собой, по-видимому, достаточно глубокие расколы континентальной коры Тимано-Печорского позднедокембрийско-раннепалеозойского коллизийного орогена, которые были, очевидно, приурочены к местам второстепенных изгибов сдвиговых зон, неминуемо возникающих при “косой” коллизии. Эти изгибы должны были выражаться в образовании транстенсионных структур присдвигового

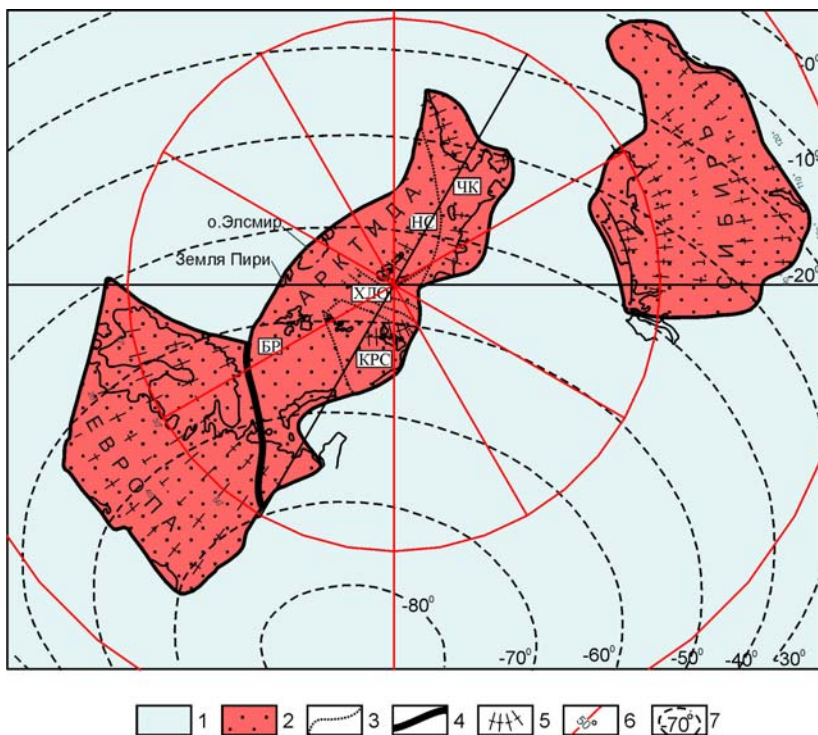


Рис. 25. Палеотектоническая реконструкция для начала кембрия по Т.П. Борисовой и др. [21], с изменениями.

1 – океанические бассейны; 2 – палеоконтиненты; 3 – границы блоков континентальной коры; 4 – зона столкновения Европейского палеоконтинента и Арктиды (Припечорская сутура); 5 – узлы современной координатной сети (пересечение современных широт и долгот); 6 – современная координатная сетка; 7 – древняя координатная сетка. Буквенные индексы в рамках – БР – Баренция; КРС – Карский блок; ХЛО – блок хр. Ломоносова; НС – Новосибирский блок; ЧК – Чукотский блок.

растяжения, контролировавших пространственное размещение интрузивных тел, в том числе гранитов А-типа. Аналогичные структуры, определяющие морфологию и распространение гранитоидных плутонов, связанные с зонами присдвигового растяжения и названные сдвиговыми магматическими дуплексами, описаны недавно Ал.В и Арк.В.Тевелевыми на Южном Урале. Эти структуры, оперяют Копейскую сдвиговую шовную зону на восточном борту

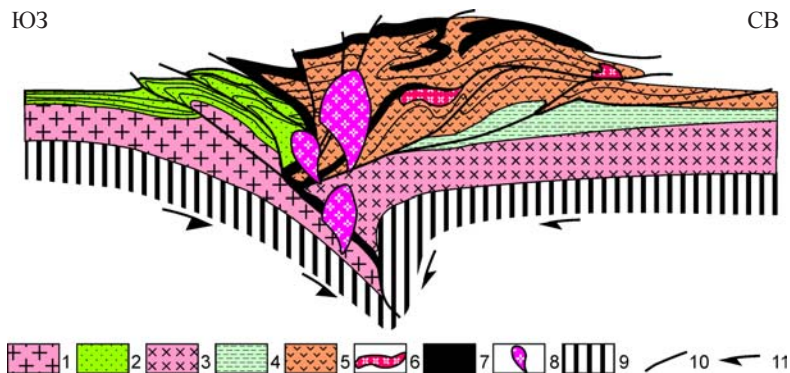


Рис. 26. Принципиальная схема строения поздневендско-кембрийского Тимано-Печорского коллизийного орогена.

1 – фундамент ВЕП; 2 – чехол ВЕП и комплексы пассивной окраины Восточно-Европейского континента; 3 – фундамент континента Арктида; 4 – чехол континента Арктида; 5-7 – аккреционные комплексы и комплексы активной континентальной окраины континента Арктида: 5-6 – комплексы островодужной природы: 5 – вулканогенно-осадочные; 6 – гранитоиды; 7 – офиолиты; 8 – коллизийные гранитоиды; 9 – мантия; 10 – взбросы и надвиги; 11 – векторы движения литосферных плит.

Восточно-Уральского поднятия и контролируют размещение Каменской группы гранитоидных массивов [98–101].

Результатом столкновения Тиманского края ВЕП и Большеземельского края Арктиды явилось формирование дивергентного поздневендско-кембрийского коллизийного орогена, который мы называем орогеном Протоуралид-Тиманид (см. рис. 26). Его существование подтверждается глубоким разрывом позднедокембрийских комплексов фундамента ПП и ярко выраженным несогласием в подошве палеозойских образований её чехла. Юго-восточный фланг орогена распознается в структурах северной части ЦУП, а реликты северо-западного его продолжения устанавливаются сейчас на полуостровах Рыбачий и Варангер (рис. 27). Иногда этот позднедокембрийско-раннепалеозойский коллизийный ороген в литературе называется Тимано-Варангерской складчатой системой байкалид [75] или Канино-Тиманским складчатым поясом [66].

Юго-западное крыло орогена было сложено преимущественно комплексами позднедокембрийской пассивной окраины ВЕП,

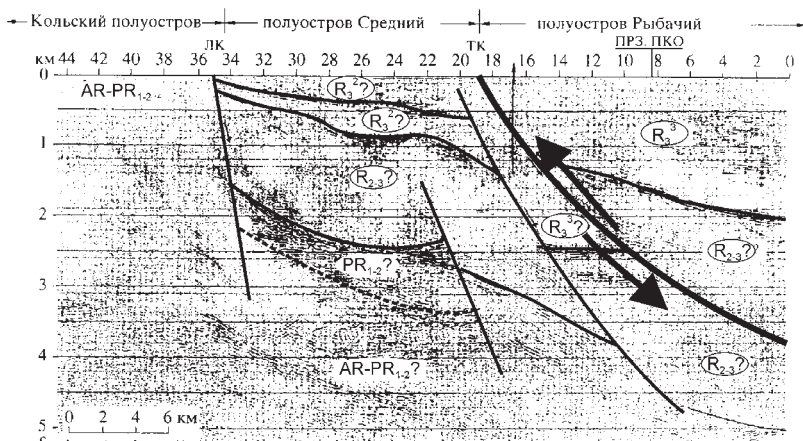


Рис. 27. Сейсмический разрез и его интерпретация по профилю, пересекающему северо-западное продолжение Тимано-Печорского коллизионного орогена вкрест его простираения по А.П.Симонову и др. [75], иллюстрирующий юго-западную вергентность надвиговых структур на юго-западном крыле орогена.

участвующими в строении современного Тимана, полуостровов Средний и Рыбачий, а также юго-западной части полуострова Варангер. Кроме того, в строение этого края орогена оказались частично вовлечены комплексы Большеземельской активной окраины Арктиды, известные сейчас на Северо-Восточном Тимане (лямчинская и лунвожская свиты и их аналоги). Внутренняя структура юго-западного крыла орогена характеризуется парагенезом структурных форм с отчетливо проявленной юго-западной вергентностью (см. рис. 27 и 28). В строении осевой зоны и северо-восточного крыла орогена принимали участие преимущественно комплексы Большеземельской активной окраины Арктиды. Эти комплексы, особенно на северо-восточном крыле орогена, оказались вовлечены в крупноамплитудные шарьяжные дислокации (см. рис. 26), существенно нарушившие первоначальную аккреционную структуру континентальной окраины.

