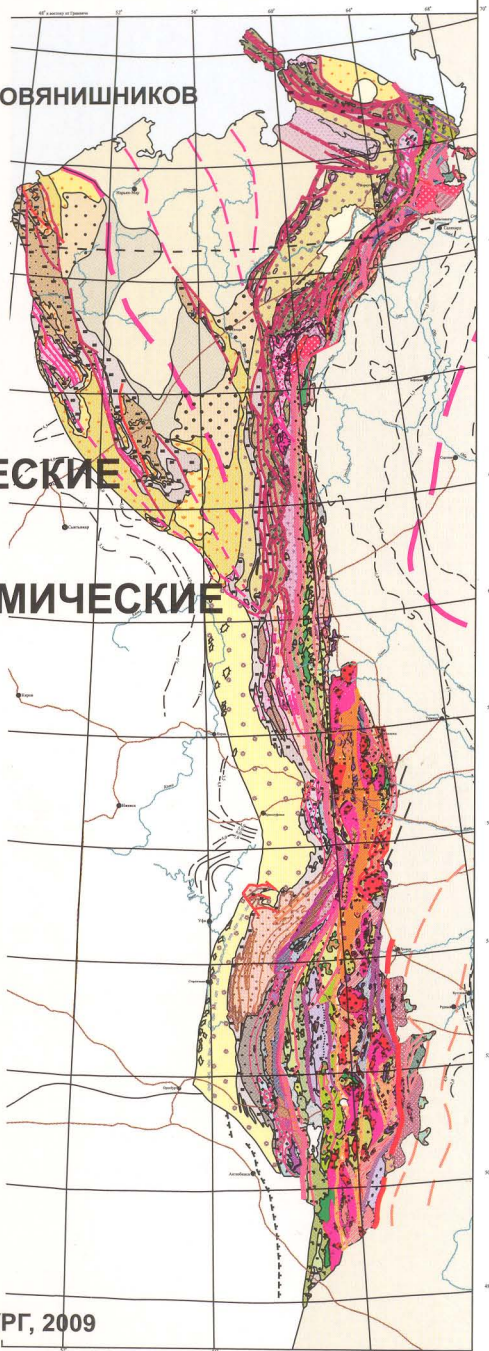


В.М. НЕЧЕУХИН, В.А. ДУШИН, В.Г. ОЛОВЯНИШНИКОВ

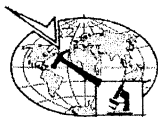
**ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
АССОЦИАЦИИ
И ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ЭЛЕМЕНТЫ
УРАЛО-ТИМАНО-
ПАЛЕОАЗИАТСКОГО
СЕКМЕНТА ЕВРАЗИИ**



ЕКАТЕРИНБУРГ, 2009

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт геологии и геохимии
имени акад. А. Н. Заварицкого



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное агентство по образованию
Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
“Уральский государственный горный университет”



В. М. Нечухин, В. А. Душин, В. Г. Оловянишников

**ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ
И ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ
УРАЛО-ТИМАНО-ПАЛЕОАЗИАТСКОГО СЕГМЕНТА
ЕВРАЗИИ**

Объяснительная записка к Геодинамической карте
Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии
масштаба 1:2 500 000

Екатеринбург
2009

УДК 551.2-551.5 (470.5+470.13)

H59

Нечеухин В. М., Душин В. А., Оловянишников В. Г.

H59 ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ УРАЛО-ТИМАНО-ПАЛЕОАЗИАТСКОГО СЕГМЕНТА ЕВРАЗИИ:

объяснительная записка к Геодинамической карте Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000 / В. М. Нечеухин, В. А. Душин, В. Г. Оловянишников. Екатеринбург: УрО РАН; Урал. гос. горный ун-т. 2009.-158 с.

ISBN 978-5-8019-0190-9

Дается описание геодинамической карты Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000. В сложении сегмента выделены геодинамические ассоциации верхнепротерозойского Тимано-Протоазиатского и палеозойского Уральского орогенов, палеозойских Сакмаро-Кракинско-Тирлянского и Талота-Пайпудьно-Лемвинского орогенических поясов, Печорской орогенической впадины, а также протерозойские депрессионно-грабеновые ассоциации Русской протоплиты и ассоциации мезозойско-кайнозойской неоплиты.

Предлагается схема тектоно-геодинамических элементов сегмента на основании выделения структурных образований с учетом их геодинамического выполнения. Участие аккреции и коллизии отражено в выделении террейнов древней континентальной коры, структурных ансамблей, аккреционных и коллизионных швов, а также межблоковых, межсегментных и межорогенических шовных зон.

Карта и объяснительная записка представляют интерес для исследователей, изучающих геодинамику и тектонику Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии и вопросы региональной геодинамики.

Ответственный редактор — академик РАН В. А. Коротеев

Рецензент — член-корреспондент РАН К. К. Золоев

PALEOGEODYNAMIC ASSOZIACION AND TECTONIC-GEODYNAMIC ELEMENTS OF THE URAL-TIMAN-PALEOAZIATIC SEGMENT OF THE EOUROAZIATIC

V. M. Necheuckin, V. A. Dushin, V. G. Olovyanishnikov

Geodynamic map of the Ural-Timan-Paleoaziatic segment of the Eouroaziatic (scale 1:2 500 000) including proterozoic Timan-Protoaziatic and Paleozoic Uralian orogens associations, proterozoic Russian protoplate assotion, Pechora orogen megacavity associations and mezozioc-cenozoic riftogenic and plate cover association description is giben. Tectonic-ceodynamic segment, elements scheme is offered.

ISBN 978-5- 8019-0190-9

© Нечеухин В. М., Душин В. А.,
Оловянишников В. Г., 2009

ВВЕДЕНИЕ

Урал и прилегающие к нему тектонические системы, которые составляют основную часть рассматриваемого сегмента Евразии, в связи с разнообразием развитых здесь структурных и вещественных образований часто являлись геологическими объектами для разработки и проверки новых геологических концепций, а также для разработки принципов построения на их основе тематических карт. Не явился исключением и период появления мобилистских представлений. Начало было положено составлением тектонической карты на принципах концепции, предложенной А. В. Пейве с коллегами [*Палеозойды Евразии...*, 1972; и др.] и получившей наименование *концепции направленного стадийного развития земной коры в геосинклинальном процессе*. В основе концепции находились представления, что главным содержанием геосинклинального процесса с позиций мобилизма является процесс преобразования океанической коры в континентальную, который включал океаническую, переходную и континентальную стадии. Соответственно, содержание тектонических карт связывалось с выделением геосинклинально-складчатых поясов и слагающих их зон с разным временем становления континентальной коры и проявления структурно-вещественных ассоциаций названных стадий [Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000, ГУКГ, Л., 1976].

Предложенная концепция, хотя и содержала элементы мобилизма, в целом представляла попытку модернизации традиционных представлений о геосинклиналях и геосинклинальном процессе. Это достаточно полно отражено в содержании концепции, а также в принципах составления на ее основе тектонических карт. Соответственно, она несет недостатки, характеризующие геосинклинальную концепцию. Этим объясняется, что концепция не получила дальнейшей разработки и может рассматриваться как этап в распространении мобилистских представлений в отечественной геологии.

Дальнейшее последовательное активное развитие мобилистских представлений связано, прежде всего, с *концепцией тектоники литосферных плит, или плитотектоники*. В свою очередь, плитотектоника тесно сочетается с геодинамикой и ее разделом - палеогеодинамикой. Задачей последней является реконструкция геодинамических режимов и обстановок, в которых формировались геологические комплексы и структуры, слагающие земную кору и ее структурные образования. Выделение и графическое изображение результатов таких реконструкций положены в основу составления геодинамических карт, что демонстрирует Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий масштаба 1:2 500 000 [Аэрогеология. Л., 1990]. Принципы ее построения изложены в 2- томной монографии [Тектоника литосферных плит территории СССР, кн. 1-2, 1990]. В пределах Урала на этой карте выделены зоны распространения геологических комплексов разных геодинамических режимов и обстановок. Однако дальнейшие исследования не подтвердили ряд геодинамических положений, принятых на этой карте. Прежде всего, это относится к предположению о принадлежности

рифейских отложений западного склона Урала к комплексам пассивной палеоокраины. Имеется и ряд других изменений в оценке геодинамической природы допалеозойских и палеозойских ассоциаций.

Следующий этап развития представлений на геодинамику Урала и прилегающих к нему территорий Евразийского сегмента связан с привлечением для анализа их строения и формирования вместе с положениями концепции тектоники литосферных плит принципов *аккреционной и аккреционно-коллизийной тектоники* на плитотектонической основе [Нечехин, 1997, 2000, 2001; Koroteev, Nечехин, 1993]. Прежде всего, это относится к части Урала, расположенной восточнее зоны так называемого Главного Уральского глубинного разлома. Вместе с этим наметились признаки участия коллизийных и аккреционных процессов, а также коллажа древних террейнов для рифейского уровня формирования периферии Русской протоплиты [Гецен, 1991].

Таким образом, появились достаточные основания распространить на анализ строения и формирования Урала и примыкающих к нему верхнепротерозойских структурно-геодинамических систем принципы аккреционной и аккреционно-коллизийной тектоники. С этих позиций составлена предлагаемая палеогеодинамическая карта. В ее основу положены как накопившиеся новые фактические данные, так и опубликованные материалы, в том числе с переосмыслением их содержания.

Для дальнейшего изложения материалов, относящихся к палеогеодинамической карте и ее содержанию, необходимо дать определение с позиций плитотектоники и аккреционной тектоники принятого в работе понятия орогена, точнее межплитного или окраинно-плитного орогена, формировавшегося на месте палеоокеанического бассейна. Очевидно, что определения для этого термина, принимаемые в традиционной тектонике, здесь не могут быть использованы. В общем виде ороген с позиций геодинамики определяется как «складчато-надвигово-покровное горное сооружение» [Лобковский, Никишин, Хаин, 2004]. Однако такое определение характеризует только структурные особенности орогенов, да и то их части, хотя и важной. Имеется необходимость привлечь для определения орогенов также их вещественные и другие элементы. Особенно это относится к орогенам, которые формировались в процессе развития океанических бассейнов в пределах океанической литосферы в межплитном или окраинно-плитном пространствах. Представляется, что горные сооружения именно этого типа должны рассматриваться в качестве собственно орогенов, или ортоорогенов.

Палеогеодинамические реконструкции и актуалистические сопоставления позволяют наметить с позиций плитотектоники и аккреционно-коллизийной тектоники общие особенности межплитных и окраинно-плитных ортоорогенов, которые формировались на месте океанических бассейнов в пределах океанической литосферы.

В качестве главных можно отметить ряд особенностей, относящихся к характеристике орогенов. По отношению к литосферным структурным элементам орогены образуют трансрегиональные шовные области, занимая межплитное

или окраинно-плитное положение. В сложении орогенов участвуют структурно-вещественные ассоциации, относящиеся к ассоциациям геодинамических режимов раздвижения, сдвижения и трансформации. В аккреционно-коллизийной части орогенов широкое развитие имеют крупные тектонические зоны, покровы и ансамбли покровов, антиформы и синформы, тектонические пластины и иные аллохтонные и аллохтон-параавтохтонные структурные элементы. В сложении аллохтонных структур могут участвовать геодинамические ассоциации как континентального, так и океанического происхождения. В структурах аккреции и коллизии в непосредственном сочленении находятся геодинамические ассоциации, которые в современных геодинамически активных областях пространственно значительно разобщены. Вместе с этим в аккреционных структурах орогенов могут присутствовать тектонические блоки достаточно удаленных литосферных плит в виде экзотических террейнов. В аккреционно-коллизийную структуру орогена вовлекаются, как правило, прилегающие к нему части древних литосферных плит с их плитными ассоциациями, а также ассоциации последующих обстановок пассивных и активных континентальных окраин. Надвигание аккреционно-коллизийных аллохтонных и аллохтон-параавтохтонных структур на периферию древних кратонов имеет трансструктурный и трансрегиональный характер.

Как можно видеть, формирование характеризуемых орогенов сопровождается проявлением всего или практически всего ряда известных геодинамических режимов и обстановок, что находит отражение и в составе слагающих их ассоциаций. Это явилось основанием к отнесению их к типу орогенов с полной геодинамической последовательностью формирования [Коротеев, Нечехин, 1998]. Соответственно, можно предложить следующее понятие для орогена. *Ороген определяется как межплитное или окраинно-плитное горное сооружение трансрегионального характера, которое образуется за счет аккреционно-коллизийного скучивания тектонических блоков и зон океанического и континентального происхождения на границах литосферных плит и в межплитном пространстве. Их составными элементами могут являться вовлеченные в структуру этого сооружения краевые части литосферных плит периферии с доаккреционными ассоциациями и продуктами взаимодействия этих плит в обстановках пассивных и активных окраин и коллизии.*

Вместе с этим в сложных структурных системах земной коры кроме орогенов с полной геодинамической последовательностью могут присутствовать, как показывают материалы геодинамических реконструкций, складчато-надвигово-покровные горные сооружения, которые отличаются от них геодинамикой формирования, а также составом и структурными соотношениями слагающих их ассоциаций. В частности, одну группу образуют горные сооружения, выполнение которых ограничено развитием ассоциаций, близких к накоплениям континентально-склоновых обстановок и обстановок локальных океанических бассейнов. В их сложении участвуют отдельные массивы ультрабазитов. Геодинамические ассоциации локализуются в поясовых структурах, где заметно контролируются их осевыми частями, в пределах которых проявляются аккреционные деформации.

Имеются признаки смены этих ассоциаций по простиранию поясовой структуры в сторону кратона ассоциациями внутрикратонного рифтогенного растяжения. Такого типа поясовые структуры выделяются в группу “эпиокеанических орогенических поясов”. Наконец, еще одну группу составляют системы, основная часть ассоциаций которых связывается с внутрикратонными условиями и накоплением на коре континентального типа. Имеются основания такие системы отнести к эпикратонным сооружениям, в которых проявились складчато-покровно-надвиговые орогенические процессы. Эти особенности дают основание к выделению их в группу “эпикратонных орогенических поясов и зон”.

Вместе с определением понятия ортоорогена и орогенических поясов и впадин следует дать краткие определения некоторым терминам, какими они приняты в работе. В частности, это касается терминов “рифтогенез”, “коллаж”, “аккреция”, “коллизия”, “гиперколлизия”, а также “террейн” и “микроконтинент”.

Коллажу соответствует процесс разрастания континентальных плит путем приращения к ним крупных блоков (террейнов) или ансамблей блоков (сложных террейнов), являющихся фрагментами деструкции других континентальных плит. В свою очередь, *коллизии* соответствует процесс, столкновения крупных фрагментов литосферных плит между собой или литосферных плит и их крупных фрагментов, сопровождающийся обдуктивно-субдуктивным утолщением коры, явлениями магматизма и метаморфизма. Соответственно, *гиперколлизии* отвечает процесс столкновения литосферных плит при проявлении также субдуктивно-обдуктивного утолщения коры и явлений магматизма и метаморфизма. Имеют место также процессы синколлизий деформаций примыкающих частей платформ и образования орогенных поднятий. В отличие от этого *аккреция* рассматривается как процесс тектонического сучивания и сочленения фрагментов земной коры разных геодинамических режимов и обстановок, сопровождающихся в основном образованием аллохтонных структурных элементов и аллохтонных структурных ансамблей. Все отмеченные процессы сопровождаются образованием трансструктурных межплитных и межсекционных и структурных межблоковых зон сочленения, которые обозначаются как зоны синколлажных, коллизийных и аккреционных швов.

В свою очередь, процессы коллизии могут сопровождаться еще одним типом сложных структурно-вещественных преобразований, которые обозначаются понятиями *транспрессия* и *транстенсия*. Под транспрессией (англ. *press* - давление, сжатие) понимают процессы, при которых образуются структуры в условиях сдвига-сжатия, сопровождающиеся зонами дислоцированных пород, метаморфических пород и сланцев с минеральными ассоциациями повышенных давлений. Соответственно, транстенсия (англ. *tense* - натянутость, напряженность) характеризует структуры и геологические комплексы, образующиеся в условиях сдвига-растяжения. Структурные элементы транстенсионной тектоники имеют характер региональных раздвигов или систем таких раздвигов, чередующихся

с зонами сжатия. По своей динамической природе они близки к выделявшимся ранее структурам типа “pull-apart”.

Остановимся также на принятом в работе понятии террейна и микроконтинента, а также тектонического блока и протоблока. Под “*террейном*” нами понимаются элементы строения аккреционно-коллизийных структур в виде чужеродных (экзотических) блоков, породы которых формировались на значительном удалении от места их современного положения и участвовали в предшествующем цикле образования литосферных плит. Это понятие существенно отличается от определения террейна, которое предлагалось на ранних этапах разработки террейновой тектоники [Irving, 1979; Jones et al., 1983; Scholl et. al., 1986]. В таких работах, как известно, в качестве террейна предлагалось принимать любую ограниченную региональными разломами зону, отличающуюся по строению от соседних участков, что в целом отвечает определению структурно-фациальной зоны. В предлагаемом нами определении террейн по своей сути представляет отчлененный фрагмент сформировавшейся ранее литосферной плиты, который участвует в сложении новообразующейся литосферы. При этом процессе террейн подвергается, как правило, разной степени структурной и вещественной трансформации. В отличие от этого “*микроконтиненты*”, являясь более крупными фрагментами ранее сформировавшихся литосферных плит, в основном сохраняют структурные и вещественные особенности этих плит. Для микроконтинентов более характерны преобразования по периферии, которые отвечают границам сочленения и взаимодействия микроконтинентов с элементами новообразующейся литосферной плиты. Терминами “*тектонический блок*” и “*тектонический протоблок*” в данной работе обозначаются тектонические фрагменты, которые имеют менее понятную геодинамическую природу.

Все выделенные в работе палеогеодинамические ассоциации и слагаемые ими орогенные системы отнесены к верхнепротерозойскому, палеозойскому и мезозойско-кайнозойскому плитотектоническим циклам. При этом под *плитотектоническим циклом* понимается период времени между распадом существовавшего суперконтинента на систему литосферных плит и межплитных пространств и образованием нового суперконтинента, включающего систему литосферных неоплит и фрагментов палеоплит, а также сочленяющих их аккреционных или аккреционно-коллизийных швовных орогенных систем. В рассматриваемом конкретном случае имеются основания палеогеодинамические ассоциации рассматривать как системы трех циклов, а именно протерозойского (протосистемы), палеозойского (палеосистемы) и мезозойско-кайнозойского (неосистемы).

Другие используемые в данной работе геодинамические и плитотектонические термины в основном соответствуют определениям, которые приводятся в тематической и справочной литературе [Структурная геология и тектоника плит, 1990, 1991; Борукаев, 1999; и др.].

I. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ СЕГМЕНТА

Под *палеогеодинамической ассоциацией* в работе понимается совокупность геологических комплексов и структурных элементов палеогеодинамических режимов и обстановок, которые слагают конкретную литосферную единицу. В качестве таких единиц могут выступать межплитные и внутриплитные орогены и орогенные системы, системы внутриплитной деструкции и другие. В сложении Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии участвуют ассоциации нескольких геодинамических систем. В качестве основных рассматриваются ассоциации протерозойской континентальной протоплиты и осложняющих ее элементов, верхнепротерозойского океанического протобассейна, палеозойских эпикратонных и эпикратонных рифтогенных бассейнов, палеозойских океанических палеобассейнов, палеозойского эпикратонного бассейна. Кратко рассматриваются имеющие ограниченное развитие ассоциации мезозойско-кайнозойской неоплиты, которые включают комплексы раннемезозойского отраженного рифтогенеза и мезозойско-кайнозойского чехла. Отметим, что с целью преемственности при характеристике палеогеодинамических ассоциаций для их привязки частично используются тектонические элементы, которые были предложены в ранее разработанных схемах районирования Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии и, прежде всего, для участвующих в сложении сегмента Уральской и Тиманской тектонических систем [Геология СССР, 1969; Гецен, 1987].

1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ВНУТРЕННИХ ЧАСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПРОТОПЛИТЫ

Внутриплитные палеогеодинамические ассоциации и фрагменты слагаемых ими палеоструктур, которые представлены преимущественно депрессионно-грабеновыми элементами, участвуют в сложении Башкирского и Кваркушского поднятий. Им соответствуют внутриплитные депрессии и внутридепрессионные грабены, связанные с процессами деструкции континентальной протоплиты. Намечается также выделение ассоциаций междепрессионных участков, отвечающих более приподнятым палеоструктурным элементам. В другую группу выделяются синсистемные интракратонным поднятиям депрессии и впадины, геодинамика которых имеет отдельную характеристику.

А. ВНУТРИПЛИТНЫЕ ДЕПРЕССИИ И ГРАБЕНЫ

Внутриплитные депрессии

Внутриплитные депрессионные ассоциации характеризуются достаточно полно осадочными отложениями Башкирского поднятия. Их последовательность в разрезе соответствует стратотипу рифея, выделенного Н. С. Шатским [Шатский, 1945] и затем изучавшегося многими исследователями Урала [М. И. Гаранем, Б. М. Келлером, А. И. Олли, В. И. Козловым, А. В. Масловым и др.]. Разрез рифея под-

разделяется на бурзянскую, юрматинскую и каратаускую седиментационные серии, каждая из которых, как считается, представляет седиментационный цикл, отделенный от следующего цикла стратиграфическими несогласиями. В основании серий находятся базальные горизонты, сложенные конгломератами и кварцитовыми и аркозовыми песчаниками, иногда с прослоями аргиллитов. Выше они сменяются песчано-алевролитовыми и алевролит-сланцевыми отложениями, содержащими также слои углисто-глинистых и филлитовидных сланцев. Завершаются серии карбонатными накоплениями, содержащими известняки, доломиты, мергели с прослоями алевролитов и сланцев. Выделенные последовательности седиментационных серий и фациальные условия их накопления достаточно полно характеризуются в ряде публикаций [Маслов, 1997, 1999; Рифейские ..., 2000; и др.].

Литолого-фациальные исследования на рифейских отложениях Башкирского выступа Южного Урала показали также и наличие определенных особенностей состава и условий накопления для отдельных седиментационных серий. Соответственно, отложения бурзянской серии нижнего рифея в основании содержат горизонт базальных отложений айской свиты, а в своей главной части представлены карбонатными и карбонатно-сланцевыми накоплениями мелководных и умеренно-глубоководных фациальных условий. В свою очередь, юрматинская серия, соответствующая среднему рифею, сложена главным образом конгломерат-песчаниковыми и песчано-сланцевыми последовательностями мелководных фаций. Наконец, каратауская серия верхнего рифея характеризуется карбонатными и терригенными толщами мелководных и прибрежно-морских условий. Выделенные особенности отражают, по-видимому, и палеогеодинамические обстановки их формирования.

Интрузивные комплексы в пределах распространения депрессионно-грабеновых осадочных отложений имеют ограниченное развитие. По своему положению они заметно тяготеют к разломам, ограничивающим грабеновые структуры. Интрузии представлены, прежде всего, Бердяушским массивом монцогаббро, гранитов рапакиви и сиенитов с U-Pb радиологическими возрастными нефелиновых сиенитов 1368 ± 6 и 1373 ± 21 млн лет, кварцевых сиенит-порфиров 1372 ± 12 млн лет и габбро 1389 ± 28 млн лет, а также Sm-Nd минеральной изохронной для гранитов рапакиви 1371 ± 26 млн лет. Вместе с этим выделяются отдельные мелкие интрузивные тела и комплексы даек. Для более изученной Главной дайки Бакальской рудной зоны U-Pb методом выявлен радиологический возраст 1385 ± 1.4 млн лет по бадделеиту [Ernst et al., 2006].

По радиологическим данным накопление рифейского разреза соответствует интервалу времени 1,65-0,65 млрд лет. В свою очередь, границам серий отвечают радиологические уровни 1,35 и 1,1 млрд лет [Коротеев и др., 1997].

Внутридепрессионные грабены

Вулканогенно-осадочные комплексы внутридепрессионных грабенов выполняют линейные структуры, располагающиеся среди депрессионных ассо-

циаций осадочных серий нижнего и среднего рифея. Им отвечают залегающий среди накоплений раннего рифея айской свиты навьшский *трахибазальт-трахиандезитовый комплекс* и находящийся в поле развития отложений среднего рифея машакско-шатакский *базальт-риолитовый комплекс*.

Навьшский комплекс был выделен еще на ранних этапах изучения рифейских образований в качестве нижних частей айской свиты гравелитов и аркозовых и полимиктовых песчаников. В последующем он описывался многими исследователями, что позволило накопить значительные материалы по его геологической, фациальной, петрохимической и геохимической характеристике. Вмещающая комплекс грабеновая структура в тектоническом отношении рядом исследователей рассматривается в качестве составной части Калтасинского грабена, локализуемого в пределах Камско-Бельского авлакогена Русской протоплиты. Комплекс сложен преимущественно лавовыми фациями трахибазальтов, чередующимися в разрезах с грубообломочными терригенными породами и песчаниками. В петрохимическом отношении трахибазальты характеризуются высокими содержаниями окиси титана (до 2-3,5 %), равными количествами щелочей и повышенными содержаниями тугоплавких элементов, а по геохимическим параметрам высокой степенью фракционирования редкоземельных элементов, высокими содержаниями легких лантаноидов и мантийными отношениями изотопов стронция [Природа..., 1997]. Радиологический возраст трахибазальтов из верхних частей разрезов комплекса, определенный U-Pb методом, составляет 1615 ± 60 млн лет, Rb-St методом – 1608 ± 30 млн лет, что соответствует раннему рифею. Вместе с этим, общая продолжительность трахибазальтовых излияний оценивается в более широком интервале от 1600 млн лет ранних этапов до 1340 млн лет этапа их затухания [Машакский..., 2008]. К этому же уровню относится также шуйдинский комплекс диабазов, габбро-диабазов и пикритов, характеризующий, по-видимому, процессы рассеянной деструкции.

Машакский и шатакский комплексы приурочены к полосе грабеновых структур восточной части Башкирского поднятия. С востока эти структуры ограничиваются зоной Зюраткульского разлома. Вулканогенные накопления комплекса сложены базальтами и кислыми разностями в лавовой, субвулканической и дайковой фациях. В составе осадочных отложений основная роль принадлежит конгломератам, гравелитам, песчаникам; присутствуют также маломощные прослои и пачки алевролитов, алевропелитовых сланцев, известняков. Основные разности представлены пластовыми залежами metabазальтов и дайками диабазов, а также грубообломочными туфами и туффитами основного состава. Базальты являются умереннотитанистыми и низкокалиевыми. Кислые породы сосредоточены в нижних частях разрезов этих комплексов и представлены риолитами, трахириолитами, плагиопорфирами. Они относятся к высококалиевым разностям, которые обогащены легкими редкоземельными элементами и так же, как и трахибазальты, имеют коровые отношения изотопов стронция. Радиологический возраст цирконов, установленный U-Pb методом из залегающих в верхней части машакского комплекса риолитов, составляет 1348 ± 30 млн лет. Вместе с этим более детальное

изучение радиологического возраста цирконов U-Pb методом из всего разреза показало, что общая длительность машакско-шатакского вулканизма охватывает интервал от 1500 – 1550 млн лет до 1330 – 1350 млн лет, а цифру 1350 млн лет следует расценивать, скорее всего, как возраст затухания грабенового вулканизма [Машакский..., 2008].

Междепресссионные протоструктуры

В пределах Кваркушского поднятия обнажаются рифейские ассоциации, которые выполняют системы протоструктур. По комплексу признаков они могут быть отнесены к образованиям относительных междепресссионных палеоподнятий. Ассоциации таких протоструктур по своему составу отличаются от депрессионно-грабеновых образований и по сравнению с депрессионными накоплениями характеризуются меньшими мощностями, которые оцениваются по сейсмическим данным в 3-4 км. В их составе имеют существенное развитие магматические комплексы с признаками субплатформенных формаций. В палеотектоническом отношении ассоциации краевого выступа располагаются на восточном плече Кажимского авлакогена Русской протоплиты.

Непосредственно на Кваркушском поднятии обнажаются верхнерифейские отложения, подразделяемые на нижнюю кедровскую и верхнюю басегскую серии. Первая в нижней части сложена кварцитами и кварцито-песчаниками, которые выше по разрезу сменяются известняками, доломитами и известковистыми сланцами с прослоями филлитовидных сланцев и основных вулканитов типа платобазальтов. Соответственно, басегская серия сложена в основном терригенными породами, представленными последовательно олигомиктовыми песчаниками, кварцито-песчаниками, песчано-алевролитовыми сланцами и прослоями известняков [Верхний рифей и венд..., 1982].

Магматические образования в пределах верхнерифейских отложений имеют ограниченное распространение и выражены вулканогенными накоплениями и поясами интрузий. Первым отвечают отмеченные выше прослои измененных основных вулканитов кедровской серии, а вторым интрузивные образования расчлененных габбро-перидотитовых комплексов и комплексов дифференцированных габбро. Примеры комплексов представлены массивами Сарановского пояса и их аналогами. Сарановский пояс представлен системой тектонических блоков пластообразной и линзообразной форм, сложенных серпентинитами аподунитовой и апогарцбургитовой природы. В восточной части пластин и блоков заметное развитие имеют габброиды.

Синсистемные интракратонным палеоподнятиям депрессии

В пределах западной периферии Башкирского поднятия выделяются грабенообразные депрессии, которые выполнены конгломерато-песчано-сланцевыми отложениями ашинской серии. В виде ареальной зоны они устанавливаются под

палеозойскими отложениями Русской плиты. Выделяемые в восточной части западного склона вулканогенно-осадочные отложения верхнего венда и, вероятно, раннего кембрия связаны, скорее всего, с геодинамикой характеризуемого ниже Сакмаро-Кракинско-Тирлянского пояса.

Вендские накопления западных разрезов, которые залегают с размывом на отложениях каратауской серии верхнего рифея, в основании содержат песчано-сланцевую толщу урюкской и бакеевской свит. Выше находятся флишoidные накопления, сложенные песчаниками, алевролитами, алевропелитами с прослоями гравелитов. Завершаются разрезы комплексом грубообломочных отложений, которые представлены валунно-галечными конгломератами и песчаниками, а также песчаниками с прослоями алевролитов зиганской свиты. Наличие в верхних частях разрезов грубообломочной толщи флишoidов и конгломератов явилось основанием для вывода об их накоплении за счет размыва в верхнем венде интракратонных поднятий, природа которых исследователями трактуется неоднозначно. По одним представлениям они отражают проявление вендских орогенических процессов, в то время как, по мнению других исследователей, эти поднятия связаны и определяются эпейрогеническими колебаниями Мирового океана.

Б. ЭКЗОТИЧЕСКИЕ ПРОТОТЕРРЕЙНЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОТОБЛОКИ

В пределах выходов верхнепротерозойских образований западного сегмента орогенной системы выделяются отдельные тектонические блоки, существенно отличающиеся по внутреннему строению и составу слагающих пород от вмещающих их отложений. В данном контексте они выделены в качестве прототеррейнов и протоблоков экзотического типа. Тектоническая и палеогеодинамическая природа этих прототеррейнов и протоблоков недостаточно ясны, и для решения этой проблемы требуются дополнительные исследования. Однако выделение их в отдельную группу палеогеодинамических элементов орогенной системы, в том числе с включением в нее ряда блоков восточной части Башкирского и Улутауского поднятий на Южном Урале, а также полосу протоблоков вдоль фронтальной части так называемого Главного Уральского глубинного разлома на Полярном Урале, представляется достаточно необходимым положением.

В числе главных критериев, дающих основание к отнесению этих блоков к типу прототеррейнов и экзотических тектонических протоблоков, следует отметить следующие положения. Прежде всего, древние радиологические возраста входящих в их сложение гнейсовых комплексов, которых характеризуются значениями от 3,5 и 2,6-2,8 до 1,2 млрд лет при более древнем, по-видимому, возрасте субстрата. Далее следует отметить также субгоризонтально-слоистое сложение блоков, как и наличие протоструктур с "неуральскими простираниями". К числу критериев принадлежат признаки многолитоблокового строения сложных террейнов при наличии литопластин с отличающимися составами и радиологическими возрастными, как и тектонический характер границ блоков, и ряд других.

Все прототеррейны и экзотические тектонические блоки, имея тектонические границы с окружающими отложениями разного возраста и состава, сложены метаморфическими породами с парагенезисами разного фациального уровня. По составу этих пород выделяются блоки гранулит-гнейсовые, гранулит-амфиболитовые, эклогит-сланцевые и эклогит-амфиболит-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые, гнейсово-мигматитовые и гнейсово-сланцевые. В блоках сложного строения могут сочетаться литопластины с отличающимися метаморфическими комплексами. В разных блоках эти признаки проявляются в отличающихся количествах и степени интенсивности. Существенную основу к анализу таких параметров дают материалы геологических, радиологических, петрологических и других исследований, полученные авторами ранее приводившихся работ, так и особенно работ последнего периода, учитывающих плитотектонические построения.