В последующем, в результате тектонического и эрозионного расчленения северо-восточного крыла поздневендско-кембрийского коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид сформировавшаяся ранее шарьяжная структура крыла, сложенная комплексами

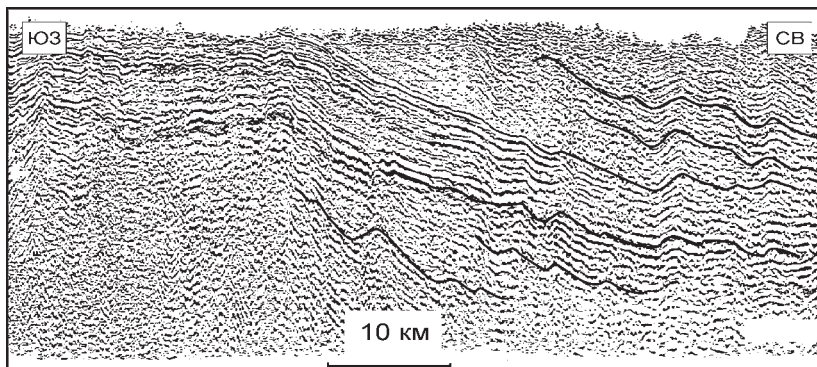


Рис. 28. Фрагмент временного разреза через Ухтинскую складку по В.Б. Ростовщикову и др. [82].

активной окраины Арктиды, была разделена на отдельные фрагменты. В современном строении фундамента ПП эти фрагменты пространственно разобщены антиформными структурами, выделяемыми как Колгуевское, Хорейверское, Новоземельское и ряд более мелких поднятий. Эти фрагменты представляют собой протяженные зоны развития меланократовых (базит-гипербазитовых) и дифференцированных вулканогенных, а также вулканогенно-осадочных (обломочных) комплексов, которые слагают крупные синформные структуры. Это Нижнепечорская и Кожимско-Вангырская синформные структуры фундамента ПП. Подобной структурой, по-видимому, является и расположенная на западном склоне Полярного Урала зона развития аллохтонных протоуральских офиолитов [70, 115, 137], дифференцированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов кряжа Енгана-Пэ [26, 62, 124].

ФУНДАМЕНТ ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ – РЕЛИКТ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО СЕГМЕНТА ПОЗДНЕВЕНДСКО-КЕМБРИЙСКОГО ОРОГЕНА ПРОТОУРАЛИД-ТИМАНИД

Печорская плита (ПП) характеризуется отчетливо выраженным двучленным строением. Верхний структурный этаж представлен слабодислоцированным мощным (до нескольких тысяч метров) осадочным чехлом, сложенным преимущественно осадоч-

ными породами, относящимися к стратиграфическому диапазону от верхнего кембрия(?) – нижнего ордовика до кайнозоя. Нижний этаж – фундамент – сложен разнородными допозднекембрийскими (преимущественно позднедокембрийскими) в разной степени метаморфизованными и дислоцированными комплексами – тиманидами.

Родственные тиманидам фундамента ПП позднедокембрийские образования участвуют в строении тектонических единиц, обрамляющих Тимано-Печорский бассейн: на юго-западе – Тиманского кряжа, а на востоке – Урала. В этих регионах допозднекембрийские комплексы выходят на дневную поверхность и, по сравнению с комплексами фундамента ПП, лучше изучены.

В строении фундамента ПП отчетливо обособляются Ижемская, Печорская и Большеземельская зоны. Первую из них обычно вместе с Тиманом объединяют в Тиманский мегаблок, а последние две в совокупности рассматривают как Большеземельский мегаблок (см. рис. 15).

В Тиманском мегаблоке преимущественно развиты относительно слабо деформированные и метаморфизованные позднедокембрийские осадочные образования. В Большеземельском мегаблоке широко распространены существенно более интенсивно дислоцированные и метаморфизованные вулканогенные, вулканогенно-осадочные комплексы, сопоставимые по особенностям магматизма с образованиями активных континентальных окраин. Границей между мегаблоками служит Припечорско-Илыч-Чикшинская зона разломов (сутура). Юго-восточное продолжение этой разломной зоны в пределах ЦУП разграничивает ареалы распространения различно устроенных протоуральских комплексов. К северу от продолжения этой зоны распространены “северные протоуралиды”, представленные метаморфизованными существенно вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, гранитоидами и, редко, офиолитами (“эвгеосинклинальными” комплексами в понимании Н.П.Хераскова и А.С.Перфильева [117] и др.). Южнее, в структуре ЦУП распространены “южные протоуралиды”, сложенные преимущественно осадочными комплексами (“миогеосинклинальными” образования, в старой терминологии). Северо-западное продолжение Тиманского мегаблока фрагментарно прослеживается за пределами

региона, по периферии Балтийского щита (остров Кильдин, полуострова Рыбачий, Средний, Варангер).

Таким образом, во всем обширном регионе, расположенном к северо-востоку от ВЕП, распространены однотипные позднекембрийские образования, очевидно близкие по происхождению. Нам представляется, что это фрагменты единого покровно-складчатого пояса, который в виде широкой полосы прослеживается от северо-восточного обрамления Балтийского щита и прилегающих частей шельфа Баренцева моря через фундамент ПП до структур северной части ЦУП. В предыдущем разделе было показано, что этот покровно-складчатый пояс Протоуралид-Тиманид является поздневендско-кембрийским внутриконтинентальным коллизионным орогеном (см. рис. 26), сформировавшимся при “закрытии” океанического бассейна, разделявшего два позднекембрийских континента – ВЕП и Арктида. Часть этого горного сооружения, слагающую фундамент ПП, мы называем далее Тимано-Печорским сегментом орогена.

Теперь приведем несколько общих рассуждений о строении и эволюции внутриконтинентальных коллизионных складчатых поясов. Для истории их становления в общем случае характерны три стадии развития: аккреционная, коллизионная и постколлизионная.

- На аккреционной стадии в зоне перехода от континента к океану закладывается и развивается активная окраина, наращивание которой происходит за счет аккреции фрагментов островодужных систем, микроконтинентов и т.п.
- На коллизионной стадии аккреционная окраина сталкивается с окраиной другого континента. Коллизия сопровождается шарпированием комплексов столкнувшихся окраин далеко в пределы континентов или одного из них, метаморфическим преобразованием комплексов обеих окраин, гранитообразованием, формированием высоко стоящего внутриконтинентального орогена и сопряженного с ним передового (предгорного) прогиба, и др.
- На постколлизионной стадии внутреннее строение коллизионного орогена усложняется за счет складчатых, сдвиговых и раздвиговых дислокаций. Кроме того, ороген испытывает интенсивную эрозию. Продукты разрушения орогена заполняют сопря-

женные с орогеном негативные структуры – предгорные прогибы. Ороген нивелируется и может, в конце концов, оказаться погребенным под мощным осадочным чехлом, сложенным продуктами разрушения более молодых орогенов, эпейрогенических поднятий платформ, а также хемогенными и органогенными осадочными комплексами эпиконтинентальных морских и озерных бассейнов.

Очевидно, что первоначальное взаимное расположение комплексов и структур аккреционного этапа эволюции складчатых поясов может быть существенно нарушено в результате коллизионных и постколлизионных дислокаций. Однако, в тектонических построениях, касающихся Тимано-Печорского сегмента поздневендско-кембрийского покровно-складчатого пояса Протоуралид-Тиманид обычно сколько-нибудь существенного структурообразующего значения коллизионному и постколлизионному тектогенезу не придается. Вследствие этого, современная структура фундамента ПП, устанавливаемая на основе интерпретации региональных геолого-геофизических материалов, трактуется как взаимное расположение ассоциаций вещественных комплексов, сформированное на аккреционной стадии развития этого внутриконтинентального коллизионного складчатого пояса. При этом геодинамические, палеогеографические и тектонические аспекты его эволюции интерпретируется обычно в терминах и понятиях аккреционной тектоники [48, 65, 128, 145 и др.]. Выше уже говорилось, что в целом эта система взглядов на позднедокембрийскую историю и эволюцию Тимано-Печорского региона и его обрамления может быть охарактеризована как “аккреционная”.

Однако, по нашему мнению, в тектонической эволюции поздневендско-кембрийского орогена Протоуралид-Тиманид большую роль сыграли не только аккреционные, но и коллизионные, а также постколлизионные процессы. Поэтому во внутреннем строении фундамента ПП должны обнаруживаться структуры, аналогичные выявленным в палеозойских (каледониды Скандинавии и Восточной Гренландии, герциниды Южного Урала и др.), мезозойских (складчатое сооружение хребта Черского и др.) и кайнозойских (Альпы, Гималаи и др.) внутриконтинентальных коллизионных покровно-складчатых поясах.

Для перечисленных поясов известно, что при их становлении фрагменты палеоструктур окраин сталкивающихся континентов испытали различные, и в том числе весьма существенные, относительные перемещения. Сформированное таким образом шарьяжно-надвиговое сооружение на постколлизийной стадии развития этих поясов испытало тектоническое и эрозионное расчленение с образованием обособленных или полубособленных друг от друга фрагментов – аллохтонных массивов типа массива Крака и Сакмарской зоны на Южном Урале, Преальпийских (Prealps) клипов и Австральпийских покровов (Austroalpine napps) в Альпах и т.п. То есть, в результате постколлизийного расчленения нагромождения аллохтонных масс, образовавшихся на коллизийной стадии, фрагменты шарьяжных структур оказываются пространственно разобщенными. По-видимому, это является одной из наиболее общих и наиболее характерных закономерностей строения коллизийных складчатых поясов. Кроме того, для всех этих образований характерно наличие сопряженного с орогенным поднятием передового (предгорного) прогиба. Наличие такой пары морфоструктур (орогенное поднятие – передовой прогиб) является одним из обязательных атрибутов коллизийных складчатых поясов, их типоморфным признаком.