В западной части зоны Урал-Тау, примыкающей с востока к Башкирскому поднятию, выделяются резко отличающиеся по своему составу и строению Белорецкий и Златоустовский блоки. Непосредственно к северу от них располагаются крупные Тараташский и Уфалейский тектонические блоки. Вероятная принадлежность Тараташского и Уфалейского блоков по набору критериев к типу террейнов древней континентальной коры рассмотрена в ряде работ [Нечухин, и др., 1998, 1999; Краснобаев и др., 1998].

Тараташский гранулит-гнейсовый блок, располагающийся в северном замыкании Башкирского поднятия, контактирует с осадочными и вулканогенно-осадочными породами нижнего рифея. На его восточной периферии выделяется Александровский гнейсово-мигматитовый блок. В сложении Тараташского блока преобладают гиперстеновые плагиогнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, диоритовые гнейсы. В подчиненных количествах присутствуют биотитовые гнейсы. По сейсмоструктурным данным блок имеет субгоризонтально-слоистое строение и на всю изученную мощность 10-12 км сложен горными породами с высокими значениями плотностей. Блок включает многочисленные линейные зоны бластомилонитов. Радиологический возраст раннего этапа метаморфизма в тараташском комплексе, проявившегося в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, определяется цифрой $2,6 \pm 1$ млрд лет, в то время как геологическая история самого комплекса начинается, вероятно, на уровне 3,2-2,8 млрд лет [Краснобаев, 1986; и др.].

В свою очередь, Александровский блок сложен преимущественно плагиогнейсами и гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами. В центральной части этого блока выделены своеобразные горные породы, которые представляли собой бесполовошпатовые и пироксенсодержащие амфиболиты с реликтами плагиоклаз-оливин-пироксеновых пород, получившие название "израндиты". Последние отличались необычным химическим составом, приближавшим их к океаническим базальтам, и калий-аргоновым возрастом в интервале 3,95-4,40 млрд лет. Эти породы были приурочены к линейной зоне, что не исключает их приуроченность к древнему коллизийному шву.

Располагающийся северо-восточнее Уфалейский блок относится к типу

сложных прототеррейнов. По данным исследований, в том числе последнего периода [Белковский, 1989], его западный литоблок сложен комплексами гнейсового и амфиболито-гнейсового состава, в то время как восточный литоблок - комплексами эклогит-сланцевого состава. Граница между блоками имеет характер шовной зоны, выполненной мигматизированными и зеленосланцевыми blastomилонитами, мигматитами, пегматоидами, будинами контактирующих пород. Западный литоблок характеризуется купольными структурами, а восточный — преимущественно линейными элементами. По сейсмоструктурным материалам Уфалейский блок имеет клиновидное строение, в подошвенной части ограничен горизонтом “сильных сейсмических элементов”, фиксирующих, вероятно, глубинный надвиг, залегает на вулканогенных отложениях и заметно “срезает” границу их распространения на поверхности и на глубине.

Существенные данные получены по структурному положению и особенностям метаморфизма Златоустовского блока, который в тектонических схемах включается в структуру Таганайско-Иремельского поднятия. Блок, по данным А. И. Белковского [Белковский, 2002], ограничен тектоническими швами, содержащими продукты высокотемпературного метаморфизма и отделяющими его от слабоизмененных осадочных отложений рифея, которые рассматривались субстратом для метаморфитов этой зоны. Вместе с этим им установлено, что в пределах блока имеет место последовательное площадное развитие хлоритоида по ставролиту, пиррофиллиту по хлоритоиду и мусковита по биотиту. Это ставит под сомнение факт проявления здесь зонального метаморфизма борроуского типа, как считали исследователи ранее. Все отмеченное подчеркивает структурную индивидуальность блока и слагающих его метаморфических ассоциаций по отношению к вмещающим породам.

Изучавшие соотношение образований таганайской свиты с рифейскими отложениями в северной части выступа А. П. Казак и К. Э. Якобсон [Казак, Якобсон, 1980] показали, что эти соотношения имеют тектонический характер, а также установили наличие обломков пород таганайской свиты в рифейских отложениях. Ими также указывается на существенное отличие в минералогическом составе песчаников таганайской свиты и рифейской зильмердакской свиты. Все эти данные привели их к выводу о дорифейском возрасте таганайской свиты.

Белорецкий блок, выделенный в качестве метаморфического комплекса при изучении рифейских осадочных толщ [Ожиганов, 1964], располагается на южном продолжении Златоустовского блока. По минеральным парагенезисам белорецкий метаморфический комплекс относится к кианит-силлиманитовой фациальной серии метаморфизма, однако существенно отличается от метаморфических комплексов этой серии присутствием эклогитов. Соответственно, это позволяет отнести его к высокотемпературной части кианит-силлиманитовой фациальной серии. Высокотемпературный характер метаморфизма этого комплекса кроме присутствия в его составе эклогитов подтверждается фенгитовым и фенгитсодержащим характером мусковитов, широким распространением в породах комплекса цоизита и хлоритоида.

По оценкам состава метаморфических парагенезисов комплекс формиро-

вался при давлениях 9-12 кбар и температурах 520-540° до 600° С [Алексеев, Алексеева, 1990; и др.]. Приводимые исследователями изотопно-геохронологические исследования по метаморфическим породам и минералам дают значения возраста К-Аг — методом 590-703 млн лет и ⁴⁹Аг-³⁹Аг — методом 541-550 млн лет [Glasmacher et al., 1999]. Однако, отнесение приведенных значений возраста к высокотемпературному метаморфизму белорецкого комплекса осложняется присутствием в пределах блока вулканогенных накоплений белетарского комплекса, интенсивно метаморфизованных в амфиболитовой фации при широком развитии мусковит-кварцевых, мусковит-хлорит-биотит-кварцевых и других сланцев. При этом вулканогенные накопления залегают на метаморфических породах белорецкого комплекса со стратиграфическим несогласием и сопоставляются с вулканогенными накоплениями машакско-шатакской полосы грабенов, возраст которых оценивается как среднерифейский.

В другой структурной позиции находится система массивов на Полярном Урале, которые отнесены к прототеррейнам и экзотическим тектоническим блокам. Они располагаются здесь вдоль внешней периферии Войкаро-Сыньинского и Сьумкеуского (Хадатинского) офиолитовых массивов, фиксирующих фронтальную часть аккреционно-коллизийного надвигания этих массивов на западные структуры. Соответственно, вдоль периферии Войкаро-Сыньинского офиолитового массива располагаются Неркаюский и Северо-Хардьюский и Южно-Хардьюский блоки, а на периферии Сьумкеуского (Хадатинского) массива находится Марункеуский блок. Кроме того, во внутренней зоне надвига выделяют Мальковский блок. Возможно к этой же сложной группе относится Максютковский блок на Южном Урале.

На Полярном Урале крайнее южное положение занимает Неркаюский эклогит-амфиболит-гнейсовый блок, сопровождающийся по западной периферии зоной метаморфизованных аповулканических пород. Блок характеризуется наличием ранних структур субширотного простирания, которые, по данным А. М. Пыстина [1994], образуются реликтами метаморфической полосчатости первого этапа метаморфизма и контролирующими ее элементами. Преобразования второго этапа метаморфизма накладывались как на комплексы блока, так и сопровождающие его фрагменты вмещающих древних пород. На заключительном этапе низкотемпературным изменениям подвергались и палеозойские отложения, что несколько затушевывает структурные соотношения древних пород комплекса с палеозойскими образованиями. В геохронологическом отношении комплекс изучен недостаточно. Максимальные значения 1,6 млрд лет получены по циркону термоизохронным свинцовым методом (данные П. М. Вализера, В. И. Ленных).

Северохардьюский и Южнохардьюский гранулит-амфиболитовые блоки образуют полосу вдоль центральной части Войкаро-Сыньинского офиолитового массива. Наиболее изучен Северохардьюский блок, что получило отражение в публикациях [Потапова, 1990; и др.]. Блок слагается гранулит-базитовым комплексом, представленным реликтами клинопироксеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев, а также продуктами его последующих преобразований,

которым отвечают амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогитоподобные породы, гранат-глаукофановые сланцы и другие породы. В состав блока включаются также реликты древних аповулканических метаморфических пород, которые выделяются по западной периферии гранулит-базитового комплекса.

Границы блока в целом тектонические. Вместе с этим его восточная периферия осложнена полосой, в которой перемежаются ультрабазиты и метагабброиды. Можно полагать, что эта периферия имеет чешуйчато-надвиговое строение, которое включает литопластины разного состава. В палеозойский период вся структура блока и вмещающих пород подверглась низкотемпературным зеленосланцевым преобразованиям, что достаточно характерно для зоны коллизионного шва. В свою очередь, такие преобразования способствует затушевыванию структурных соотношений. По цирконам из метабазитов U-Pb методом установлены два возраста, из которых более древний имеет значение 578 ± 11 млн лет [Ремизов, 2003]. Это может свидетельствовать, что субстрат метабазитов не моложе полученного возрастного уровня, а скорее всего, более древний, поскольку амфиболитовому метаморфизму предшествовали условия гранулитовой фации.

К северу от Лонготюганской зоны дислокаций, отделяющих Харбейское гранитогнейсовое поднятие от расположенных севернее структур, известны еще два выступа пород с высокобарическими парагенезисами, которые отнесены соответственно к Марункеускому и Малькскому тектоническим блокам. Структурно блоки разделены ультрабазит-габбровым аллохтоном Щучинской покровно-надвиговой структуры. Покровно-надвиговая природа аллохтона подчеркивается развитием в его фронтальной части полосы глаукофановых сланцев и сланцевых бластомилонитов с включениями эклогитов. Некоторые исследователи комплексы этих выступов объединяют в единую допалеозойскую структурно-формационную ассоциацию. Можно с достаточным основанием полагать, что зона их сочленения перекрыта ультрабазит-габбровым аллохтоном.

Марункеуский мегаблок имеет сложное строение. По данным В. И. Ленных [1984], в его сложении выделяют два, существенно отличающихся по составу и строению литоблока. В литоблоке, которым слагается юго-западная часть Марункеуского мегаблока, наиболее древние породы представлены эклогитами с порфиробластической роговой обманкой. Эклогиты замещаются полосчатыми среднезернистыми амфиболитами и амфиболовыми плаггиогнейсами. Полосчатость в породах имеет преимущественно северо-западное простирание и пологое юго-западное падение. В свою очередь, на эти породы наложены секущие зоны, сложенные тонкозернистыми амфиболитовыми бластомилонитами. Литоблок, который образует северо-западную часть мегаблока, сложен преимущественно амфиболитами, местами плаггиогранитизированными. Отмечаются реликты северо-западных структур. В составе комплекса пород встречаются также слюдяно-кварцевые сланцы и гранитоиды.

С достаточным основанием можно предполагать, что выделенные литоблоки соответствуют двум литопластинам, тектонически совмещенным по древнему коллизионному шву. Это предположение усиливается, если учесть, что границе

между литопластинами соответствует зона, выполненная дистеновыми бластомилонитами с включениями эклогитов. В целом такое строение характеризует тип сложных прототеррейнов, к которым может быть отнесен Марункеуский прото-блок. Радиологический возраст эклогитов не менее 1,54 млрд лет, в то время как более поздние возраста характеризуют продукты наложенных метаморфогенно-метасоматических процессов [Андреичев, 2004, а].

Малькский блок по составу слагающих пород имеет черты сходства с амфиболитовым типом литоблоков. В его сложении участвуют преимущественно алогаббровые амфиболиты и гранатовые амфиболиты, включавшие участки гранулитов и габбро-гнейсов. Поле амфиболитов на западе ограничивалось ультрабазит-габбровым комплексом массива Сыум-Кеу, а на востоке - габброидами массива Масло. Имеющиеся K-Ar датировки малькского комплекса и входящих в его сложение метаморфических образований не превышают 1,35 млрд лет. Более детальными определениями, которые были выполнены U-Th-Pb методом на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP II, для этого комплекса выявлена двухэпизодная модель эволюции U-Pb системы [Состав..., 2008]. Система санкционирует вычисление, по крайней мере, двух возрастов. Верхнее дискордии с конкордией соответствует значению 2736 ± 42 млн лет, совпадающему в пределах аналитических погрешностей с Nb модельной датировкой 2694 млн лет, выполненной по валовому составу образца. Нижний возрастной кластер фиксирует датировки 525-800 млн лет. Это позволяет в целом принять цифру 2,7 млрд лет за время образования исходной основы массива. При этом как древнейшие, так и более молодые датировки коррелируются с детально изученными тектоническими, магматическими и метаморфическими явлениями в расположенном западнее Марункеуском блоке. Это может косвенно свидетельствовать о тектоническом единстве этих двух блоков.

В. СДВИГОВО-РАЗДВИГОВОЕ РАСТЯЖЕНИЕ

Становление прототеррейнов и тектонических протоблоков сопровождалось, как предполагается, коллизионными процессами, включавшими проявление трансформативных сдвигово-раздвиговых дислокаций. К зоне проявления таких процессов, сопровождавшихся магматизмом и метаморфизмом, можно отнести зону, располагающуюся по западному ограничению Златоустовского и Белорецкого прототеррейнов. Ее развитие сопровождалось внедрением габбровых интрузий Кусинско-Копанского пояса и гранитоидов Рябиновского массива, а также блоков метаморфических пород с высокобарическими ассоциациями. По-видимому, с проявлением метаморфических процессов связано также образование гранито-гнейсов Губенской полосы и Кувашского метаморфического комплекса. С некоторой долей условности с синколлизионными условиями рассматриваемого типа может быть связано образование ассоциаций зонального метаморфического ареала, выделяемого по восточной периферии Златоустовского прототеррейна.

Кусинско-Копанский пояс слагается цепочкой пластовых и дайкообразных

габброидных интрузий. Характер размещения и морфология интрузий подчеркивают сдвигово-надвиговую природу вмещающей их зоны разломов. Контакты габброидных массивов преимущественно тектонические, а их внутреннее строение несет отчетливые черты зональности и стратификации, характерные для внутриплитных интрузий. Зональность выражается в изменении состава пород от лежащего бока к всисячему, в связи с чем западная часть массивов сложена в основном меланократовыми лабрадорowymi с примесью оливина и гиперстена, габбро, в то время как в восточной их части развиты более лейкократовые пироксеновые габбро. Стратификация, в свою очередь, выражается в полосчатой текстуре, плоскостной ориентации зерен плагиоклаза и наличии выдержанных пластовых горизонтов ильменит-титаномагнетитовых руд.

Гранитоиды Рябиновского массива образуют пластовую залежь вдоль всячего бока зоны сдвигово-раздвиговых дислокаций. Массив сложен гранофировыми гранитами рифейского возраста, которые в северном направлении изменяют свою фациальную принадлежность и степень метаморфизма. В свою очередь, в северной части к зоне сдвигово-раздвиговых дислокаций примыкают массивы гранито-гнейсов Губенского массива и метавулканиды и орто- и парасланцы Кувашского метаморфического комплекса. Губенский массив слагают гранитоиды гнейсовидной структуры.

По последним данным комплексных изотопно-геохронологических исследований методами U-Pb (ID-TIMS, SHRIMP-II) по цирконам и Sm-Nd по породам и минералам получены радиологические возрасты для габбро, гранитоидов и гранито-гнейсов зоны сдвига. Габбро-нориты Кусинского массива характеризуются значениями 1388 ± 63 млн лет и Копанского массива 1385 ± 25 млн лет, для гранитов Рябиновского массива получены значения 1386 ± 34 млн лет, для гнейсов Губенского массива 1330 ± 16 и 1330 ± 27 млн лет [Цирконовыи..., 2006].

Отметим также присутствие в пределах восточной периферии Златоустовского прототеррейна блока пород, включающего ареал зонального метаморфизма. Ареал был выделен Д. Г. Ожигановым [1964] и позже описан как пример орогенного метаморфизма борроуского типа. С. Н. Иванов и А. И. Русин [1997] связывают его с процессами континентального рифтогенеза.