Орогенное поднятие – передовой прогиб

Доказательствами существования орогена Протоуралид-Тиманид служат глубокий размыв, известный в подошве комплексов чехла ПП (рис. 29) и обнаружение в регионе позднекембрийских кор выветривания [27, 31, 129 и др.]. Кроме того, свидетельством существования

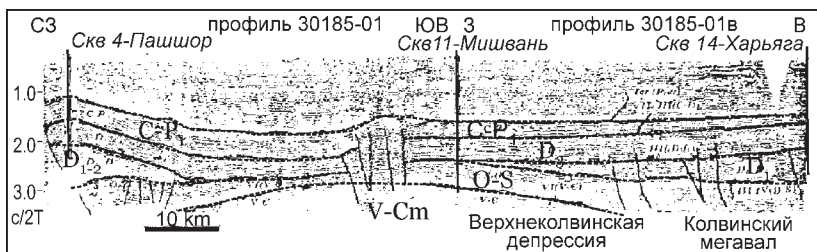


Рис. 29. Фрагмент временного разреза вкрест простираения Печоро-Колвинского авлакогена по С.Л.Белякову [5].

горного сооружения является наличие сопряженного передового (предгорного) прогиба, сложенного продуктами его разрушения. В Тимано-Печорском регионе в качестве сопряженной пары структур (орогенного поднятия и передового прогиба) можно рассматривать Печоро-Илычское палеоподнятия и расположенный к юго-западу от него Восточно-Притиманский [118, и др.] или Ижма-Омринский [104] прогибы [104]. Этот прогиб выполнен обломочными породами верхов кембрия (?) – нижнего ордовика – ижма-

омринским комплексом [104, см. стр. 76], и протягивается в направлении с юго-востока на северо-запад почти на 750 км при ширине до 150 км (рис. 30).

Разрез осадочной толщи прогиба начинается с мощной (до 300 м и более) пачки, сложенной полимиктовыми песчаниками. На основании анализа особенностей литологического состава и характера

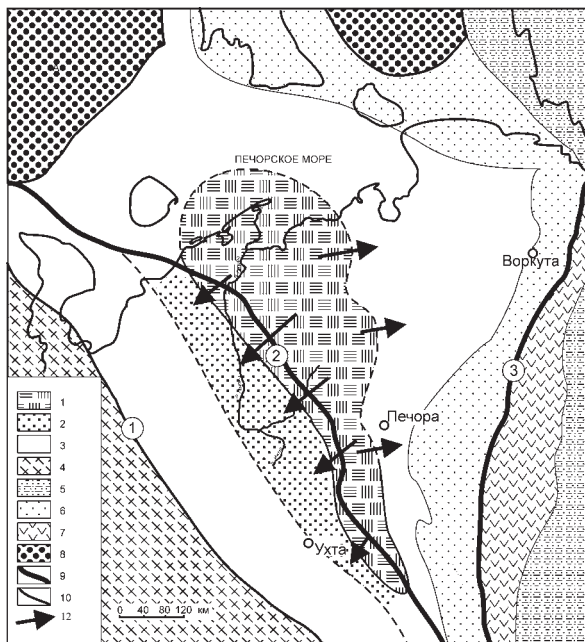


Рис. 30. Позднекембрийско(?)-раннеордовикское Печоро-Илычское палеоподнятия и сопряженный с ним Ижма-Омринский краевой прогиб, по Н.А. Малышеву и Н.И.Тимонину [60 и 104], с изменениями и упрощениями.

1 – Печоро-Илычское палеоподнятия; 2 – Восточно-Притиманский прогиб; 3-4 – Восточно-Европейский кратон; 5 – Западно-Сибирская плита; 6-7 – Урал; 6 – Западная мегазона; 7 – Восточная мегазона; 8 – Южно-Баренцевская и Южно-Карская впадины; 9 – сутурные зоны; 10 – границы тектонических блоков и зон; 11 – направление сноса. Цифрами в кружках обозначены: 1 – Западно-Тиманский надвиг; 2 – Припечорско-Илыч-Чикшинская зона разломов (сутурная зона); 3 – Главный Уральский разлом.

напластований считается, что породы пачки имеют аллювиально-пролювиальное происхождение. Пачка распространена в центральной части Ижма-Омринского прогиба и с отчетливо выраженным несогласием залегает на тиманидах. При этом её мощность и размер обломков осадочных пород убывает в юго-западном направлении, т.е. в сторону от Печоро-Илычского палеоподнятия (рис. 31).

На полимиктовых песчаниках залегает пачка белых кварцевых песчаников. На северо-восточном борту Ижма-Омринского прогиба породы пачки налегают непосредственно на тиманиды, контакт имеет характер прилегания. Судя по литолого-седиментологическим особенностям (зрелый кварцевый состав, наличие параллельно-слоистых и косослоистых серий, четкое ритмичное чередование слоев песчаников разной зернистости), эта пачка формировалась “в верхней предфронтальной зоне пляжа в условиях максимальной волно-

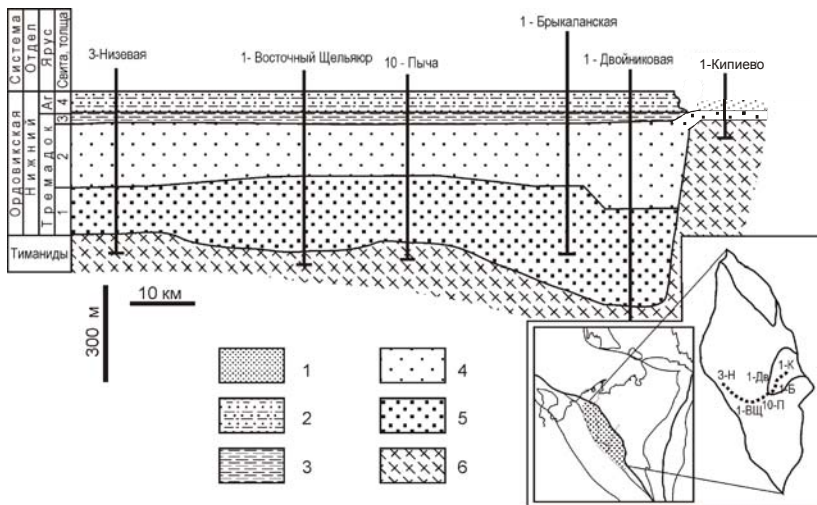


Рис. 31. Палеогеологический профиль через нижние горизонты Ижемской впадины по В.С. Чупрову [118].

1 – аргиллиты франского возраста; 2 – розовые песчаники нибельской свиты (арениг); 3–4 – седельская свита (верхний кембрий? – тремадок); 2 – глинистая пачка (брыкаланская пачка); 3 – толща кварцевых песчаников; 4 – толща полимиктовых песчаников; 5 – тиманиды. На врезке показано положение Ижемской впадины и расположение профиля скважин в её пределах.

вой активности и воздействия вдольбереговых течений” [118]. Максимальная мощность пачки приурочена к северо-восточному борту прогиба и постепенно убывает в юго-западном направлении.

Выше залегает выдержанная пачка чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. На ней с постепенным переходом через переслаивание залегают относительно глубоководные глинистые отложения, сформированные в застойных условиях. Мощность этой аргиллитовой пачки выдержана по простиранию и составляет 35-40 м.

Перечисленные отложения объединяются обычно в седьмью свиту с совокупной мощностью, превышающей 700-800 м (см. рис. 31). Фаунистические остатки в породах седьмой свиты по одним источникам не известны [28, стр.7], а по другим – представлены акритархами и беззамковыми брахиоподами среднего кембрия – тремадока [104]. Возраст свиты условно принимается как тремадокский, но при этом предполагается, что нижние слои, сложенные пачкой полимиктовых песчаников, могут захватывать и верхнекембрийский стратиграфический интервал [118].

Выше седьмой свиты трансгрессивно залегает толща розовых песчаников основания нибельской свиты аренига. Мощность нибельской свиты по некоторым оценкам может достигать почти 800 м [28]. Более верхние стратиграфические интервалы нибельской свиты, сложенные в значительной степени карбонатно-глинистыми породами, развиты в пределах прогиба не повсеместно, что, по-видимому, может быть объяснено последующим размытием.

Отмеченные особенности строения Ижма-Омринского (Восточно-Притиманского) прогиба могут указывать на то, что время его формирования как ловушки обломочного материала, поступающего с размывающегося орогена Протоуралид-Тиманид, ограничено концом кембрия(?) – ранним ордовиком (может быть до начала среднего ордовика). Но существуют независимые данные, указывающие на то, что Печоро-Илычское палеоподнятия – реликт осевой части Тимано-Печорского сегмента орогена Протоуралид-Тиманид – существовало и в более позднее время. Так, на основании данных бурения (скважина 1-Кипиево) установлено, что разрез плитного чехла, залегающего на комплексах тиманид, в пределах Печоро-Илычского палеоподнятия начинается только с

маломощной пачки тремадокских песчаников, выше которой со значительным стратиграфическим перерывом залегают франские отложения (см. рис. 31). Однако, судя по тому, что в послеранне-ордовикских отложениях ижма-омринского комплекса обломочная составляющая не играет существенной роли, можно утверждать, что осевая зона орогена Протоуралид-Тиманид (Печоро-Илычское палеоподнятия) до позднего девона, хотя и не являлась областью седиментации, все же и не была областью интенсивного размыва.

Таким образом, ороген Протоуралид-Тиманид и сопряженный с ним Ижма-Омринский краевой (предгорный) прогиб обладают типичными чертами и признаками, характерными для аналогичных пар палеоморфоструктур, таких как Урал и Предуральский прогиб, Кавказ и Предкавказский прогиб и т.п. При этом Ижма-Омринский прогиб все же отличается от Предуральского и Предкавказского прогибов тем, что слагающий его комплекс имеет почти на порядок меньшую мощность, а кроме того, в его составе крайне несущественную роль играют грубообломочные породы, характерные для типичных предгорных прогибов.

В настоящее время мы не можем дать рационального объяснения этим фактам. Однако само существование долгоживущего Печоро-Илычского палеоподнятия и сопряженного с ним передового прогиба на основании известных нам геолого-геофизических материалов, представляется несомненным.

Синколлизийные шарьяжно-надвиговые дислокации и постколлизийное расчленение элементов покровной структуры

Для строения поздневендско-кембрийского асимметричного дивергентного коллизийного орогена Протоуралид-Тиманид характерно то, что его юго-западное крыло сложено в основном дислоцированными осадочными комплексами позднекембрийской пассивной окраины ВЕП. В противоположность этому, северо-восточное крыло орогена Протоуралид-Тиманид сложено преимущественно комплексами Большеземельской активной окраины Арктиды, вовлеченными в крупноамплитудные шарьяжные перемещения в северо-восточном направлении (в пределы самой Арктиды). В последующем, в результате тектонического и эро-

зионного расчленения образовавшаяся покровная структура северо-восточного крыла орогена была разделена на отдельные фрагменты. В современном строении фундамента ПП эти фрагменты, представляют собой протяженные зоны развития меланократовых (базит-гипербазитовых) и дифференцированных вулканогенных, а также вулканогенно-осадочных и осадочных (обломочных) комплексов, и в структурном смысле являются крупными зонами синформного строения. Эти зоны пространственно разобщены антиформными структурами, в ядрах которых на поверхность фундамента выступают автохтонные комплексы тыловой части Большеземельской окраины Арктиды.

Такой стиль строения фундамента ПП подтверждается геолого-геофизическими материалами. Так, на рис. 32. приведена карта гравитационных остаточных аномалий ($\Delta g_{\text{трансф}}$) для центральной области ПП, полученная вычитанием эффекта осадочного чехла из аномалий Буге и специальной фильтрацией, гасящей влияние источников поля, расположенных глубже 10 км [30]. В трансформированном поле прежде всего отражаются рельеф поверхности фундамента и неоднородности вещественного состава верхнего “слоя” консолидированной коры. В качестве подложки карты использована схема тектонического районирования тиманид Тимано-Печорского региона и его обрамления [10, 29, 30, 48, 60, 65, 104, и др.]. На рис.16 показана составляющая ΔZ магнитного поля северо-запада России.

Граница между Тиманским и Большеземельским мегаблоками, соответствующая Припечорско-Илыч-Чикшинской сутуре, четко отображается и в магнитном, и в гравитационном полях. В магнитном она трассируется по высоко-градиентной зоне, служащей юго-западным ограничением Припечорской магнитной аномалии, а в гравитационном – по гравитационной ступени. Наиболее высокие значения магнитного поля сутурной зоны обусловлены, по-видимому, тем, что здесь сохранились фрагменты меланократовых комплексов литосферы океанического бассейна, некогда разделявшего ВЕП и континент Арктиду.

Тиману и Ижемской зоне фундамента ПП, представляющим собой реликты юго-западного крыла Тимано-Печорского сегмента орогена Протоуралид-Тиманид, соответствуют ровные отрицатель-

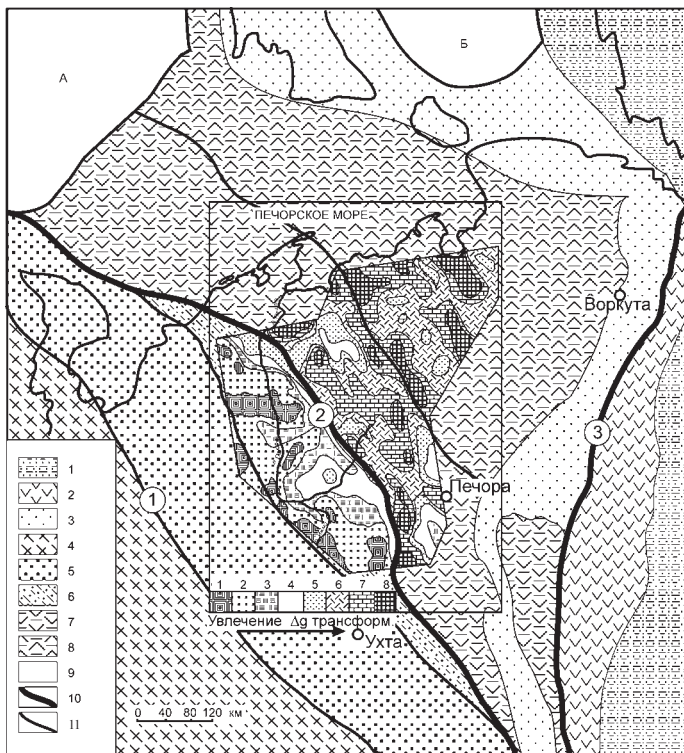


Рис. 32. Схема тектонического районирования тиманид Тимано-Печорского региона и его обрамления.

1-3 – послеордовикские комплексы: 1 – Западно-Сибирской плиты, 2-3 – Уральского складчатого пояса: 2 – Восточно-Уральской мегазоны, 3 – Западно-Уральской мегазоны; 4-8 – доордовикские комплексы: 4 – ВЕП, 5-8 – Тимана и фундамента Печорской плиты: 5-6 – Тиманского мегаблока: 5 – Тиманского блока, 6 – Ижемского блока; 7-8 – Большеземельского мегаблока: 7 – Печорского блока, 8 – Большеземельского блока; 9 – Южно-Баренцевская (А) и Южно-Карская (Б) впадины; 10 – сутурные зоны; 11 – границы тектонических блоков и зон. Цифрами в кружках обозначены: 1 – Западно-Тиманский надвиг; 2 – Припечорско-Ильч-Чикшинская зона разломов (сутурная зона); 3 – Главный Уральский разлом.

Во внутреннем контуре показана схематическая карта изолиний Δg в геологической редукции (с вычтенным гравитационный эффект, создаваемым комплексами палеозойского чехла по [30] с незначительными изменениями. Градуировка шкалы Δg условная. Стрелкой показано нарастание значения Δg в геологической редукции.

ные значения магнитного и пониженные значения гравитационного поля. Это согласуется с представлениями о том, что здесь в фундаменте распространены слабомагнитные комплексы пассивной окраины. Для них характерны структуры с ярко выраженной юго-западной вергентностью – разноамплитудные надвиги, взбросы и асимметричные складчатые дислокации, отчетливо выделяющиеся на фрагменте временного сейсмического разреза вдоль профиля, пересекающего Ухтинскую складку (см. рис. 28) [82]. Такой структурный рисунок согласуется с представлениями о том, что эта часть тиманид является реликтом юго-западного крыла коллизионного орогена.

Для Большеземельского мегаблока фундамента ПП, который, как мы полагаем, является реликтом северо-восточного крыла орогена, мы не располагаем структурно-геологическими данными, подтверждающими северо-восточную вергентность структур фундамента. Однако интерпретация гравитационного и магнитного полей, сейсмических материалов и данных бурения, освещающих глубинное строение этой территории, все же могут дать косвенные, сугубо качественные аргументы в пользу взглядов о ее “синформно-антиформном” строении.

Повышенные значения магнитного поля и региональные вытянутые аномалии с характерными размерами (20-60) x (60-120) км Большеземельской части ПП связываются с физическими свойствами комплексов, участвующих в строении фундамента, что отмечалось уже в самых ранних интерпретациях [10]. Последующие работы подтвердили, что локальные магнитные аномалии связаны с вещественными неоднородностями в фундаменте, а региональные – со складчатой структурой сильно намагниченных пород фундамента [48]. Хотя в мощном (до 7 км) комплексе чехла ПП достаточно широко представлены девонские рифтогенные базальтоиды (вскрытые скважинами), по данным лабораторных исследований образцов [30] они слабомагнитны и не могут давать заметного вклада ни в региональные, ни в локальные аномалии.