Г. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Геодинамические условия накопления депрессионно-грабеновых ассоциаций Русской протоплиты сопровождались развитием структурных элементов, характеризующих эти условия. Из числа таких элементов к наиболее значимым относятся синдепрессионные и синграбеновые разломы, а также структурные элементы внешних границ депрессий и внутридепрессионных грабенов. На сейсмо-структурных профилях границы депрессий образуют синформные структуры, а на геологических разрезах фиксируются сменой фациальных комплексов или формационно-фациальных серий. Депрессии осложняются синдепрессионными региональными разломами, контролирующими размещение гранитов-рапакиви

и частично внутридепрессионных грабенов. В свою очередь, внутриграбеновые разломы разделяют полосу грабенов на систему отдельных впадин и локализуются внутри этой полосы. Все отмеченные особенности дают основание связывать выделенные структурные элементы с проявлением депрессионно-грабеновых условий верхнепротерозойского интервала времени.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ПРОТОБАССЕЙНА

По северо-восточной периферии Русской протоплиты выделяется Тимано-Канинская полоса развития осадочных отложений среднего и позднего рифея и венда, которые по своим параметрам отвечают ассоциациям перикратонной пассивной окраины. В свою очередь, далее к северо-востоку она обрамляется зоной, сложенной образованиями докембрийского коллажа террейнов континентальной коры и межтеррейновой коллизии. Еще восточнее в пределах поднятий Полярного Урала обнажаются вулканические образования с включениями зон офиолитов, отнесенными к фрагментам выходов ассоциаций Протоазиатского океанического бассейна. Наконец, на Пайхойском поднятии выделяются локальные выступы, которые сложены вулкано-интрузивными и вулканогенно-осадочными комплексами, характерными для комплексов активных континентальных окраин. В целом такие латеральные последовательности размещения структурно-вещественных ассоциаций соответствуют последовательностям, характеризующим океанические бассейны и их периокеанические окраины.

Верхнепротерозойские океанические и периокеанические ассоциации, отнесенные к продуктам аккреции образований Протоазиатского палеоокеана, слагают поднятия Полярного Урала, прежде всего Енганэпэйское, Манитаньрдское и Оченьрдское. Океанические и островодужные комплексы находятся здесь в виде тектонических блоков и клиньев, а также в зонах палеосутур. Соответственно, они составляют здесь аккреционное основание для вулканогенных терригенных накоплений, относимых к образованиям условий коллизии. Кроме того, океанические и островодужные ассоциации выявляются в сложении Хараматалоуского тектонического окна и по периферии Харбейского выступа, где они находятся в тесном тектоническом сочленении с кремнисто-сланцево-углистыми отложениями, характерными для пассивных континентальных окраин. В целом такие соотношения позволяют предполагать, что структурное становление этих ассоциаций и комплексов связано с процессами аккреционного скучивания, завершившимися условиями коллизии.

В связи с ограниченными выходами продуктов аккреции Протоазиатского океана, а также присутствием их в краевых выступах в виде тектонических фрагментов трудно реконструировать слагавшиеся ими палеогеодинамические и палеотектонические элементы. Вместе с этим имеется возможность дать характеристику вещественных ассоциаций, отвечающих основным палеогеодинамическим режимам и обстановкам этого палеоокеана.

А. ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

Верхнепротерозойская офиолитовая ассоциация, характеризующая океаническую кору палеоокеана, объединяет небольшие массивы серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитов, а также сопряженные с ними тела спилитов, диабазов, плагиогранитов и кремнистых пород [Душин, 1997, 1998]. Для плагиогранитов офиолитовых ассоциаций имеется определение радиологического возраста 670 млн лет [О возможных связях..., 1998; Хаин и др., 2004; Scarrow et al., 2001]. Практически все массивы ультрабазитов и серпентинитов с ассоциирующими горными породами приурочены к тектоническим зонам типа сутур северо-западного направления в пределах Енганэпейского и Манитаньрдского выступов, а также Хараматалоуского тектонического окна и Малохарбейского поднятия. К наиболее крупным сутурным зонам принадлежат Манюкуюская, Изъяхойская и Лонготская.

В сложении офиолитовой ассоциации наиболее значительная роль принадлежит метадуниит-гарцбургитовому комплексу, включающему аподунитовые, апогарцбургитовые, аполерцолитовые серпентиниты. Присутствуют тела клинопироксенитов, изредка верлитов, а также зоны серпентинитового меланжа, содержащие в серпентинитовом матриксе глыбы спилитов, базальтовых порфиритов, алевролитов, углисто-кремнистых сланцев, мраморов. В сложении палеосутур участвуют также тектонические блоки и пластины натриевых базальтов, диабазов, кремнистых и углисто-кремнистых пород. Выявлены участки развития подушечных базальтов и диабазов, по строению и соотношению достаточно типичные для комплекса параллельных диабазовых даек обстановок океанического спрединга. В качестве самостоятельного комплекса комплекс натриевых базальтов шарового строения в сочетании с прослоями кремнистых пород распространен за пределами сутурных зон. По петрохимическим и геохимическим параметрам вулканические породы комплекса соответствуют океаническим базальтам [Scarrow et al., 2001].

Б. ЭНСИМАТИЧЕСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

К островодужным образованиям в поднятиях Полярного Урала относятся ассоциации горных пород, которые объединяются в два ряда комплексов. Один ряд включает базальтовый и базальт-риолитовый (спилит-кератофировый) комплексы, а другой - андезитовый, андезит-дацитовый и дацитовый комплексы. Комплексы первого ряда характерны для энсиматических островных дуг, в то время как последующие отвечают обстановкам энсиматических островных дуг и окраинно-континентальных вулканических поясов.

Базальтовый и базальт-риолитовый комплексы включают соответственно вулканогенные породы основного состава и контрастной серии, участвующие в сложении тектонических клиньев и пластин. По геологическим данным, для них принимается позднерифейский возраст. В обоих комплексах основные породы представ-

лены спилитами с реликтами подушечной отдельности, вариолитами, афировыми и редкопорфировыми базальтами, пироксеновыми порфиритами. Кислые разности в контрастной серии соответствуют дацитам, риодацитам и риолитам. Потоки лав могут включать горизонты туфов и туфобрекчий, маломощные прослои яшм, углеродсодержащих сланцев, алевролитов, аргиллитов. Субвулканические фации представлены дайками и силлами диабазов и габбро-диабазов, субвулканическими телами кислых пород. Основные породы по петрохимическим коэффициентам близки к океаническим базальтам, а на диаграммах их фигуративные точки попадают в поля абиссальных и островодужных пород. Сопоставимые результаты получаются и при анализе распределения рассеянных элементов.

Горные породы андезитового, андезит-дацитового и дацитового составов присутствуют в значительной части краевых поднятий Полярного Урала. Они известны в виде локальных ареалов и тектонических блоков. Ими полностью сложен Лекынтальбейский выступ. Состав комплексов весьма широк и включает в разных количественных соотношениях базальтовые и андезибазальтовые порфириты, пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые андезитовые порфириты, андезиты, высокомагнезиальные андезиты, дациты, риодациты, редко риолиты, их туфы и кластолавы. Интрузивные образования представлены жерловыми, субвулканическими и гипабиссальными аналогами. По петрохимическим параметрам породы комплексов в целом относятся к известково-щелочной серии с калинатровым типом щелочности. Расчеты петрохимических коэффициентов показывают близость пород комплексов к сериям зрелых островных дуг, с отклонениями в ряде случаев к полям окраинно-континентальных поясов. Аналогичные результаты получаются при анализе поведения титана, хрома, никеля, циркония, рублидия и стронция. Для риолитов радиологический возраст по циркону U-Pb методом определен значениями 547.2 ± 1.1 ; 548 ± 5.8 и 555 ± 2.7 млн лет, что соответствует середине венда [Риолитовые комплексы..., 2004].

В. ПАССИВНАЯ ПЕРИКРАТОННАЯ ПРОТООКРАИНА

Располагающаяся по северо-восточной периферии Русской протоплиты полоса позднерифейско-вендских осадочных отложений в своем сложении включает верхнепротерозойские комплексы перикратонного опускания края плиты, которые были деформированы надвиговыми структурами при коллизионных процессах. Выше по разрезу они перекрываются палеозойскими и мезозойскими и кайнозойскими отложениями другой геодинамической природы. Верхнепротерозойские комплексы и структурные зоны их дислокаций, отвечающие ассоциациям перикратонной пассивной окраины, протягиваются от Полудова поднятия на Северном Урале через полуострова Рыбачий и Средний и далее до полуострова Варангер и системы каледонид Норвегии. К югу от Полудово-Колчимского поднятия к таким ассоциациям отнесены накопления депрессий, располагающихся по восточной пе-

риферии Кваркушского поднятия. В юго-восточной части поднятия полоса верхнепротерозойских и вендских отложений и продуктов их деформаций рассматривается в составе Тимано-Канинского пояса.

Тектоно-геодинамическая схема Тимано-Канинского пояса и его северо-западного продолжения с позиций мобилизма и плитотектоники разрабатывалась последовательно по мере накопления новых и переоценки имевшихся фактических материалов, а также совершенствования теоретических представлений. В рассматриваемом виде она более полно соответствует современным геотектоническим представлениям о соотношении плитотектоники и орогенеза, а также учитывает реконструкции по палеогеодинамике коллизионно-аккреционного основания Печорской плиты и прилегающей части Северной Евразии [Гецен, 1991; Оловянишников и др., 1999; Нечеухин, Душин, 2001; Нечеухин, 2004, б; и др.]. В составе пояса выделяются комплексы пассивной перикратонно-континентальной протоокраины и синперикратонной рифтогенной деструкции. Принадлежность верхнепротерозойских комплексов Тимано-Канинского пояса к ассоциациям обстановок пассивной континентальной окраины подтверждается составом и особенностями строения этих комплексов.

Пассивная континентальная протоокраина. Состав и особенности размещения ассоциаций перикратонной пассивной протоокраины характеризуются, прежде всего, образованиями верхнего рифея и венда, слагающими в пределах Тимано-Канинского пояса тектонические выступы среди палеозойских отложений и вскрытые скважинами под этими отложениями. Выступы образуют несколько полос и отдельных поднятий, крайнее положение в которых занимают выступы Четласского камня и Цильменского камня. Часть Тимано-Канинского пояса под отложениями палеозоя, располагающаяся к западу от этих полос, выделяется в качестве внешней, или Предтиманской, зоны, а располагающаяся восточнее их отвечает внешней, или Притиманской, зоне. Соответственно, полоса выступов между этими зонами может рассматриваться как средняя, или Переходная, зона. Это деление, как будет показано далее, несет определенную палеогеодинамическую нагрузку.

Формационный ряд накоплений, обнажающийся в пределах Четласского выступа, образуется отложениями, которые относятся к светлинской и новобобровской свитам четласской серии верхнего рифея. В разрезах выше этих отложений располагаются накопления, которые относятся к венду. Четласская серия слагается пачками кварцитопесчаников, темно-серых до черных сланцеватых алевролитов, а также алевроглинистыми отложениями, чередующимися в нижних частях разрезов с пачками и отдельными прослоями гравелитов и известняков. В отложениях серии определены акритархи средне-верхнерифейского уровня, а также имеются сборы микрофоссилий, которые отнесены к верхнему рифею. Соответственно, вверх по разрезу и в латеральном направлении эти отложения сменяются комплексами флишоидной формации верхнего рифея. Разрезы фор-

мации начинаются горизонтом базальных конгломератов, который перекрывается толщей полевошпат-кварцевых, кварцевых и полимиктовых песчаников, гравелитов и алевролитов с прослоями глинистых сланцев и конгломератов.

Вендские отложения, к которым относят с некоторой долей условности накопления устпальской свиты, распространены в пределах юго-западной части перикратона, а также вскрыты скважинами и прослежены по сейсмическим данным под палеозойскими отложениями. Отложения устпальской свиты, в которых обнаружены следы жизнедеятельности бесскелетных организмов, залегают с несогласием и размывом на разных частях четласской серии и представлены чередующимися пачками полевошпат-кварцевых, полимиктовых песчаников, темно-серых сланцевых алевролитов и глинистых сланцев с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, а также конкрециями железистых карбонатов и фосфоритов.

На расположенном северо-восточнее выступе Цильменский камень отложения верхнего рифея представлены преимущественно глинистыми разностями. В свою очередь, верхнерифейские отложения следующей по латерали Вымской гряды, которые объединяются в покьюскую и лунвожскую свиты вымской серии, имеют более разнообразный состав.

Покьюская свита в нижней части разреза характеризуется флишоидным сложением, которое образуется кварцитопесчаниками, включающими прослойки глинисто-алевролитовых сланцев. Сланцы несут горизонтальную и косую слоистость. Средняя часть разреза состоит из темно-серых, до черных, филлитизированных глинистых и алевролитоглинистых сланцев с прослоями темно-серых глинистых известняков и мергелей. Сланцы, представленные кварцево-серицит-хлоритовыми, серицито-кварцевыми и кварцево-серицит-биотит-хлоритовыми разностями, несут тонкую горизонтальную и волнисто-субгоризонтальную слоистость. Наконец, верхняя часть свиты представлена тонкопереслаивающимися и среднепереслаивающимися темно-серыми сланцеватыми алевролитами, глинистыми сланцами, кварцитопесчаниками с линзовидно-волнистой и мелкой косою слоистостью. Распространены тонкие прослойки черных доломитизированных известняков и мергелей. Лунвожская свита в основании содержит пачку редкогалечных и песчаных гравелитов с прослоями разнозернистых песчаников и песчаных алевролитов. Выше выделяется до пяти крупных ритмов, начинающихся пачками псаммитов и алевропсаммитов и заканчивающихся темно- и зеленоватосерыми хлорит-кварцевыми, кварцево-серицитовыми, реже кальцит-кварцево-серицитовыми сланцами с прослоями и линзами известняков и анкеритов.

В пределах Выйской гряды к венду условно отнесены отложения кыквожской свиты, залегающие с размывом на породах лунвожской свиты. Отложения кыквожской свиты обнажаются вдоль восточного склона гряды. В их основании находится маломощная пачка светло-серых и красноватых олигомиктовых кварцитопесчаников с гравием и редкой галькой кварца, выше которой располагается толща серых сланцеватых мелкозернистых песчаников, алевролитов, пиритизированных темно-серых алевроглинистых и глинисто-алевролитовых сланцев с

тонкой горизонтальной слоистостью. Завершается свита толщей пестроцветных сланцев с прослоями глинистых известняков и мергелей.

Некоторые представления о характере залегания отложений переходной зоны и их соотношения с древним основанием, а также о составе накоплений внешней, Притиманской, зоны можно получить из разрезов Северного Тимана и полуострова Канин.

На Северном Тимане к верхнему рифею отнесена барминская серия, развита в пределах Цильменского камня. Возможные аналоги нижнего венда представлены вулканогенно-осадочной лямчинской свитой, породы которой вскрыты здесь глубокой скважиной. Свита состоит из туфоконгломератов, туфопесчаников с прослоями песчаников и пластовыми телами метадиабазов. Отложения свиты залегают с размывом и, вероятно, с несогласием на породах барминской серии. Изотопная датировка серицита из туфопесчаников лямчинской свиты К-Аг методом 570 ± 20 млн лет отражает возраст динамометаморфизма пород свиты. Присутствие в составе кластического материала туфопсаммитов обломков пород барминской серии ограничивает нижний возрастной предел последней.

В пределах полуострова Канин отложения, относящиеся к основанию разреза рифея, представлены гнейсами, мусковит-биотитовыми и ставролит-мусковит-биотитовыми сланцами и скарноидами микулкинской серии. Самые древние возраста калий-аргоновым методом метаморфитов по биотиту 1,1-1,38 до 1,58 млрд лет. Толща описана под названием чешской свиты нижнего протерозоя. В пределах хребта Канин Камень на метаморфических образованиях микулкинской серии залегают отложения тархановской серии верхнего рифея, которые включают в нижней части кварцитосланцевую, в средней - сланцевую и в верхней - сланцево-кварцитовую толщ. Псаммиты представлены мелко- и тонкозернистыми кварцево-сланцевыми разностями. Глинистые сланцы превращены в биотит-серицитовые породы. В составе сланцевой и кварцито-сланцевой толщ присутствуют прослои темно-серых и черных глинистых известняков и мергелей. По характеру чередования толщ и их составу тархановская серия коррелируется с подъюской свитой Вымской гряды.

Отложения располагающейся выше табуевской серии верхнего рифея на нижележащих толщах залегают с размывом, завершая здесь разрез верхнепротерозойских накоплений. Серия представлена серицито-хлоритовыми и кварцево-серицитовыми сланцами, кварцитопесчаниками, в верхней части с пачками известняков и известковистых сланцев, а также черносланцевых пород, начинающих накопления внешней зоны. В карбонатных породах обнаружены верхнерифейские и нижневендские акритархи.