Подтверждением слабой намагниченности магматических образований чехла ПП служит полное отсутствие пространственной корреляции между аномалиями магнитного поля и областями распространения этих вулканогенно-осадочных образований. Например,

надежно закартированный в окрестностях г. Ухта девонский вулканогенно-осадочный комплекс, образующий крупное (около 40×60 км, при мощности до 0.5 км) тело северо-западного простирания, юго-западный фланг которого выходит на дневную поверхность, а северо-восточный залегает на глубинах более 1000 м [104], никак не проявлен в магнитном поле.

Подтверждением слабого в целом магнитного эффекта чехла ПП служит и полное отсутствие корреляции магнитного поля с выявленными структурными особенностями чехла. Особенно это касается магнитных аномалий, примерно совпадающих с контурами одной из наиболее ярких структур чехла ПП – так называемым Печоро-Колвинским авлакогеном (Печоро-Колвинским прогибом). Печоро-Колвинский авлакоген – крупная негативная после ранне- средне- (?) ордовикская структура чехла ПП, расположенная непосредственно в пределах контура Печоро-Ильчского палеоподнятия и характеризующаяся отчетливо выраженными сбросовыми ограничениями с высотой уступа до 1800 м. В целом суммарная мощность чехла здесь может превышать 7 км. Нижний верхнеордовикско-нижнедевонский комплекс чехла сложен здесь, в основном, слабомагнитными терригенно-карбонатными образованиями. К девонскому уровню этого комплекса приурочены незначительные по объемам проявления базальтового вулканизма. Максимальные значения суммарной мощности верхнеордовикско-нижнедевонского комплекса достигаются на участках, приближенных к бортовым зонам прогиба. Центральная часть прогиба относительно приподнята, и здесь на многих участках мощность верхнеордовикско-нижнедевонских образований существенно сокращена, а в отдельных местах они полностью отсутствуют, что можно отчетливо видеть на интерпретации монтажа сейсмических записей, заимствованного из работы С.Л.Белякова [5] (рис. 29). Разрез более высоких стратиграфических уровней чехла начинается с франа и с перерывами продолжается до кайнозоя. В сложении этого комплекса участвуют исключительно осадочные немагнитные образования. В осевой части Печоро-Колвинским прогиба (Лайский вал) верхнеордовикско-нижнедевонский комплекс чехла отсутствует, и верхний комплекс чехла, начинающийся с франа, залегает на тиманидах с отчетливо выраженным несогла-

сией. Другими словами, в строении Печоро-Колвинским прогиба потенциально магнитные образования лишь в ограниченном количестве участвуют в сложении нижнего комплекса чехла, который при этом еще и не везде распространен. Вся же остальная многокилометровая толща выполнения Печоро-Колвинского прогиба сложена исключительно немагнитными породами. Таким образом, судя по внутреннему строению и составу выполнения Печоро-Колвинского прогиба, повышенные значения аномального магнитного поля могут быть связаны только с проявлениями девонского базальтового магматизма. Однако, судя по тому, что совокупный объем девонских магматических пород незначителен, вряд ли оправдано связывать с ними самую высокоамплитудную магнитную аномалию региона, т.е. основные неоднородности магнитного поля генерируются не этими образованиями.

Итак, и гравитационный, и магнитный эффекты фундамента Большеземельского мегаблока тиманид характеризуются повышенными по сравнению с Ижемской зоной Тиманского мегаблока значениями полей, сильной расчлененностью полей и сходным рисунком аномалий. Мы полагаем, что положительным аномалиям соответствуют крупные синформные складки, в ядрах которых на поверхность допозднекембрийского покровно-складчатого фундамента плиты выступают аллохтонные позднекембрийские офиолиты(?), дифференцированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы фронтальных частей позднекембрийской активной окраины Арктиды, шарьированные сюда из зоны столкновения её и ВЕП при их позднекембрийско-кембрийской коллизии. Отрицательные аномалии соответствуют антиформным структурам, сопряженным с синформами и сложенным близкоодновозрастными аллохтонным комплексам образованиям позднекембрийского окраинного моря (задугового бассейна), которые перекрывают древнее кристаллическое основание палеоконтинента Арктида.

Заключительный комментарий. В завершении отметим, что в соответствии с предлагаемой интерпретацией фундамента ПП как реликта Тимано-Печорского сегмента позднекембрийско-кембрийского орогена Протоуралид-Тиманид фундамент Большеземельской части ПП имеет трехъярусное строение. Верхнее структурное положение занимают аллохтонные позднекембрийские

образования активной окраины Арктиды, шарьированные из зоны коллизионного взаимодействия Арктиды и ВЕП (Припечорско-Ильч-Чикшинская зона) далеко в пределы Арктиды в северо-восточном (в современных координатах) направлении. Средний структурный ярус сложен позднедокембрийскими автохтонными комплексами окраинноморской природы, стратиграфически налегающими на раннедокембрийские образования Арктиды, которые составляют нижний структурный ярус.

При такой трактовке строения фундамента ПП, существенно изменяется интерпретация Колгуевской, Хорейверской и других подобных структур. В частности, при “аккреционном” подходе к пониманию строения и эволюции тиманид эти структуры рассматриваются как ограниченные разломами (сутурами) древние тектонические блоки (террейны) [65, 66 и др.]. В противоположность этому, в предлагаемой интерпретации строения фундамента плиты, перечисленные структуры трактуются как крупные антиформные складки, в ядрах которых на поверхность допозднекембрийского покровно-складчатого фундамента плиты выступают автохтонные комплексы тыловой части позднедокембрийской активной окраины Арктиды и комплексы их кристаллического основания. Синформные структуры, сопряженные с антиформами, сложены близкими по возрасту к автохтонным комплексам вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами фронтальных частей позднедокембрийской активной окраины Арктиды.

Автохтонные образования среднего структурного комплекса Большеземельского мегаблока сформировались, по-видимому, в тыловой части позднедокембрийской активной окраины Арктиды в условиях окраинного (тыловодужного) бассейна. По своему составу и происхождению они являются потенциально нефтегазоносными, а их структурное положение (тектоническое перекрытие аллохтонными комплексами) может обеспечивать условия, благоприятные для образования скоплений углеводородного сырья. Это позволяет рассматривать Большеземельский мегаблок фундамента ПП как перспективный нефтегазоносный бассейн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Протоуральские гранитоидные ВПА Тимано-Уральского региона (северной части Западно-Уральской мегазоны и фундамента Печорской плиты) относятся к двум типам. Гранитоиды и вулканы I-типа с возрастами 695 – 510 млн. лет являются показателями конвергентных геодинамических обстановок: ранние формировались в условиях активной континентальной окраины, и связаны с аккреционными процессами, а становление более поздних происходило уже при континентальной коллизии. Граниты и вулканы А-типа с изотопными возрастами 564 – 498 млн. лет образованы в зонах локального растяжения, возникших на фоне более значимого по масштабам конвергентного геодинамического режима.

Геодинамический типоморфизм протоуральских гранитоидных ВПА северных частей Урала и фундамента ПП, а также изложенные материалы о строении ЦУП, Тимана и фундамента ПП позволили предложить новую модель протоуральской геодинамической эволюции северных частей Урала и северо-восточного обрамления ВЕП, описывающую геодинамические процессы, протекавшие на Тиманской окраине ВЕП и Большеземельской окраине Арктиды, а также в зоне их коллизионного взаимодействия. В общих чертах эти построения сводится к следующему.

В позднем докембрии Тиманский край ВЕП (южные части Ляпинского антиклинория Западно-Уральской мегазоны, Тиман и прилегающий к нему Ижемский блок фундамента ПП, полуострова Средний, Рыбачий и Варангер) развивался в режиме пассивной континентальной окраины (рис. 24). К северо-востоку от окраины располагался океанический бассейн, литосфера которого субдуцировалась в зоне конвергенции, существовавшей в это время на Большеземельском краю континента Арктида (Кожимский блок Ляпинского антиклинория, юго-западный край Большеземельского блока фундамента ПП и его продолжение на Баренцевоморском шельфе). На это указывает активный магматический режим, господствовавший в позднем докембрии на Большеземельском краю континента Арктида. В пределах Большеземельского блока фундамента ПП, Кожимского блока и более северных частей, ЦУП магматизм имел ярко выраженный надсубдукционный характер, происходило формирование

непрерывных серий как вулканических, так и интрузивных и, в частности, широкого спектра гранитоидов I-типа.

К концу венда океанический бассейн, разделявший ВЕП и Арктиду, полностью закрылся (см. рис. 25). Края континентов сблизились настолько, что начались процессы континентальной коллизии, структурным выражением которых стало образование асимметричного дивергентного Тимано-Печорского коллизионного орогена (см. рис. 26). При этом комплексы Большеземельской активной окраины континента Арктида были частично шарьированы на комплексы пассивной окраины ВЕП (на юго-запад). Кроме того, они оказались далеко шарьированы и в пределы самой Арктиды, т.е. на северо-восток (см. рис. 26). Вещественным выражением коллизии, наряду с метаморфическими преобразованиями всех более древних пород, явилось становление поздних протоуральских гранитоидов I-типа, локализованных в пределах Кожимского блока, а также Припечорско-Ильч-Чикшинской шовной зоны и прилегающих к ней частях Тиманского и Большеземельского мегаблоков фундамента ПП.

На фоне коллизионных процессов и продолжающегося становления гранитоидов I-типа в конце венда – кембрии существенно изменился вектор схождения континентов, в результате чего столкновение континентов приобрело характер косой коллизии. В это время, по-видимому, образовывались разломы сдвигового характера. В местах второстепенных изгибов, осложнявших главную сутуру сдвиговых зон, возникали области присдвигового растяжения – транстензионные структуры. К этим структурам приурочены интрузивные тела пород контрастных магматических ассоциаций, и в том числе гранитов А-типа, с изотопными возрастами 564 – 498 млн. лет. Формирование этих массивов маркировало глубокие расколы новообразованной континентальной коры.

В рамках предложенной модели находят удовлетворительное объяснение существенные различия в строении и составе протоуральских комплексов северных и южных частей западного Урала. В нашем варианте интерпретации протоуральской эволюции уральской и тиманской периферических частей ВЕП протоуральской южной части Ляпинского антиклинория и более южных частей Западно-Уральской мегазоны, в значительной части сходные с одновозрастными комплексами Тимана, формировались на восточном (уральском) краю ВЕП

в обстановках, близких к обстановкам пассивной континентальной окраины. Протоуралиды северной части Ляпинского антиклинория (Кожимский блок) и более северных частей Западно-Уральской мегазоны формировались в пределах активной континентальной окраины Арктиды. Таким образом, протоуралиды северных и южных частей ЦУП Западно-Уральской мегазоны формировались на окраинах разных континентов и оказались совмещенными в единой структуре в результате последующих тектонических процессов.

Авторы выражают искреннюю благодарность д. г.-м. н. Л.В. Махлаеву, д. г.-м. н. Д.Н.Ремизову, д. г.-м. н. А.М. Пыстину, д. г.-м. н. А.И. Антошкиной, д. г.-м. н. Ю.А.Ткачеву, к. г.-м. н. В.Л. Андреичеву, к. г.-м. н. В.С. Чупрову за критические замечания, высказанные в процессе работы над материалом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма на Северном Тимане. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 89 с.
2. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология протоуралид Приполярного Урала. Сыктывкар. 1999. 48 с. (Сер. препринтов “Науч. докл.” Коми научный центр УрО РАН; вып. 413).
3. Андреичев В.Л. Геохронология метаморфических и магматических процессов в эволюции земной коры севера Урала // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Сыктывкар: Геопринт, 2000. Т. IV. С. 12-14.
4. Баранов В.В., Пелевин И.А. Строение рифейского разреза – основной фактор тектонической интерпретации позднего докембрия на севере Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск. 1982. С.23-24.
5. Беляков С.Л. Структурные комплексы осадочного чехла Тимано-Печорского региона // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд “Наука России”. Гео-инвэкс. 1994. С. 134-144.
6. Белякова Л.Т., Степаненко В.И. Магматизм и геодинамика байкалитид фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №12. С. 106-117.
7. Борисенок В.И., Дегтярёв К.Е., Кузнецов Н.Б. Современный этап в изучении строения и развития Центрального Казахстана (1988-1995гг.) // Моск. Школа геологов в Казахстане, М.: МГУ, геол.фак-т, 1996. С. 36-48.
8. Вигорова В.Г. К петрологии гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар. 1972. С. 48-49.

9. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала. – Л.: Наука, 1973. 212 с.
10. Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Труды ГИН АН СССР. Вып.85. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.
11. Гецен В.Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана // Тектоника Восточно-Европейской платформы и её обрамления. М.: Наука, 1975. С. 190-195.
12. Гецен В.Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.
13. Гецен В.Г. Модель развития земной коры северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии. (Сер. Препринтов “Научные доклады” Коми науч.центра РАН). Сыктывкар. 1991. 27 с.
14. Голдин Б.А. Орогенный вулканизм севера Урала // Магматизм и металлогения северо-востока Европейской части СССР и севера Урала (Тр. VIII геол. конф. Коми АССР, т.V. – Сыктывкар. 1978. С. 3-7.
15. Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Генетические типы гранитов севера Урала и закономерности их размещения // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Ур. петр. конф.- Свердловск. 1981. Т. II. С. 52-53.
16. Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Послеордовикская габбро-тоналит-гранодиоритовая ассоциация Приполярного Урала // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск. 1981. С. 49-51 (Тез. докл. IV Уральской петр. конф., т.II)
17. Голдин Б.А., Мизин В.И., Калинин Е.П. Петрологические особенности кислого вулканизма осевой зоны Полярного и Приполярного Урала // Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар. 1976. С. 19-29.
18. Голдин Б.А., Пучков В.Н. Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на севере Урала // Изв. АН СССР, сер. геол. 1974. № 1. С. 59-69.
19. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. Труды ГИН РАН. Вып. 513. М.: Наука, 1999. 123 с.
20. Довжикова Е.Г., Ремизов Д.Н., Пиис В.Л. Геодинамическая позиция магматических пород фундамента Тимана-Печорской плиты в свете новых данных // Петрография на рубеже XXI века. Материалы Второго всерос. петр. овещ. Т.IV. Сыктывкар. 2000. С. 49-52.
21. Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднедокембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии) /Т.П.Борисова, М.В.Герцева, А.Ю.Егоров и др. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. Т.1. С. 68-71.
22. Дорохов Н.С., Кудряшов Н.М. О возрасте гранитоидов Народинского массива // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Инф. м-лы 11 науч. конф. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 41-42.

23. Дорохов Н.С., Кудряшов Н.М., Соболева А.А. Возраст гранитоидов Народинского массива (Приполярный Урал): U-Pb изотопный данные // ДАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 1-5.

24. Дорохов Н.С., Соболева А.А. I-граниты севера Урала // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Тезисы докладов Международной научной конференции (VIII чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. С. 210-212.

25. Дорохов Н.С., Соболева А.А. Тектономагматическая эволюция севера Урала в позднем рифее-кембрии // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. С.176-177.

26. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

27. Ефанова Л.И. Алькесвожская толща на севере Урала /Стратиграфия, литология, металлоносность. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 24 с.

28. Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна. Строение, условия образования, нефтегазоносность. М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.

29. Журавлев В.С., Гафаров Р.А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы. ДАН СССР. 1959. Т. 128. № 5. С. 151-152.

30. Запорожцева И.В., Пыстин А.М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. Спб.: Наука, 1994. 112 с.

31. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты /Я.Э.Юдович, Л.И.Ефанова, И.В.Швецова и др. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 98 с.

32. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С.16-27.

33. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2-х кн., М.: Недра, 1990. кн. 1 - 328с., кн. 2 - 334с.

34. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31-57.

35. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6-0.2 млн. лет) и строение Урала. Екатеринбург: ИГиГ, 1998. 252 с.

36. Иванов К.С. Палеогеодинамика Урала. Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма // М-лы XXXII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1999. Т.1. С. 275-277.

37. Иванов С.Н. О байкалидах Урала // ДАН СССР. 1977. Т. 327. № 5. С. 1144-1147.

38. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе магматических толщ в обрамлении эвгеосинклиналией. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. 77 с.

39. Калинин Е.П. Распределение концентраций ниобия и тантала в магматических интрузивных и эффузивных породах кислого ряда // Мат-лы II Коми респ. молод. конф. Сыктывкар. 1967. С. 206-208.

40. Калинин Е.П. Сравнительная петрохимическая и геохимическая характеристика позднебайкальских гранитов и липаритовых порфиров западного склона Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала.- Сыктывкар. 1973. С. 341-345. (Тр. VII геол. конф. Коми АССР, т.2).

41. Калинин Е.П. Геохимическая специализация гранитоидов севера Урала // Геология севера Урала.-Сыктывкар. 1992. С. 61-69. (Тр. ИГ КНЦ УрО РАН, вып.78).

42. Калинин Е.П. Региональные кларки химических элементов в гранитах и липаритовых порфирах севера Урала // Магм. и метам. формации севера Урала. Сыктывкар. 1995. С. 19-27. (Тр. ИГ КНЦ УрО АН СССР, вып.87).

43. Калинин Е.П. Геохимическая специализация гранитов и кислых вулканитов Приполярного Урала // Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации. Сыктывкар. 1997. С. 90-91.

44. Ключкина М.Л. Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 9-22.

45. Коротеев В.А., Иванов К.С., Маслов А.В. Рифтогенез восточного края Восточно-Европейской платформы и заложение Урала. Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы: Материалы междунар. совещ. по проекту Европроба.-М.: КМК, 1994. С. 155-160

46. Корреляция магматических комплексов Севера Урала и примыкающих территорий. Свердловск. 1988. 55 с.