Основная часть разрезов внешней, Притиманской зоны складывается накоплениями аспидной, черносланцевой формации. По геологическим данным и данным бурения, аспидные, черносланцевые и углисто-сланцевые породы выявляются вдоль всей внешней периферии пассивной континентальной окраины, включающей северную периферию Вымской гряды, выступы Северного Тимана и полуострова Канин, а также перекрытую палеозойскими отложениями Ижмскую

фациальную зону. В пределах последней зоны верхнепротерозойские отложения вскрыты редкими скважинами. На северо-восточном склоне Вымской гряды (Кислоручейско-Вольская зона, по В. Г. Оловянишникову) отложения внешней части начинаются, по-видимому, с толщи чередования глинистых сланцев и филлитов со сланцеватыми алевролитами и кварцитопесчаниками лунвожской свиты кислоручейской серии, сменяющей терригенно-карбонатные накопления нижней части этой серии. Сходные особенности демонстрирует табуевская серия на полуострове Канин, сменяющая здесь тархановскую серию. Вместе с этим, по данным бурения, отложения аспидной формации, филлитовидных и углистых сланцев характеризуют всю Ижмскую зону, которая соответствует наиболее погруженной части протоплиты (Ижмская микроплита, по В. Г. Оловянишникову).

В свою очередь, по латерали они сменяются вулканогенно-осадочными и вулканогенными накоплениями. Вулканогенные породы представлены подводными излияниями кислого и основного состава, часть которых известна в разрезах Северного Тимана и полуострова Канин.

С образованиями внешней, Притиманской, зоны сопоставляются вендские отложения, сохранившиеся в депрессиях по восточной периферии Кваркушского поднятия, в частности в Вижайско-Вильвенской и Язьвинской депрессиях. Отложения объединяются в вильвенскую и першинскую свиты и их аналоги. Представлены эти отложения углисто-сланцевыми и углисто-филлитовидными сланцами, кварцитопесчаниками с прослоями сланцев и песчаников. В разных частях разрезов присутствуют также вулканогенные породы основного состава и аповулканические слюдяно-хлорит-кварцевые сланцы, конгломераты, гравелиты. По составу охарактеризованные вендские отложения коррелируются с образованиями внешней зоны Тимано-Канского пояса.

Составным элементом строения перикратонной пассивной окраины являются допалеозойские дислокации. Они образуют региональные зоны, вдоль которых располагаются выступы и блоки верхнепротерозойских отложений. Все они несут признаки разломно-надвиговых и надвиговых образований. Крайнее юго-западное положение занимает Западно-Тиманская зона дислокаций, а крайнее северо-восточное – Тимано-Припечорская зона. Тимано-Припечорская зона перекрыта палеозойскими отложениями и выделяется по сейсмическим данным. Она фиксирует границу перехода перикратона в структуру пассивной протоокраины.

Вместе с этим отложения пассивной протоокраины на верхнерифейском и вендском уровнях проявляют достаточно выраженную латеральную формационно-фациальную зональность, которая частично проявляется в сложности Тимано-Канинского пояса и характеризует строение и состав фациально-формационного выполнения его внешней, Притиманской, средней Тиманской и внутренней, Притиманской зон. Конкретно латеральная зональность выражается в том, что в направлении от Русской протоплиты в сторону ее погружения в реконструируемое океаническое пространство имеет место постепенная латеральная смена формаций, отражающих в своем составе фациальные особенности накопления слагающих их комплексов пород. Соответственно, мелководные тер-

ригенные формации и их фациальные разности прибрежных условий, выявляемые в пределах Предтиманья и западной части Четлаского поднятия, к северо-востоку, в пределах средней части пояса сменяются сначала морскими карбонатными и терригенно-карбонатными формациями, слагающими юго-западную часть Выйской гряды, а далее более глубоководными мелкообломочными флишеидными и флишеидно-песчано-глинистыми формациями. Наконец, в пределах внутренней, Притиманской части выявляются темносланцевые формации и фации абиссальных филлитовидных, глинисто-кремнистых и аспидных, углисто-глинистых сланцев. Завершается формационно-фациальный ряд вулканогенно-осадочными формациями, которые известны на Северном Тимане и вскрыты глубокими скважинами во внешней, Притиманской, зоне. При этом повышается и относительный возраст верхних, нарастающих, частей разрезов, вплоть до раннекембрийского уровня. Такого типа латеральная зональность является характерной особенностью пассивных континентальных окраин.

К комплексам пассивной континентальной протоокраины рифейского палеоокеана относится, возможно, часть отложений няровейской серии, которые выделяются по периферии выступов докембрийских образований на Полярном Урале. В значительной степени условно для образований серии принимается геологический возраст на уровне среднего и верхнего рифея. Основу осадочных отложений серии составляют углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые и филлитовидные сланцы. С ними могут ассоциировать кварцитопесчаники, прослои мраморов, а также прослои андезитобазальтов, андезитов, базальтов, туфо-конгломератов. Присутствуют тектонические блоки и клинья серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитов.

Рифтогенно-грабеновая деструкция. В зонах перикратонных осадочных отложений выделяются магматические комплексы, которые проявляют признаки связи с процессами доколлизийной деструкции и растяжения, сопровождавшие опускание периклинали протократона. Прежде всего, к ним относятся интрузии габбро-диабазов, а также рифейские вулканогенные образования.

Габбро-диабазы и диабазы выявлены практически во всех выступах верхнепротерозойских пород. Они образуют мелкие штоки, силлы и серии даек, в том числе в виде пакетов параллельных даек. Габбро-диабазы и диабазы в различной степени изменены процессами регионального метаморфизма, а часть их тел претерпела дислокации вместе с вмещающими породами. Вмещающие породы в приконтактных зонах рассланцованы, ороговикованы, иногда брекчированы и хлоритизированы. Эти особенности габброидов свидетельствуют, что они внедрялись в толщи сланцев среднего и верхнего рифея до этапа орогенной коллизии. Их верхний возрастной предел фиксируется изохроной регионального метаморфизма 680 ± 20 млн лет, а для менее измененных разностей дается возраст 770 ± 25 млн лет (данные В. Г. Оловянишникова и В. И. Степаненко).

В ассоциации с габбро-диабазами устанавливаются небольшие массивы оливковых габбро и габбро-норитов. К комплексам, которые имеют связь с процессами перикратонной деструкции, относятся, вероятно, и вулканические нако-

пления и интрузивные внедрения, развитые в северной части Кваркушского поднятия. Ареалы их распространения находятся в зоне, структурно продолжающей Тимано-Канинский ороген и его центральную часть, осложненную Центрально-Тиманским надвигом. Вулканические и интрузивные образования в своей значительной части залегают среди отложений федоровской свиты басегской серии верхнего рифея и лишь в незначительном объеме среди отложений нижнего венда. На Сосьвинском сейсмоструктурном профиле устанавливается, что зоны распространения вулканических комплексов ограничены разломами встречного падения, а сами зоны имеют строение грабенов.

Соответственно, в северной части Кваркушского поднятия выделяются вулканогенные накопления вильвенского, шпалорезовского и колпаковского трахибазальтовых комплексов, дворецкого и щегровицкого трахибазальт-трахит-трахириолитовых комплексов, троицкого и дворецкого трахибазальт-трахириолитовых комплексов. Некоторые исследователи относят образования этих комплексов к самостоятельным формациям, хотя разделение это достаточно условное. Горизонты и пласты вулканогенных накоплений отчетливо переслаиваются с осадочными отложениями в лавовых и туфовых фациях. Развиты также мелкие интрузии, дайки и межпластовые силлы этих пород.

В трахибазальтовых комплексах и дифференцированных трахибазальт-трахитовых комплексах отмечаются щелочно-ультраосновные лавы и дайки. В пределах структурного пересечения Кваркушского выступа и структур Тиманского направления выявлены эксплозивные брекчии, нежки щелочно-ультраосновных пород и карбонатиты благодатского и кырьянского комплексов. Здесь же в пределах структурного стыка Кваркушского выступа с Полюдовым кряжем имеет развитие красновишерский комплекс щелочных габброидов с тиманским северо-западным простиранием дайковых роев.

По геологическим данным возраст вулканогенных комплексов принимается как ранний венд. Однако, по последним данным радиологических измерений Rb-St изотопии, трахиты щегровицкого комплекса датированы поздним рифеем 672 ± 22 млн лет [Коротеев, Краснобаев, Нечухин, 1997]. В качестве интрузивного комагмата вулканитов рассматривается Троицкий граносиенитовый массив, для пород которого приводится радиологический возраст 620 ± 12 млн лет (данные А. А. Краснобаева, U-Pb метод).

Г. КОЛЛАЖ ТЕРРЕЙНОВ И МЕЖТЕРРЕЙНОВАЯ КОЛЛИЗИЯ

Допалеозойские геодинамические ассоциации краевых поднятий на западном склоне Приполярного Урала имеют отчетливую структурную связь со структурно-вещественными элементами основания Печорской мегавпадины, образующей северо-восточную периферию Восточно-Европейской платформы. Палеогеодинамическими и палеотектоническими исследованиями достаточно доказательно показано, что формирование этого основания и его ассоциаций обусловлено докембрийскими коллизионными процессами, сопровождавшими

коллагное разрастание Русской палеоплиты за счет причленения к ее северо-восточной периферии крупных микроконтинентов и террейнов [Гецен, 1991; Нечеухин, 1997, 2001; Брагин, 1999; Нечеухин, Душин, 2004]. Фрагменты этих террейнов с комплексами их основания и ареалами коллизионных комплексов обнажаются в краевых поднятиях Приполярного Урала. Коллизионные процессы сопровождались образованием вулкано-интрузивных ассоциаций и, по-видимому, локальных орогенных поднятий, которые были источниками для накопления вендских моласс и флишоидов, сохранившихся в грабенах и депрессиях. Состав и условия залегания вулканических и интрузивных комплексов краевых поднятий Приполярного Урала изучались многими исследователями (М. В. Фишман, Б. А. Голдин, Е. П. Калинин, Л. В. Махлаев, А. А. Соболева, В. И. Мизин и др.). Однако они рассматривались ими с позиций принадлежности к геосинклинальным образованиям, что распространялось также и на ассоциации краевых поднятий Полярного Урала. Соответственно, привлечение этих данных требует геодинамической и тектонической переинтерпретации.

Кроме комплексов межтеррейновой коллизии в сложении террейнов выделяются доколлизионные и доколлагные комплексы основания этих блоков, а также постколлизионные комплексы.

Доколлагное основание террейнов. В сложении доколлагного основания террейнов, фрагменты которых обнажаются на Кожимском и Ляпинском выступах, выделяются, прежде всего, метаосадочные, метаморфические и магматические комплексы гнейсовых куполов и их обрамления. Расположенная в северной части Кожимского выступа Няртинская блоково-купольная структура в ядре слагается няртинским гнейсово-мигматитовым комплексом, сложенным биотитовыми и гранат-биотит-мусковитовыми гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами с прослоями карбонатных пород. Для гнейсов няртинского комплекса имеются изотопные датировки методом термоядерной эмиссии с максимальными значениями 2,2-1,95 млрд лет (данные А. М. Пыстина, Ю. И. Пыстиной). В обрамлении Няртинского гнейсового купола выделяется сложная ассоциация горных пород, относимая условно к уровню раннего рифея. Она представлена слюдястыми кристаллическими сланцами с прослоями эпидот-амфиболитовых сланцев и горизонтами карбонатных пород маньхобейнской и щокурьинской свит, а также залегающими выше углеродсодержащими кварцево-сланцевыми сланцами и амфиболовыми сланцами с прослоями мраморов и горизонтами метабазитов пуйвинской свиты. Присутствуют также небольшие пластовые интрузии гранитов, что не исключает развитие здесь древней внутриплитной вулканоплутонической ассоциации. Для гнейсовидных сланцев из средней части разреза приводится радиологический возраст 1, 896 млрд лет по циркону U-Rb методом (данные Ю. И. Пыстиной, А. М. Пыстина). В карбонатных породах ассоциации известны также находки древних водорослей нижнего протерозоя.

Метаморфические образования купольных выступов перекрываются терригенными, вулканогенными, вулканогенно-осадочными отложениями, которые составляют другую, более позднюю, группу комплексов доколлагного осно-

вания террейнов. По геологическим критериям и находкам микрофитолитов и строматолитов они относятся преимущественно к раннему - среднему рифею и выделяются в хобейнскую свиту и более распространенную мороинскую свиту. Свиты слагаются конгломератами, кварцевыми и кварц-слюдистыми сланцами, кварцитами, которые сменяются пестроцветными филлитами и кварцево-хлорит-слюдистыми сланцами с прослоями известняков и доломитов. В ее верхней части значительное развитие имеют вулканогенные накопления основного состава, объединяемые в манарагский и верхнекожимский комплексы. В состав последнего рядом исследователей включаются и вулканогенные накопления краевых поднятий Полярного Урала, однако последние, как будет показано, относятся к ассоциациям другого палеогеодинамического режима. Образованиями хобейнской свиты и манарагского комплекса слагается основная часть Ляпинского выступа. По составу и особенностям залегания отложения этой свиты, в том числе и вулканогенные накопления, отвечают, скорее всего, образованиям плитного чехла.

Собственно вулканогенные накопления, которые могут быть индикаторами палеогеодинамических условий для отмеченной части верхнепротерозойского разреза, представлены исключительно основными разностями, которые концентрируются на двух уровнях. Раннему уровню отвечает верхнекожимский, а более позднему манарагский базальтовые комплексы. Вулканыты верхнекожимского комплекса, развитые в составе пуйвинской и щокурьинской свит ранне-среднерифейского возраста в эффузивных и гипабиссальных фациях, по петрохимическим параметрам близки к базальтам внутриплитных траппоидов. В свою очередь, манарагский комплекс, сложенный породами эффузивных и субвулканических фаций, приурочен к верхним частям хобейнской свиты среднего рифея. Для его эффузивных накоплений характерны покровный тип излияний в мелководных фациальных условиях, а для всего комплекса слабая степень дифференциации и принадлежность к толеитовой серии.

Межтеррейновая коллизия. Коллизионные комплексы на Приполярном Урале сосредоточены в вулкано-интрузивных ареальных узлах Ляпинского поднятия, локализующихся по его западной периферии и в пределах Кожимского выступа. Такой крупный ареал выделяется в зоне гранитного массива Мань-Хамбо, а также в зоне Малопатокского массива. Менее выраженный ареал можно наметить в северной части Кожимского выступа.

Представления о принадлежности комплексов вулкано-интрузивных ареалов к коллизионным образованиям получили свое развитие в последний период. Они основываются на геолого-геофизических, формационных, петрохимических и геохимических параметрических данных. По геолого-геофизическим данным интрузии кислого, среднего и основного состава отчетливо осложняют периферийные части тектонических блоков, выявляемых в основании Печорской плиты. Полосы этих интрузий и сопровождаемых ими вулканитов, соответственно, прослеживаются в пределы Кожимского и Ляпинского выступов, где выявляются в виде вулкано-интрузивных ареалов. Интрузии секут более ранние отложения, а вулканогенные комплексы выполняют вулканотектонические депрессии. По

петрохимическим данным породы кислых интрузий соответствуют преимущественно гранитоидам I- и S-типов, которые более характерны для обстановок коллизии. Индикаторы, указывающие на связь с коллизионными условиями формирования, получены для гранитных массивов Няртинского (Хобеизского) выступа. Гранитные массивы залегают здесь среди гнейсов и соответствуют образованиям восточной периферии Малопатокского и Кожимского ареалов. По петрохимическим параметрам граниты этих массивов отвечают преимущественно S-типу, реже I-типу. В свою очередь, по геохимическим критериям на диаграммах Дж. Пирса и В. М. Даценко они попадают в поля коллизионных и внутриплитных образований [Соболева, 2004].

Маньхамбовский ареал образуется среднерифейским комплексом двуслюдяных гранитов массива Мань-Хамбо и адамеллит-гранитным потемьюским комплексом массива Илья-Из и его аналогов [Душин, 2008]. В целом комплексы образуют гранодиорит-гранитную формационную серию. Интрузии гранитоидов последнего прорывают все ранне-среднерифейские отложения, включая отложения мороинской свиты, а обломки гранитоидов массива МаньХамбо устанавливаются в конгломератах, которые относят к средне-поздне-рифейским отложениям. Для гранитоидов имеются определения радиологических возрастов в интервале 1420-1100 млн лет для массива Мань-Хамбо и 650-550 млн лет для массива Илья-Из (U-Pb и K-Ar методы). Интрузии сопровождаются ореолами роговиков и содержат жильные внедрения аплитов и кварцевых жил. Значительная часть гранитных массивов относится к I- и S-гранитам, что позволяет связывать их состав с вмещающим субстратом и условиями коллизии [Дюродовские..., 2005; Душин, Фауст, 2008].