47. Костюхин М.Н. Граниты полуострова Канин: геология, вещественный состав, условия образования и формационная принадлежность // Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар. 1985. С. 24-39. (Тр. ИГ КФАН СССР, вып.53).

48. Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд "Наука России". Гео-инвэкс, 1994. С. 121-133.

49. Костюченко С.Л. Геодинамические аспекты эволюции северной окраины Восточно-Европейского кратона по данным глубинного геофизического изучения // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т.1. С. 331-334.

50. Кузенков Н.А., Соболева А.А., Матуков Д.И. Возраст интрузивных образований Тынаготского района (Приполярный Урал) по данным изотопного датирования единичных кристаллов циркона // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Мат-лы XIV Геол. съезда Респ. Коми. Т.II. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 98-102.

51. Кузнецов Н.Б. Палеозоиды Южного Урала: структуры аккреционной и коллизионной стадии развития внутриконтинентального складчатого пояса // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Межведомственного тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 309-313.

52. Кузнецов Н.Б. Покровно-складчатые структуры Альп – ключ к пониманию современной структуры и поздне-палеозойских деформаций на Южном Урале. Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “Гео”, 2004. Т. I. С. 278-281.

53. Кузнецов Н.Б. Покровно-складчатое строение Альп – ключ для понимания современной структуры и позднепалеозойских деформаций на Южном Урале // Геологический сборник № 4. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2004. С. 62-64.

54. Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И. Эпикадомские террейны в структуре Уральского (Азиатского) обрамления палеоконтинента Балтия // Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии, М.: МГТА, 2000. С. 25-27.

55. Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В., Павленко Т.И. Позднепалеозойская тектоническая активизация Урала. Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2001. С. 91-106

56. Куликова К. В., Кузнецов Н. Б., Дорохов Н. С. Формационная типизация и палеогеодинамическая позиция позднедокембрийских и ранне-среднепалеозойских комплексов севера Урала // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Томск. 2001. С. 151-160.

57. Лучинин И.Л. Позднебайкальская гранит-липаритовая формация в северной части Центрально-Уральского поднятия // Вулканические образования Урала. Свердловск. 1968. С. 25-41.

58. Магнитные аномалии и тектонические элементы северо-восточной Евразии. Масштаб 1:10 000 000. (сост. Г. Йоргенсен и др.). 1995.

59. Мазарович А.Н. Основы геологии СССР. М.–Л.: ГОНТИ, 1938. 554 с

60. Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.

61. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург. 1996. 150 с.

62. Мизин В.И. Позднепротерозойский вулканизм Севера Урала. Л.: Наука, 1988. 190 с.

63. Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Центрально-Азиатский пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

64. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений / А.В.Рязанцев, Д.В.Борисенко, С.В.Дубинина, и др. // Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука, 2005 Т. 1. (в печати).

65. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.

66. Оловянишников В.Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.

67. Оловянишников В.Г., Бушуев А.С., Дохсаньц Э.П. Строение зоны сочленения Русской и Печорской плит по геолого-геофизическим данным // Доклады РАН. 1996. Т.351. №4. С. 209-231.

68. Оловянишников В.Г. Седлецка А., Робертс Д. Геодинамика Варангер-Тиманского складчатого пояса // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России Т. 3. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 39-40.

69. Оффман П.Е. Происхождение Тимана. М.: Изд-во АН СССР. Труды ГИН АН СССР. Вып. 58. 1961. 140 с.

70. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные / Е.В.Хаин, Е.В.Бибилова, К.Е.Дегтярев и др. // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема. 1999. С. 244-246.

71. Палеомагнетизм докембрийского вулканогенно-осадочного комплекса р.Манука-Яха (Полярный Урал) / А.Н.Диденко, С.В.Руженцев, В.А.Аристов и др. // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т.IV. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 46-49.

72. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация / Д.В.Метелкин, А.Ю.Казанский, В.А.Верниковский и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. №12. С. 1816-1820.

73. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.

74. Полканов А.А. Гиперборейская формация полуострова Рыбачьего и острова Кильдина (Кольский полуостров) // Проблемы Советской геологии. 1934. Т.2. № 6. С.

75. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова / А.П.Симонов, Д.М.Губерман, Ю.Н.Яковлев и др. // ДАН. 2002. Т. 384. № 6. С. 795-801.

76. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 257с.

77. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала. // Геотектоника 1993. № 3. С. 18-33.

78. Пучков В. Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 30-45.

79. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

80. Пыстин А.М. Модели глубинного строения и геодинамика формирования консолидированной земной коры европейского Северо-Востока // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т.2. С. 125-127.

81. Романов В. А., Ишерская М. В. К изучению рифейских отложений Западной Башкирии: Препринт. Уфа, 1994. 33 с.

82. Ростовщиков В.Б., Богданов Б.П., Рассказова Н.Б., Тарасов П.П. Особенности строения докембрийских отложений Тимано-Североуральского региона в связи с перспективами нефтегазоносности // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 1999. Т.III. С. 102-110.

83. Руженцев С. В., Самыгин С.Г. Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20-44.

84. Руженцев С.В. Шарьяжи, их морфология и генезис // Тектоника (МГК. XXIV сессия. Докл. Сов.геологов. Пробл.3). М.: Наука, 1972. С. 34-41.

85. Самыгин С.Г. Уральский палеоокеан – время образования. Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 449-453.

86. Самыгин С.Г., Лейтес А.М. Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое. Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67-84.

87. Самыгин С.Г., Милеев, В.С., Голионко Б.Г. Геодинамическая природа и история формирования зоны Уралтау (Южный Урал) // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т.1. “Тектоника, стратиграфия, и литология”. М.: ООО “СВЯЗЬ-ПРИНТ”, 2002. С. 88-90.

88. Самыгин С.Г., Руженцев С.В. Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // ДАН. 2003. Т. 392. № 2. С. 226-229.

89. Соболева А.А. Риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация на западном склоне севера Урала // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации. Сыктывкар. 1997. С. 101-102.

90. Соболева А.А. Кислые вулканиты севера Урала, их место в раннепалеозойской гранитоидной вулканоплутонической ассоциации // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат. XIII Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар. 1999. С. 169-171.

91. Соболева А.А. Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 146 с.

92. Соболева А. А. Проблема гетерогенности сальнерско-маньхембовского гранитоидного комплекса // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы региональной научно-практической конференции. Пермь. 2001. С. 34-37.

93. Соболева А.А. О составе саблгорской свиты на Приполярном Урале // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Тезисы докладов Международной научной конференции (VIII чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. С. 212-214.

94. Соболева А.А., Андреев В.Л. Вулканоплутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации. Сыктывкар. 1997. С. 38-39.

95. Соболева А.А., Кудряшов Н.М., Дорохов Н.С. U-Pb возраст гранитоидов Народинского массива (Приполярный Урал) // ДАН, 2004, т.397, №3, С.1-5.

96. Соболева А.А., Удуратина О.В., Дорохов Н.С. Геодинамическая обстановка формирования доордовикских гранитоидов севера Урала // Тектоника, стратиграфия, литология (Материалы Всероссийской научной конференции "Геология, Геохимия, Геофизика на рубеже XX и XXI веков"). М.: ООО "СВЯЗЬ-ПРИНТ", 2002. С. 92-93.

97. Суперконтинент Арктиквтропа и его значение для глобальных плито-тектонических реконструкций /Т.П.Борисова, М.В.Герцева, А.Ю.Егоров и др. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Мат-лы семинара, Борок, 18-23 окт.- М.: ГЕОС, 2001б. С. 93-96.

98. Тевелев Ал.В. Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы. Автореферат дис. На соискание уч.степени доктора геол.-мин.наук. М.: Геол.фак. МГУ, 2003. 48 с.

99. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сопряженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // ДАН. 1996. Т.346 (5). С. 653-655.

100. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Эволюция варисийских сдвиговых дуплексов юга Восточного Урала и Центрального Казахстана // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург: ИГиГ, 1998. С. 172-175.

101. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 189-193.

102. Тектоническая история Полярного Урала / А.Н.Диденко, С.А.Куренков, С.В.Руженцев и др.. М.: Наука, 2001. 191с.

103. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических) /Н.И.Никонов, В.И. Богацкий, А.В. Мартынов, З.В. Ларионов и др. Ухта: Изд-во ООО "Региональный Дом печати", 2000. с. 59 прилож. на 64 листах.

104. Тимонин Н.И. Печорская плита. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240с.

105. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

106. Удуратина О. В. Изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах массива Маньхэмбо // Геология и геоэкология Фенноскандинавского щита, Восточно-Европейской платформы и их обрамления: Материалы XII конференции, посвященной памяти К.О.Кратца. СПб. 2001. С. 55-56.

107. О.В.Удуратина, А.А.Соболева, Н.А.Кузенков и др. Возраст гранитоидов Маньхэмбовского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb данные. ДАН. 2005. (в печати).

108. Федоровский В.С. Геолого-структурные индикаторы коллапса коллизионной системы каледонид Западного Прибайкалья / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. М.: 2003. С. 254-257.