Вулканогенные образования ареала представлены в своей главной части трахибазальт-базальтовым и базальт-риолитовым комплексами. Вместе с этим предполагается, что в низах разреза субщелочные вулканы залегают на базальтах манарагского и верхнекожимского комплексов и, кроме того, содержат горизонт переслаивания липаритов и базальтов, отвечающего проявлению контрастной серии. Структурно-лазовые накопления базальт-трахибазальт-риолитовой серии и их фациальные различия слагают купольно-сводовые поднятия, в центральных частях которых находятся гранитные интрузии, частично прорывающие вулканогенные накопления. Все эти особенности достаточно характерны для вулкано-плутонических ареалов. Накопления риолитов включают лавы риолитовых и риолит-дацитовых порфиритов, их туфы, а также гранит-порфириты, характеризующие гипабиссальные и субвулканические фации этих накоплений.

Малопатокский ареальный узел имеет сходное, но более сложное строение, и также включает две отличающиеся по составу слагающих пород вулкано-интрузивные серии. Одна, относительно более ранняя серия образуется гранитными интрузиями и риолитами, в то время как вторая серия включает интрузии габбро-сиенит-монцонитового ряда и вулканогенные накопления базальт-трахибазальтового комплекса.

Интрузии ранней вулкано-интрузивной серии малопатокского ареала сложены преимущественно биотитовыми гранитами, которые дополняются внедре-

ниями гранодиоритов. Жильная серия представлена аляскитами, аплитами, кварцевыми жилами. Для Малопатокского массива приводятся значения радиологических возрастов U-Pb метода по гранодиоритам 606 млн лет, по гранитам 508, 506, 496 млн лет. Вулканогенные накопления ареала соответствуют риолитам, для которых приводятся радиологические определения возраста по U-Pb методу 642 млн лет (данные С. Г. Червяковского). Они представлены эффузивными, вулканокластическими, субвулканическими и жерловыми фациями, среди которых преобладают субвулканические и экстрезивные различия. Локализуясь по периферии ареалов, вулканогенные накопления образуют в основном крупные полигенные постройки центрального типа. В составе более поздней серии интрузивные внедрения представлены габбро-монцонитовыми и габбро-сиенитовыми массивами, а также дайками габбро и сиенитов, которые сопровождаются жилами кварцевых моноцитов, керсунтитов, эссекситовых диабазов. В сложении массива кроме габбро, сиенитов и монцонитов участвуют кварцевые монцониты, габбро-диориты, сиенито-диориты, кварцевые сиениты. Интрузии имеют рвущие контакты с верхнерифейскими отложениями.

Сопровождающие интрузии вулканогенные накопления выделяются в комагматичный им лорцемпейский трахибазальт-базальтовый комплекс, поля распространения пород которого контролируются региональными разломами северо-западного простирания. В ранних работах по Северу Урала в состав комплекса включались ранее субщелочные вулканы Полярного Урала, а в более поздних за счет расширения объема комплекса в разрезе выделяется позднекембрийско-ордовикская щелочно-базальтоидная формация в качестве составной части рифтогенных образований уралит [Голдин, 1999]. В пределах рассматриваемого синколлизийного ареала комагматичный интрузивный массив трахибазальт-базальтовый комплекс представлен базальтовыми, андезитобазальтовыми, трахибазальтовыми и реже трахиандезитобазальтовыми порфиритами как в лавовых, так и пирокластических фациях с признаками накопления в субаэральных условиях. По петрохимическим параметрам интрузивные и вулканические породы близки к комплексам оливин-базальтовых формаций континентов [Душин, 1997].

Кожимский ареальный узел имеет менее выраженный структурный характер, занимая западную и северную части купольного выступа. В его пределах основное распространение имеют гранитные интрузии, что связано, возможно, с глубокой постколлизийной эрозией.

В основании вулкано-интрузивных ассоциаций и сопровождающих их комплексов присутствует значительная по мощности терригенная толща, которая выделяется в качестве лаптопайской свиты (лаптопайская моласса, по В. Н. Пучкову). По мнению разных исследователей, ее возрастной уровень оценивается в интервале от позднего рифея до позднего венда и даже раннего кембрия. Свита сложена конгломератами, гравелитами, полимиктовыми песчаниками и филлитовидными сланцами с прослоями туфов и metabазальтов. В обломках находятся гальки нижележащих пород. Отмечается, что в одних случаях ее накопления залегают с размывом на отложениях хобеинской свиты и metabазальтах манараг-

ского комплекса, в других — на образованиях саблегорской и мороинской свит разреза. Вместе с этим отмечаются случаи, когда имеет место латеральная смена их вулканическими комплексами синколлизии аралов.

Из приведенных данных можно, как представляется, сделать несколько выводов. Прежде всего, следует важный вывод, что образованию коллизии ассоциаций предшествовала значительная тектоническая и геодинамическая пауза, которая отмечена разрывом и накоплением базальной терригенной толщи. Он подчеркивает самостоятельность периода формирования вулканогенно-интрузивных аралов при резкой смене обстановок плитного чехла. Вместе с этим нельзя исключать, что этапы формирования вулканогенно-интрузивных аралов, как следует из геологических данных и возрастных оценок, включали периоды накопления молассы, образования которой входят в состав лаптопайской свиты. Об этом косвенно свидетельствует принимаемый значительный возрастной интервал ее накопления, объединяющий и возрастной интервал формирования вулканогенно-интрузивных аралов, как и примеры латерального замещения молассой вулканогенных комплексов.

Д. АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ПРОТООКРАИНА

Имеется необходимость отдельно рассмотреть геодинамическую природу Пайхойского поднятия, которое по структурному положению образует внешнюю периферию Протоазиатского палеоокеана и соответствует, по-видимому, тектоническому фрагменту крупного микроконтинента. К сожалению, его допалеозойское основание известно только в Амдерминском и Едунейском выступах.

В Амдерминском выступе нижние части разреза сложены известняками и апоглинистыми сланцами амдерминской свиты среднего рифея, несущего черты плитного проточехла. Выше выделяются накопления морозовской свиты риодацитов и андезитов в ассоциации с филлитовидными сланцами и известняками, которые сменяются накоплениями туфов липаритов, туфоконгломератов и туфопесчаников нижней толщи соколинской свиты венда. Разрез завершается переслаивающимися полимиктовыми, вулканомиктовыми и углеродистыми сланцами верхней толщи этой свиты. По формационному набору пород верхняя вулканогенная часть разреза, в сложении которой участвуют андезиты, дациты, риолиты, может сопоставляться с образованиями окраинно-континентальных поясов, которые восточнее продолжают в Очельдском и Лекынтальбейском выступах, фиксируя фрагмент активной протоокраины.

Е. КОЛЛИЗИЯ И ГИПЕРКОЛЛИЗИЯ

Вместе с развитием надвиговых и покровно-надвиговых дислокаций коллизии процессы сопровождались проявлениями магматизма и метаморфизма. Кроме того, с коллизией связывается формирование структур и геологических комплексов краевого прогиба.

Синколлизии магматические и метаморфические комплексы. Синколлизии интрузивные комплексы представлены массивами гранитов, габбро и монцититов, щелочных и нефелиновых сиенитов. В основном эти комплексы выявлены на Северном и Южном Тимане, а также на Четласском камне Среднего Тимана. Все интрузии контролируются синколлизии разломами и разломно-надвиговыми структурами и зонами. Состав интрузий характеризует определенные черты эволюции магматизма в коллизии процессе.

К самому раннему относится комплекс биотит-мусковитовых гранитов, представленный мелкими выходами калинатровых гранитов на хребте Канин Камень и в ряде других выступов верхнепротерозойских пород. Время формирования этого комплекса по радиологическим данным синхронно синколлизии региональному метаморфизму в интервале 550-590 млн лет. Габбро-монцититовый комплекс характеризуется массивами биотит-авгитовых габбро и лампрофиров, известными на Северном Тимане. Их радиологический возраст по монофракции биотита 526 ± 18 млн лет. С ними ассоциируют массивы щелочных габброидов. Близкими по возрасту являются тела сиенитов, также известные на Северном Тимане. По геологическим данным сиениты моложе гранитоидов; их радиологический возраст фиксируется изохроной 530 ± 7 млн лет. Наконец, самыми поздними являются интрузии комплекса щелочных гранитоидов, возраст которых по калиевому полевому шпату и биотиту K-Ar методом соответствует 467 ± 16 и 507 ± 18 млн лет. Это отвечает интервалу времени от позднего кембрия до раннего ордовика, что характеризует, по-видимому, завершающие стадии коллизии орогенеза.

Метаморфизм в осадочных отложениях верхнего протерозоя проявлен слабо, и его уровень соответствует фации зеленых сланцев. В зонах дислокаций отмечаются минеральные парагенезисы эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, имеющие поясовое распространение.

Комплексы и структуры синколлизии краевого прогиба. В сложении Тимано-Канинского пояса по особенностям строения и составу выполняющих отложений имеются основания к выделению по его юго-западной периферии депрессионной структуры типа краевого прогиба. Структуры прогиба осложняют краевую часть перикратона и выполняются молассой преимущественно вендско-раннекембрийского возраста, а также включают, по-видимому, часть отложений флишпоидной формации.

Молассовая формация представлена терригенными пестроцветными отложениями вендского и, предположительно, нижнекембрийского возраста. Мощность отложений достигает 1,5 км.

В свою очередь, в пределах Кваркушского поднятия на юго-восточном продолжении Тиманско-Протоазиатского орогена выделяются полосы распространения терригенно-сланцевых и вулканогенно-осадочных отложений, относимых к вендскому уровню. По геологическим и сейсмическим данным, они выполняют структуры достаточно погруженных депрессий, сопоставимых со структурами предгорного прогиба. Особенно это относится к западной периферии поднятия, отложения которых подразделяются на флишпоидную серебрянскую серию ниж-

него и моласоидную сыльвицкую серию верхнего венда, что позволяет рассматривать последнюю в качестве характерной для предгорного прогиба.

Основную часть сыльвицкой серии верхнего венда составляют накопления флишево-молассового формационного ряда. В основании комплекса этих накоплений находится фалаховая формация, сложенная полевошпат-кварцевыми песчаниками и гравелитами, включающими редкогалечные конгломераты с обломками подстилающих пород. Выше залегают отложения флишеидной формации, сложенные преимущественно мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и разнообразными переходными разностями между ними. Для нижних частей разрезов типична ритмичная горизонтальная слоистость, а для верхних частей — обилие косослоистой слоистости и развитие в составе тектурных форм механоглифов флишеидного типа, в целом подчеркивающих фациальные особенности отложений. В верхних частях разреза серии появляются более грубообломочные отложения, близкие к моласоидам и представленные красноцветно-сероцветными полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов.

Следует отметить, что к северной части Кваркушского поднятия приурочен сложнопостроенный метаморфический ареал, в котором выделяются как высокотемпературные парагенезисы, так и глаукофансланцевые. Можно полагать, что он также отражает проявление верхнепротерозойских коллизионных процессов.

Ж. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

К числу структурных элементов, соответствующих периоду развития океанического протобассейна и формирования верхнепротерозойского орогена, относятся, прежде всего, элементы, которые выделяются в верхнепротерозойских образованиях и перекрываются (“запечатываются”) палеозойскими отложениями. Таким элементам отвечают, в частности, системы надвигов и покровно-надвиговых структур Тиманского выступа. Осевое положение здесь занимает так называемый Центральный, или Центрально-Тиманский, надвиг, контролирующей положение полосы рифогенных известняков. Предполагается, что ему соответствует палеограница палеошельфовых и континентально-склоновых фаций и, соответственно, граница, вдоль которой происходит смена крутизны погружения перикратона.

В сторону палеократона выделяется система Западно-Тиманских надвигов, а к северо-востоку — Притиманских надвигов, основная часть которых перекрыта палеозойскими отложениями. Выделяемый по геофизическим данным региональный Притиманский разлом фиксирует, как предполагается, зону причленения крупных террейнов, включая Притиманский микроконтинентальный блок. Еще севернее выделяется Колвинский надвиг, заложившийся, по-видимому, в рифейское время, но неоднократно активизировавшийся, как можно судить по составу слагающих Колвинское поднятие образований, и в палеозойское время.

Другая группа структурных элементов характеризует строение верхнепро-

терозойских океанических и островодужных ассоциаций, обнажающихся соответственно в Оченырдском, Манитанырдском и Енганэпейском поднятиях. Структурные элементы имеют характер разломов, а также границ надвигов и покровно-надвиговых образований. Соответственно, они разделяют зоны развития ассоциаций разных геодинамических обстановок, а также фациальной природы. К особым образованиям относятся структурные элементы, характеризующие палеосуруры.

Наконец, следует выделить структурные элементы, которые выявляются в зоне развития древних террейнов и ассоциаций межтеррейновой коллизии. Ведущими структурами здесь являются аккреционно-коллизионные швы, по которым сочленяются террейны. Швы имеют северо-западные простирания и частично перекрыты палеозойскими отложениями пришовных депрессий. Один из таких швов проходит по южной периферии Хобеизского выступа дорифейских образований и продолжается в северо-западном направлении, где фиксируется полосой развития параллельных диабазовых даек.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ЭПИОКЕАНИЧЕСКИХ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ

К образованиям эпиконтинентальных и эпикеанических палеобассейнов по особенностям состава слагающих комплексов и строения отнесены структурно-вещественные ассоциации, выполняющие на Полярном Урале Талота-Пайпудыно-Лемвинскую и на Южном Урале Сакмаро-Кракинско-Тирлянскую поясовые орогенические структуры. Кроме этого, на простирании Сакмаро-Кракинско-Тирлянской орогенической структуры выделяется Бардымская структурная зона, сложенная эпикратонными по составу ассоциациями. Имеются основания полагать, что выделенные структуры формировались в режимах частичной (эпикратонные) или полной (эпикеанические) деструкции земной коры и отвечали малым бассейнам.

А. ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПАЛЕОБАССЕЙНЫ

В пределах западной части сегмента системы на палеозойском уровне по комплексу признаков выделяются ассоциации, связанные с ранними этапами процессов растяжения допалеозойской континентальной коры. Вместе с этим растяжение сопровождалось лишь частичной деструкцией последней и формирование ассоциаций на этом этапе протекало в эпиконтинентальных обстановках.

Как показывают материалы палеогеодинамических реконструкций, ассоциации эпиконтинентального рифтогенеза, которыми начинаются процессы деструкции континентальной протокры, в западном секторе имеют ограниченное проявление. По геологическому времени они соответствуют преимущественно кембро-ордовикскому возрастному уровню. К ним относятся контролируемые ре-

гиональными разломами мелкие щелочно-ультрабазитовые массивы, характеризующиеся радиологическими возрастными 550-450 млн лет (данные А. А. Краснобаева, U-Pb метод), а также тяготеющие к ним трахитоидные вулканы. Региональные разломы могут также сопровождаться метаморфогенно-метасоматическими аралами.

Вдоль восточной периферии Русской протоплиты и выступов образований Тимано-Протоазиатского орогена располагаются зоны развития магматических и осадочных образований кембро-ордовикского и силурийско-девонского уровней, которые связаны с развитием эпиконтинентальных краевых бассейнов в условиях частичной деструкции континентальной коры и ее рифтогенного растяжения. Развитие бассейнов сопровождалось проявлением геодинамических обстановок *эпиконтинентального рифтогенного растяжения* и *эпиконтинентального бассейна*. Ассоциации таких геодинамических обстановок установлены, прежде всего, в Талота-Пайпудыно-Лемвинской зоне на Полярном Урале, а также в пределах Бардымской зоны на Южном Урале. Зоны имеют разную степень дислоцированности, что послужило причиной отнесения части из них к краевым аллохтонам, которые представляют собой блоки пород, перемещенные из восточной океанической области.

Талота-Пайпудыно-Лемвинский эпиконтинентальный бассейн. Талота-Пайпудынская и Лемвинская полосы распространения вулканогенных, вулканогенно-терригенных и терригенно-сланцевых отложений отвечают ассоциациям Талота-Пайпудыно-Лемвинского эпиконтинентального палеобассейна. С запада полоса ограничена Оченырским и Манитаньрским выступами, в то время как на востоке срезается и деформируется фронтальными частями офиолитовых массивов палеозойского орогена, а также Харбейским выступом. Лемвинская полоса характеризуется высокой степенью дислоцированности с образованием систем покровов и надвигов, а также преобладанием в ее сложении сланцевых накоплений. Вместе с этим слагающие Талота-Пайпудыно-Лемвинскую полосу геологические комплексы достаточно характерны для эпиконтинентальных бассейнов, формирующихся на рифтогенных окраинах.

К самым ранним образованиям относятся образования позднекембрийско-ордовикской молассоидно-грабеновой серии, включающей позднекембрийско-ордовикские *песчано-галечный* и *песчано-алевритовый* комплексы и ордовикский *алеврито-песчаный* комплекс.

Отложения молассоидно-грабеновой серии распространены в основном по западной периферии характеризуемой полосы, а также в ее северной части на Нундерминском поднятии. По своим формационно-фациальным особенностям отложения серии отвечают условиям рифтогенного растяжения. В составе конгломератов присутствуют обломки подстилающих образований.

Основная часть выделенных зон слагается ордовикскими накоплениями *кремнисто-сланцевого* и *кремнисто-карбонатно-сланцевого* комплексов, которые в осевой части сменяются сложными по составу и строению образованиями *базальт-терригенно-сланцевого* комплекса, характеризующего геодинамические

условия *эпиконтинентального бассейна*. В сложении этого бассейна участвуют песчано-сланцевые отложения, чередующиеся с горизонтами и пластами толеитовых базальтов. Комагматы базальтов представлены габбро-диабазами, диабазами, долеритами, которые слагают пластовые интрузии и секущие дайки.

По периферии зоны на локальных поднятиях присутствуют крупные тела кислых вулкаников, выделяемые в пайпудынский комплекс риолитов и трахириолитов. Радиологический возраст риолитов по циркону U-Pb-методом определен значениями 482.4 ± 1.1 , 485.1 ± 4.1 и 492 ± 2.8 млн лет, что соответствует интервалу позднего кембрия - раннего ордовика [Риолитовые комплексы..., 2004].

Бардымский эпиконтинентальный бассейн. Геодинамические ассоциации, характеризующие Бардымский эпиконтинентальный бассейн, располагаются в пределах Уфимского континентального выступа. Бассейн развивался в течение раннего палеозоя в пределах рифтогенной палеоокраины Южного Урала. Его ассоциации представлены, соответственно, кембро-ордовикскими магматическими и осадочными образованиями, слагающими Бардымско-Нязепетровскую тектоно-геодинамическую мегазону. Присутствующие в ее западной части карбонатные и карбонатно-сланцевые отложения среднего палеозоя относятся к палеошельфовым накоплениям пассивной континентальной окраины. Как раннепалеозойские, так и среднепалеозойские образования деформированы в систему покровных и чешуйчато-надвиговых структур [Жилин, 1974; Камалетдинов, 1974; Живкович, Чехович, 1985; Жилин, Нечехужин, 2000].

В составе ранних осадочных образований Бардымско-Нязепетровской зоны выделяется раннепалеозойская толща, сложенная конгломератами, аркозовыми песчаниками, кварцитами. Имея распространение в восточной части зоны, отложения толщи по набору пород близки к образованиям *грабеновых фаций*, отвечающих геодинамическим обстановкам *рифтогенного растяжения* континентальной коры, сменяющимся геодинамическими обстановками формирования и развития *эпиконтинентального бассейна*.

В частности, по своим параметрам среди интрузивных образований этой зоны им соответствуют интрузивные комплексы щелочно-ультрабазитовой (щелочных пироксенитов), дифференцированной пироксенит-перидотитовой, габбро-диоритовой и габбро-сиенитовой формаций. Вулканические комплексы соответствуют здесь формации траппоидов, а также трахибазальт-трахитовой и базальт-андезито-базальтовой формациям. Такие формации, как известно, также более характерны для внутрикратонных обстановок.

К магматическим образованиям, имеющим более выраженное индикаторное значение для режимов эпиконтинентального растяжения, следует отнести, прежде всего, комплексы щелочно-ультрабазитовой и дифференцированной пироксенит-перидотитовой формаций, а также вулканогенные накопления формации базальтоидных траппоидов. К более поздним образованиям относятся образования габбро-диоритовой и габбро-сиенитовой формаций в интрузивных фациях и базальт-андезито-базальтовой и трахибазальт-трахитовой формаций для эффузивных фаций.

В своем характерном строении и составе щелочно-ультраосновная формация представлена Суоямским массивом. Массив проявляет черты заметного концентрически-зонального строения, при котором его центральная часть сложена щелочными пироксенитами с возрастом 470-595 млн лет по калий-аргоновому методу (данные И. В. Жилина), а периферия — апоультрабазитовыми серпентинитами. Внедрения комплексов пироксенит-перидотитовой формации образуют линейные тела, в сложении которых участвуют главным образом в разной степени серпентинизированные дуниты, железистые пироксениты, клинопироксениты. Накопления траппоидов слагают восточную часть зоны, выполняя структуру палеодепрессии. В ее основании находится гравелит-терригенно-сланцевая толща предположительно ордовикского возраста, выше которой залегают с силурийской фауной лавы и туфы базальтового состава с прослоями кремнистых и глинисто-кремнистых пород. По петрохимическим параметрам вулканогенные породы близки траппоидам.

Интрузии габбро-диоритов имеют, по-видимому, нижнедевонский возраст, поскольку прорывают накопления базальт-андезито-базальтовой формации, для которых по фаунистическим остаткам принят верхнесилурийско-нижнедевонский возраст. Интрузии представлены в основном массивами габброидов и диоритов, реже гранодиоритов и гранитов. В близкой позиции находятся контролируемые разломами интрузии габбро-сиенитовой формации, в составе которой выделяются монзониты, сиенито-диориты, нефелиновые и щелочные сиениты, имеющие по калий-аргоновому методу возраст 370-385 млн лет. Среди вулканических накоплений базальт-андезито-базальтовой формации преобладают мелко-обломочные туфы базальтовых порфиритов, с которыми присутствуют их лавы, туфобрекчии, агломератовые и лапиллиевые туфы, аглютинаты.

Вулканогенные накопления трахибазальт-трахитовой формации приурочены к зоне субмеридиональных разломов в южной части зоны и включают раннюю натриевую и более позднюю калиевую серии. По данным исследований, натриевая серия представлена малокалиевыми микропорфиритами, а калиевая, имеющая, по определениям калий-аргоновым методом возраст 370 млн лет, продуктами двух специфических по составу фациальных разностей, характерных для платформенных обстановок. Первая из них представлена кимберлитоподобными ксенотуфобрекчиями жерловой фации, а вторая — субвулканическими дайками с составами от лимбургитов до трахитов. Кимберлитоподобные зруптивныи брекчии состоят преимущественно из обломков оливин-пироксеновых, пикритовых, пикрит-базальтовых и трахибазальтовых порфиритов, с которыми присутствуют редкие глыбовые ксенолиты вмещающих пород. Дайковая фация представлена лимбургитами, трахибазальтами, трахиандезитами, андезито-трахитами и трахитами.

Как будет рассмотрено далее, по особенностям положения в региональном плане нельзя исключать, что Бардымская зона является северным продолжением Сакмаро-Кракинско-Тирлянского орогенического пояса.

Б. ЭПИОКЕАНИЧЕСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ ПАЛЕОБАССЕЙНЫ

В условиях высокой интенсивности эпиконтинентального растяжения, включающего эпизод полной деструкции континентальной коры, формируются ассоциации *эпиокеанических рифтогенных палеобассейнов*. Такие ассоциации локализованы в Сакмаро-Кракинско-Тирляньском поясе на Южном Урале.

Геодинамические ассоциации, которые рассматриваются в качестве образований рифтогенного океанического палеобассейна, слагают протяженный пояс в западном секторе Южного Урала. Структурно пояс располагается между суваньякским блоком и выступами рифейских образований Башкирского поднятия, а также перекрывающими их отложениями нижнего и среднего палеозоя.

По геологическому возрасту ассоциаций, эпиокеанический палеобассейн развивался в основной своей части с раннего ордовика до среднего девона. Вместе с этим начальный этап эпиконтинентального рифтогенеза соответствует, скорее всего, позднему венду-кембрию, а закрытие океанической области продолжилось формированием и выполнением в интервале позднего девона и раннего карбона надшовной Зилаирской депрессии. Такое ее положение соответствует модельным построениям постколлизиионного развития рифтогенных бассейнов.

Соответственно, в современном структурном плане в составе Сакмаро-Кракинско-Тирляньского пояса выделяются Сакмаро-Медногорская и Кракинская подзоны, а также располагающаяся между ними Зилаирская депрессия. На южном окончании пояса выделяется Косистекская зона. Северным продолжением пояса рассматривается зона Тирляньской депрессии и продолжающая ее полоса раннепалеозойских отложений Кирыбинской подзоны. Геологические комплексы, слагающие Сакмаро-Кракинско-Тирляньский пояс и его структурные зоны, достаточно полно характеризуют палеогеодинамические условия формирования рифтогенного краевого океанического бассейна и его периферийного обрамления.

Другие исследователи рассматривают Сакмарскую и Кракинскую зоны или как систему аллохтонных пакетов, ассоциации которых перемещены из Магнитогорской зоны (М. А. Камалетдинов, С. В. Руженцев), или как результат тектонического сгущивания и надвигания на пассивную окраину Русской плиты западной краевой части Уральского палеоокеана (А. С. Перфильев, В. Н. Пучков, К. С. Иванов).

По материалам реконструкций, формирование Сакмаро-Кракинско-Тирляньского эпиокеанического рифтогенного бассейна сопровождалось проявлением геодинамических обстановок *эпиконтинентального рифтогенного растяжения, эпиокеанического раздвижения и коллизии*. Ряды комплексов, отражающих последовательность этих геодинамических обстановок и структурное положение характеризующих их ассоциаций, получили разной детальности описание, прежде всего, в работах исследователей, придерживающихся представлений об автономном характере развития Сакмаро-Кракинско-Тирляньского бассейна [Кориневский, 1988, 2007; Серавкин, Родичева, 1990]. Наиболее полные ряды геодинамических ком-

плексов этого бассейна проявлены в центральной части Сакмаро-Медногорской подзоны, для которых стратиграфическая последовательность и характеристика приводятся с учетом последних данных. Однако характеристику палеогеодинамических ассоциаций Сакмаро-Кракинско-Тирлянского пояса целесообразно начать с образований Тирлянской депрессии и продолжающей ее в северном направлении Кирыбинской подзоны, где выделяются наиболее ранние ассоциации эпикоеанического палеобассейна.

В пределах Тирлянской депрессии и на ее северном продолжении к самым ранним образованиям рифтогенного растяжения, отвечающим начальному периоду формирования пояса, отнесены верхние части допалеозойского разреза, выделяемые в аршинскую свиту верхнего венда-кембрия (?). Подстилающие эту свиту отложения кургашлинской и криволукской свит большинством исследователей объединяют с верхнерифейскими накоплениями. В пределах депрессии и на ее северном продолжении аршинская свита представлена конгломератами, песчаниками, разнообразными кварц-хлорит-серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами, глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями карбонатов. Существенную роль играют также основные вулканы и дайки. По составу вулканы соответствуют комплексу субщелочных оливиновых базальтов, что характерно для ранних этапов рифтогенного растяжения. С процессами деструкции связано, вероятно, и образование метасланцев.

В Сакмаро-Медногорской подзоне в качестве самых ранних образований палеогеодинамической последовательности формирования эпикоеанического бассейна рассматриваются вулканогенные и вулканогенно-терригенные комплексы, которые соответствуют лушниковской свите. Образования свиты распространены по восточной периферии подзоны и перекрывают южную часть суванякского блока, а также большую часть продолжающего его эбетинского выступа. Другие исследователи вулканогенные накопления лушниковской свиты относят к продуктам энсиалического вулканического пояса венд-кембрийского уровня, а терригенную часть отложений — к образованиям допалеозойской аккреционной призмы [Самыгин, Руженцев, 2004]. Вулканические накопления лушниковской свиты представлены образованиями базальт-андезит-риолитовой и трахибазальтовой формаций и разнообразными эпикластами. В составе алевропелитового матрикса эпикластов установлена брахиоподовая фауна тремадока, что позволяет рассматривать время накопления вулканогенных пород на уровне позднего кембрия - раннего ордовика и связывать с обстановками рифтогенного растяжения.

В еще большей степени условиям рифтогенного растяжения отвечают ряды грабеновых образований Сакмаро-Медногорской подзоны. Они включают карбонатно-терригенно-трахибазальтовый и терригенный комплексы медногорской и кидрясовской свит, а также комплекс щелочных базальтоидов куагашской свиты. По геологическому возрасту эти свиты относятся к уровню верхнего кембрия и нижнего ордовика. В сложении карбонатно-терригенно-трахибазальтового комплекса участвуют интенсивно дислоцированные песчано-сланцевые отложения с глыбами рифовых археоциатовых известняков, включающих отдельные бу-

динированные прослои и будины трахибазальтов. По петрохимическим параметрам трахибазальты относятся к толеитовой серии, а по сумме щелочей — к низкокалийным (окиси калия 0,25-0,35 %) образованиям субщелочного ряда (сумма щелочей до 5,6 %). Терригенный грабеновый комплекс сложен перемежающимися пластами кварцевых и аркозовых песчаников. Накопления комплекса распространены в южной части периферии Сакмаро-Медногорской подзоны.

Тесно с грабеновыми комплексами сочетается распространенный по западной и восточной периферии зоны флишеподобный терригенно-сланцевый комплекс кураганской свиты, для которой принимается возраст нижнего - среднего ордовика. В отдельных участках в ассоциации с алевропелитовыми и кремнистыми сланцами комплекса имеют развитие базальтовые накопления, выделяемые в баулукский оливин-базальтовый комплекс. Накопления комплекса представлены шаровыми лавами базальтов, вариолитов, оливиновых базальтов, долеритов, а также гиалокластитов. Встречаются дайки габбро-диабазов и диабазов. По петрохимическим параметрам базальты относятся к субщелочным разностям (сумма щелочей 4,0-5,0 %) натриевого или калиево-натриевого типа щелочности.

Формационный ряд образований геодинамических обстановок эпикоеанического раздвижения в Сакмаро-Медногорской подзоне включает несколько геологических комплексов. Начинается этот ряд толщей базальтов и кремнистых пород, объединяемых в кармолинский базальт - кремнистый комплекс. Накопления комплекса вместе с сопровождающими их телами апоультрабазитовых серпентинитов составляют ассоциацию пород, сопоставимую с характерной для океанической коры офиолитовой ассоциацией. В структурном отношении образования ассоциации слагают несколько тектонических пластин, смятых в систему синформ. В пределах зоны основная их часть локализована по ее восточной периферии, на продолжении полосы, включающей Кемпирсайский и Хабарнинский габбро-ультрабазитовые массивы.

Базальты кармолинского комплекса представлены мелкопорфировыми и афировыми подушечными эффузивами и хорошо раскристаллизованными диабазами, долеритами и габбро-диабазами, слагающими потоки, силлы и отдельные штоки. Базальты комплекса относятся к натриевой серии с низкими содержаниями окиси калия (в среднем 0,1-0,2 %), умеренными содержаниями окиси титана (1,5-2,0 %) и содержаниями Rb и Sr, а также редких элементов, характерных для океанических базальтов.

На продолжении восточной полосы размещения офиолитовых ассоциаций в пределах Сакмаро-Медногорской подзоны находятся крупные Хабарнинский и Кемпирсайский габбро-ультрабазитовые массивы, обычно относимые к составным частям офиолитовых ассоциаций океанической коры. Кемпирсайский массив сложен преимущественно дунит-гарцбургитовым и габбровым комплексами, в то время как Хабарнинский массив имеет более сложный состав. Кроме отмеченного комплекса калиевых габбро, в него входят габбро-нориты, а также верлит-клинопироксенитовый и габбро-плагиогранитный комплексы. К западной периферии массива примыкает блок, имеющий черты комплекса параллель-

ных диабазовых даек. По восточной периферии Кемпирсайского массива развит комплекс гранатовых амфиболитов.