109. Фишман М.В., Охотников В.Н., Юшкин Н.П., Маслов М.А. Магматизм и металлогения Полярного и Приполярного Урала и Пай-Хоя связи с

их геол. историей и геол. строением // Магматизм, метаморфизм и металлогения западного склона Урала. Уфа. 1976. С. 73-78.

110. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. – Л.: Наука, 1968. 251 с.

111. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в Центральной зоне Полярного и Приполярного Урала. – Сыктывкар. 1969. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 13). С. 7-25.

112. Формирование земной коры Урала /С.Н.Иванов, В.Н.Пучков, К.С.Иванов и др..– М.: Наука, 1986. 248 с.

113. Формирование коллизионного орогена протоуралид–тиманид / Н.Б.Кузнецов, А.А.Соболева, О.В.Удоратина и др. // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т.2. С. 21-23.

114. Формирование коллизионного орогена протоуралид–тиманид / Н.Б.Кузнецов, А.А.Соболева, О.В.Удоратина и др. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т.1. С. 355-359.

115. Хаин Е.В., Бибилова Е.В., Душин В.А., Федотова А.А. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника и геодинамика, общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 244-246.

116. Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала. Известия АН СССР, серия геологическая. 1948. № 5, С. 121-134.

117. Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала // Проблемы региональной тектоники Евразии. Труды ГИН АН СССР. Вып. 92. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 35-63.

118. Чупров В. С. Секвенстратиграфия и перспективы нефтегазоносности нижнеордовикских отложений восточного Притиманья. Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Материалы XIV геологического съезда республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, Том III. 2004. С. 187 – 190.

119. Шатский Н.С. О тектонике Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геологический. 1937. № 15. Вып. 1. С. 4-27.

120. Шатский Н.С. Основные черты строения Восточно-Европейской платформы. Известия АН СССР. Сер. Геол. 1946. Геол. №1. С. 5-62.

121. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т.35. №7-8. С. 41-58.

122. Шилов Л.П., Дьяконов А.И. Развитие представлений о тектонике Тимана. // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: Новые результаты и новые перспективы. Матер. XIII геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар. 1999. Т. II. С. 72-74.

123. Шишкин М.А. Тектоника севера Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Геос. 2005. Т. 2. С. 385-389.

124. Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И., Сергеев С. А. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 148-150

125. Штейнберг Д.С. О специфике магматизма западного склона Урала // Вулканические образования Урала. Свердловск. 1968. С. 17-24.

126. Штейнберг Д.С., Вигорова В.Г. Глубинные и гипабиссальные граниты в Центральном-Уральском поднятии на Приполярном Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа. 1976. С. 100-106.

127. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.

128. Юдин В.В., Дедеев В.А. Геодинамическая модель Печорской плиты. Серия "Научные доклады". Сыктывкар. Коми филиал АН СССР. 1987. Вып. 171. 12 с.

129. Юдович Я Э., Дембовский Б.Я., Кетрис М.П. Геохимические признаки перетолженных кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // Ежегодник 1976 ИГ Коми фил. АН СССР. Сыктывкар. 1977. С. 133-140.

130. Boynton W.V. Geochemistry of Rare Elements Meteorite Studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P. 63-114.

131. Chappell B.W. Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Phil. Trans. Roy. Soc. L., 1984. V. 310. P. 693-707.

132. Chappell B.W., Stephens W.G. Origin of intracrustal (I-type) granite magmas // Trans. Roy. Soc. 1988. V. 79. P. 71-89.

133. Chappell B.W., White A.I.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. № 8. P. 173-174.

134. Erdmann B.-D. Neoproterozoic to Ordovician Baltica and Laurentia interactions with Gondwana: Paleobiological and tectonostratigraphic constraints // Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden. 1998. №9. P. 128-129.

135. 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. 1998. 68: P. 161-170, (erschienen 2000).

136. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics / Eds.: M.P.Coward, A.C.Ries. 1987. Geol. Soc. London spec. publ. № 19. P. 67-81.

137. Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Krüner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research. 2003. 122. P. 329-358

138. Kouznetsov N., Pavlenko T. Epicadomian terranes in the structure of the Uralian (Asian) frame of paleocontinent Baltica. Pre-Variscan terrane analysis of "Gondwanan Europe" // Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden. 1998. №9. P. 157-159.

139. Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirova M., Bushmann B., Bombach K. Tectonostratigraphic Events of the Peri-Gondwanan Basement of the Saxo-Thuringian Composite Terrane (Central European Variscides) // *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden. Dresden*, 1998. № 9. P. 159-161.

140. McKerrow, W. S. Terrane assembly in the Variscan belt of Europe. *Europeprobe news*. 1994. N5. P. 4-5.

141. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956-983.

142. Pfiffner O.A., Schlunegger F., Buiter S.J.H. The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal process // *Tectonics*. 2002. V. 21. N. 2. P. 3 (1-16).

143. Puchkov V. N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen. *Orogeny Through Time* // Geological Society Special Publication. From Burg, J.-P. & Ford, M. (eds). 1997. № 121. P. 201-236.

144. Puchkov V. N. Cadomides of the Urals and Taymyr: connections with Gondwanan Europe: Excursion Guide to Saxony, Thuringia, Bohemia // *Abstracts. Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*. 1998. P. 177-178.

145. Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? // *Precambrian Research*. 2001. № 110 P. 255-275.

146. Soboleva A.A., Kouznetsov N.B., Udoratina O.V. Architecture of Neo-Proterozoic basement of Timan-Pechora basin and Northern part of Central Urals uplift as a result of the Arctida - Baltica continental collision. *International Conference On Precambrian Continental Growth & Tectonism (PCGT-2005)*. February 22-24, 2005. Department of Geology Institute of Earth Sciences Bundelkhand university. Jhansi-284 128 (UP). India. P. 112-115.

147. Stampfli G.M., Mosar J., Marquer D., Marchant R., Baudin T., Borel G. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps // *Tectonophysics*. 1998. 296. P. 159-204.

148. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic tale of Baltica and Laurentia // *Earth-Science Reviews*. 1996. V. 40. P. 229-258.

149. Udoratina O.V., Kalinin E.P., Kuznetsov N.B., Larionov A. V The age of the Vangyr Granite Massif, Sub-Polar Urals, Russia *International Conference On Precambrian Continental Growth & Tectonism (PCGT-2005)*. February 22-24, 2005. Department of Geology Institute of Earth Sciences Bundelkhand university. Jhansi-284 128 (UP). India. P. 273-275.

150. Van der Voo R. Paleozoic palaeogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: comparisons of palaeomagnetism with palaeoclimatology and biostratigraphical patterns // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1988. V. 100. P. 311-324.

151. White A.P., Hodges K.V., Martin M.W., Andersen A. Geologic constraints on middle-crustal behavior during broadly synorogenic extension in the central East Greenland Caledonides // *Int. J. Earth Sci. Geol Rundsch*. 2002. 91: P.187-208.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Положение протоуралид в структуре Западного Урала	4
Протоуральская эволюция Урала и Тимано-Печорского региона. Обзор современных представлений	5
<i>Обзор представлений о протоуральской эволюции Урала</i>	<i>5</i>
<i>“Рифтогенная” концепция</i>	<i>7</i>
<i>“Коллизионная” концепция</i>	<i>10</i>
<i>“Океаническая” концепция</i>	<i>16</i>
<i>Обзор представлений о протоуральской эволюции Тимано-Печорского региона</i>	<i>28</i>
<i>Общие критические замечания к плитотектоническим моделям строения и эволюции тиманид</i>	<i>37</i>
<i>Выводы</i>	<i>38</i>
Протоуральские гранитоидные ВПА западного склона севера Урала и прилегающих частей фундамента ПП	39
<i>Геологическая позиция</i>	<i>39</i>
<i>Обзор представлений о классификации</i>	<i>44</i>
<i>Вещественная характеристика</i>	<i>47</i>
<i>Изотопный возраст</i>	<i>54</i>
<i>Геодинамическая типизация и палеогеодинамика становления</i>	<i>56</i>
Протоуральская эволюция Североуральско-Тимано-Печорского обрамления ВЕП и история становления коллизионного орогена протоуралид-тиманид	60
Фундамент Печорской плиты – реликт Тимано-Печорского сегмента поздневендско-кембрийского орогена протоуралид-Тиманид	70
<i>Орогенное поднятие – передовой прогиб</i>	<i>74</i>
<i>Синколлизионные шарьяжно-надвиговые дислокации и постколлизионное расчленение элементов покровной структуры</i>	<i>78</i>
Заключение	85
Литература	87

Компьютерная верстка В.А.Капитановой

Лицензия ПД №3-19-02 от 16.05.2001 г.

Тираж 150

Усл. печ. л. 6.3

Заказ 510



Отпечатано с оригинал-макета в издательско-полиграфическом отделе

Института геологии Коми научного центра УрО РАН

167982, ГСП-2, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

E-mail: geoprint@geo.komisc.ru