Приуроченность Хабарнинского и Кемпирсайского массивов к зоне с утоненной континентальной корой рифтогенного типа строения, комагматичность калиевых габброидов с рифтогенным комплексом щелочных базальтов, как и их залегание в полосе рифтогенных ассоциаций, особенности строения и состава явились параметрическими критериями для переоценки геодинамической природы этих массивов. В соответствии с отмеченными данными высказываются представления о вполне возможной связи становления этих массивов с процессами рифтогенного растяжения и внедрения на стадии перехода режима этих процессов к океаническим обстановкам в форме сложных диапиров.

Следующую группу образований, относимых к геодинамическим обстановкам эпокеокеанического раздвижения, составляют вулканогенные накопления, которые представлены в разной степени дифференцированными комплексами. Им соответствуют блявинский контрастно дифференцированный базальт-риолитовый (спилит-кератофировый) и утягуловский базальт-андезит-риолитовый комплексы. Оба отмеченных комплекса пространственно и структурно локализованы в пределах тектонических блоков, располагающихся в центральной части Сакмаро-Медногорской подзоны. Тектонические блоки имеют сложное многокровное строение, по периферии включают тела серпентинитов и смяты в синформы. В эту же группу следует включить, по-видимому, и имеющий локальное развитие ишмуратовский риодацит-базальтовый комплекс.

Базальт-риолитовый комплекс сложен чередующимися толщами базальтов и риодацитов. Кроме того, в базальтовом разрезе присутствуют андезибазальты, андезиты, андезидациты, а в разрезе кислых вулканитов — риолиты. Вулканические накопления базальт-андезит-риолитового комплекса сложены основными эффузивами, андезитами, дацитами, риолитодацитами и дацитами. По формационным, петрохимическим и геохимическим особенностям вулканогенные породы обоих комплексов близки к островодужным ассоциациям.

В большинстве случаев для дифференцированных комплексов принимался силурийский возраст. Вместе с этим существовали представления о девонском или среднеордовикском его возрасте. Особенная неясность относилась к рудосносному контрастно дифференцированному комплексу, для которого отсутствовали находки значимой фауны. Однако в последний период опубликованы данные об обнаружении в кремнистых прослоях отложений этого комплекса многочисленных находок конодонтов, закрепляющих для него верхнеордовикский возраст [Верхнеордовикский..., 2004]. Близкий по значению возраст имеют, по-видимому, и накопления базальт-андезит-риолитового комплекса.

К образованиям эпокеокеанического раздвижения отнесен также кремнисто-сланцевый (фтанитовый) комплекс сакмарской свиты. Комплекс сложен фтанитовыми и аргиллитовыми сланцами с прослоями кремнистых пород. Накопления комплекса имеют широкое распространение в зоне, располагаясь преимущественно по ее западной и восточной периферии. Кроме этого, они узкой полосой

прослеживаются в северном направлении вдоль суваньянского блока. В пределах западной периферии Кракинской зоны этому уровню отвечают накопления глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, которые выше по разрезу сменяются карбонатными отложениями нижнего девона. Такие фациальные особенности и структурное положение отмеченных отложений дают основание для отнесения их ассоциациям пассивной континентальной окраины в фациях континентально-склоновых и палеошельфовых отложений, накапливавшихся в интервале верхнего ордовика-силура — нижнего девона.

В пределах Кракинской зоны в покровной структуре находится ассоциация, включающая ультрабазиты, кремнисто-глинистые и кремнисто-глинисто-базальтовые комплексы, сопоставимые с соответствующими комплексами Сакмаро-Медногорской подзоны. Вместе с этим здесь выделяются также ордовикские отложения, представленные кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами и сопоставимые с ордовикскими отложениями последней [Камалетдинов, Казанцева, 1983; Серавкин, Родичева, 1990]. Ультрабазиты образуют систему из тектонических покровов, известных как массивы Северного, Среднего и Южного Крака и массива Узьян. Массивы, как и зона в целом, смяты в виде синформы, включают разной ширины полосы серпентинитового меланжа. Центральные части массивов сложены гарцбургитами, которые содержат существенные по объемам включения тел и полос шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов. В отдельных пластинах по периферии выделяются маломощные зоны развития дунитов, переходных клинопироксенит-верлит-метадунитовых серий и, наконец, габброидов. На основании особенностей состава ультрабазитов эти массивы выделены в группу массивов с лерцолитовым типом разреза [Савельева, 1987].

К отличительным особенностям массивов Крака, как и расположенных севернее Миндякского и Нуралинского массивов, относится наличие в их составе гранатовых перидотитов, что в разное время отмечалось в ряде публикаций. В частности, зона гранат-сосюритовых пироксенитов была обнаружена и описана в краевой части Узьянского Крака [Москалева, Орлова, 1960; Савельева, Денисова, 1989]. В состав породы входили моноклинный пироксен, гранат и роговая обманка. Блоки гранатовых пироксенитов были встречены также в зоне развития серпентинитового меланжа на южной оконечности массива Северного Крака, а также в зоне юго-западного экзоконтакта Южного Крака. И, наконец, из гипербазитов массивов Узьянского Крака и Северного Крака выделены и описаны мелкие зерна магнийсодержащего альмандина. Как можно видеть, основная часть находок гранатсодержащих пород относятся к периферии массивов, что затрудняет привязку их к гипербазитовым комплексам. Высказывается мнение, что описанный ранее слой гранат-амфибол-пироксеновых пород в восточной части Узьянского Крака залегает непосредственно внутри лерцолитового комплекса. По этим данным, предположительно слой этих пород подстилается дунитами и перекрывается лерцолитами. Нормативно порода отвечает оливин-нефелиновому габбро, а пересчет на шпинелевую и эклогитовую нормы позволяет трансформировать ее, соответственно, в вебстерит и бескварцевый эклогит [Русин, 2002]. Отметим

также, что по степени окисления ультрамафиты массивов Крака, и прежде всего массива Северного Крака близки к внутрикоровым массивам типа Бени-Бушера и их аналогов [Чащухин и др., 1998].

Из всех массивов радиологический возраст изучался по цирконам U-Pb методом только относительно ультраосновных пород массива Узьянского Крака [Краснобаев и др., 2008]. Эти исследования показали, что возрастной интервал цирконов лерцолитов определяется значениями от 2038 ± 20 млн лет до 402 ± 5 млн лет, цирконов пироксенитов от 953 ± 11 млн лет до 378 ± 4 млн лет, цирконов дунитов от 632 ± 11 млн лет до 196 ± 4 млн лет. Вместе с этим авторами исследований подчеркивается наличие совпадающих по времени этапов развития 550-590 млн лет и 440-480 млн лет.

В сложении базальтов кремнисто-базальтового комплекса участвуют подушечные лавы афировых базальтов и хорошо раскристаллизованные диабазы и долериты, образующие лавы, силлы, штоки. По химическому составу породы комплекса отвечают натриевым толеитовым сериям океанического типа.

К массивам с лерцолитовым типом разреза близки также Нуралинский и Миндякский массивы, которые располагаются в пределах коллизионного шва на северном продолжении Кракинской зоны. Это не исключает их принадлежности к сложной по строению зоне коллизионного шва, а в целом к Сакмаро-Кракинско-Тирлянскому поясу.

В сложении Нуралинского массива участвуют лерцолиты, а также дунит-гарцбургитовая и дунит-верлит-клинопироксенитовая серии, занимающие определенное положение в разрезе. Крайнюю, западную часть массива, которая отвечает низам разреза, слагает широкая полоса преимущественно крупнозернистых плагиоклазовых и бесплагиоклазовых лерцолитов. К востоку она сменяется зоной гарцбургитов, в которой постепенно возрастает количество дунитов. Еще восточнее обнажаются полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты и вебстериты, от которых полосой серпентинитов отделены пластины верхней части разреза, сложенные роговообманковыми амфиболитами и тоналитами. Структура массива образуется системой тектонических пластин.

Лерцолиты представлены их шпинель-плагиоклазовыми и шпинелевыми разностями. Шпинель-плагиоклазовые лерцолиты составляют большую часть разреза массива. Они сложены оливинном, энстатитом, диопсидом; плагиоклаз отвечает анортиту, присутствует темно-бурый или непрозрачный хромшпинелид. Шпинелевые разности сложены равными количествами оливина, энстатита и диопсида; содержат единицы процента светлого или оливкового ксеноморфного хромшпинелида. В дунит-гарцбургитовых комплексах гарцбургиты слагают нижнюю часть разреза и состоят из преобладающего оливина, энстатита и примеси хромшпинелида и диопсида. В сложении полосчатой дунит-клинопироксенитовой серии участвуют дуниты и верлиты. Между выделенными сериями пород наблюдаются постепенные переходы.

Расположенный южнее Миндякский массив слагается близкими по составу комплексами пород.

К уровню среднего девона относится трахилипаритовый комплекс чанчарской толщи, имеющий, по-видимому, существенное значение для оценки палеогеодинамических условий обстановки сжатия и коллизии.

Завершающая формирование пояса Зилаирская депрессия выполнена преимущественно накоплениями флишеидной терригенно-сланцевой серии. Серия представлена кварц-полевошпатовыми и полевошпат-кварцевыми граувакками с обломками вулканитов, интрузивных пород, кремней, метаморфических пород, серпентинитов. Соотношения с подстилающими толщами как постепенные, так и несогласные. Структурно депрессия занимает надшовное положение, что в геодинамических моделях соответствует постколлизионной стадии рифтогенных бассейнов [McKenzie, 1978; и др.].

В. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В качестве основных типов структурных элементов в пределах орогенических поясов, сформировавшихся при аккреции ассоциаций эпикратонных и эпикоеанических бассейнов, выделяются региональные надвиги и покровы, а также более локальные разломы. Другой тип составляют синформы, в которые преобразованы эпиостроводужные ассоциации Сакмарской зоны. В свою очередь, в пределах Талота-Пайпудыно-Лемвинской зоны выделена структурная граница распространения региональных надвигов, которыми захвачены ассоциации этой зоны. Граница заметно несогласна со структурами Печорской впадины и частично срезает их, являясь своеобразным швом аккреционно-коллизионного сочленения ассоциаций этой впадины и ассоциаций Талота-Пайпудыно-Лемвинской зоны.

4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ

Палеозойский бассейн, ассоциации которого слагают Уральский ороген, включал две главные части. Одной, восточной, части отвечал океанический палеобассейн, в то время как другой, западной, части соответствовала его периферия, основанием которой служил восточный край кратона с осложнявшими его геодинамическими элементами. Граница сочленения этих частей имеет большое значение для геодинамического анализа, поскольку они относятся к двум разным литосферам – океанической и континентальной. В традиционных схемах эта граница соотносится с зоной так называемого “Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР)”. По материалам геодинамических реконструкций, эта зона имеет характер сочленения двух разных литосферных плит. По этому общему признаку в описательном разделе она обозначается как зона Трансуральского тектонического шва, а ее тектоно-геодинамическое значение будет рассмотрено ниже в соответствующем разделе.

В соответствии со сказанным, к востоку от Трансуральского тектонического

шва широко распространены палеоокеанические и периокеанические ассоциации. В северной части они имеют более ранние геологические возраста относительно южной части. Последнее позволяет предполагать, что эти ассоциации принадлежат либо разным океаническим бассейнам, либо развивавшимся в разное время сегментам одного крупного бассейна. В свою очередь, южный сегмент контактирует с фрагментом зоны распространения океанических и периокеанических комплексов, которые принадлежат Казахстанской орогенической области. Вместе с этим к западу от тектонического шва на палеозойском уровне происходило накопление преимущественно осадочных отложений, формирование которых связывается с геодинамикой пассивной континентальной периферии океанических бассейнов.

А. ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

В качестве параметрического объекта океанической коры рассматриваются офиолитовые ассоциации. К образованиям океанической коры отнесены также дунит-клинопироксенитовые комплексы, находящиеся в ассоциации с базальтовыми породами. Имея сходство с корой современных океанов, офиолитовые ассоциации характеризуются, как известно, последовательной сменой вверх по разрезу ультрабазитовых (дунит-гарцбургитовых, гарцбургитовых) комплексов, отвечающих образованиям океанической мантии, комплексами габброидов и секущими комплексами параллельных диабазовых даек. С ними ассоциируют спилиты и базальты, а также накопления вулканогенно-кремнистых и кремнистых пород. Однако такие полные разрезы океанической коры, содержащие в нижней части разрезов ультрабазиты в аккреционно-коллизийных орогенах встречаются редко. Это относится и к Уральскому орогену. В значительной части тектонические фрагменты океанической коры здесь располагаются вдоль сложно построенного Трансуральского тектонического шва (Главного Уральского глубинного разлома ГУГР, по И. Д. Соболеву, 1969).

В этом отношении достаточно выраженным примером строения и состава офиолитовой ассоциации может рассматриваться разрез в средней части Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале [Язева, Нечеухин, 1976; Савельев, Савельева, 1977; и др.]. Здесь с запада на восток, вверх от подошвы разреза, последовательно обнажаются комплексы: 1) дунит-гарцбургитовый с подчиненным количеством лерцолитов общей мощностью от 4,0 до 6,0 км; 2) дунит-верлит-клинопироксенитовый с подчиненным количеством троктолитов и плагиоклазсодержащих ультрамафитов мощностью до 600 м; 3) массивных полосчатых габбро, габбро-норитов и оливиновых габбро мощностью до 1100 м; 4) такситового габбро и амфиболовых габброидов в тесной ассоциации с комплексом параллельных диабазовых даек или дайковых роев общей мощностью около 1000 м; 5) подушечных лав с прослоями кремнистых пород колеблющейся мощности 50-100 м. Толща такситовых габбро и габбро-амфиболитов содержит зоны и участками сменяется по простиранью и по разрезу плагиогнейсами.

Радиологические датировки пород офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыннинского массива и его составных частей немногочисленны. При этом в отношении приводимых древних датировок Rb-Sr-методом со значениями 1,4 млрд лет по ряду признаков предполагается значительная нарушенность радиологических систем, как и их высокая загрязненность [Геохимия изотопов..., 1983]. Достаточно близкими к истинным значениям можно предполагать датировки U-Pb-методом цирконов из плагиогранитов, завершающих кристаллизацию диабазовых даек в северо-восточной части массива и показывающих раннеордовикский возраст 490 ± 7 млн лет для этих плагиогранитов, а также залегающих среди них образований дайкового комплекса [Хаин и др., 2004]. При датировании Sm-Nd-методом пород Райизского массива получены значения возраста для гарцбургитов 409 ± 26 млн лет и для верлита из дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса 410 ± 15 млн лет (данные Ю. Л. Ронкина с коллегами).

Вместе с этим имеют место данные о наличии в сложении Войкаро-Сыннинской офиолитовой ассоциации скоплений хромитовой и оливиновой минерализации, которые содержат зерна циркона с вендскими датировками [Савельева и др., 2007]. Выполненные для этих зерен U-Pb-определения на ионном микрозонде SHRIMP-II показали, что их средний радиологический возраст составляет $585,3 \pm 6$ млн лет. Авторы данных полагают, что полученный возраст соответствует событиям в докембрийской верхней мантии и океанической коре. В последующем при формировании островодужных комплексов палеозоя фрагменты докембрийской океанической коры вовлекались в магматические и флюидные процессы, сопровождавшие образование этих комплексов, в том числе в процессы переноса материала верхнепротерозойской океанической коры на уровень горизонтов палеозойской океанической коры. В пределах последней, как предполагается, происходило образование минеральных ассоциаций, которые включали цирконы, сохранившие верхнепротерозойские радиологические возрастные системы.

В Щучьинской зоне намечается близкий разрез офиолитовой ассоциации, которой слагается ряд массивов зоны, объединяемых под общим названием "Хадатинский массив". Восточнее располагаются узкие полосы пород дунит-верлит-клинопироксенитового и габбрового комплексов. Первые изотопные возраста для офиолитов Хадатинского массива были получены Ar-Ar-методом по минералам. Они составили по первичной роговой обманке из амфиболитового габбро 419 ± 33 млн лет и по свежему плагиоклазу из габбро 491 ± 27 млн лет. В последнее время Л. И. Гурская и Л. В. Смелова [Гурская, Смелова, 2003] привели данные выполненных ими Sm-Nb – датирований по породе в целом и минералам из образцов лерцолита, гарцбургита и габбро-норита. Этими авторами приводится возраст 604 ± 39 млн лет, который рассматривается ими как время образования всех исследованных пород.

Вместе с этим в работе коллектива авторов [Тектоническая история..., 2001] в зоне предполагается второй офиолитовый комплекс со среднедевонским возрастом. Однако по составу и строению он соответствует, скорее всего, фрагменту сложной покровно-надвиговой структуры или меланжу. В таком случае комплекс

может содержать литоблоки пород разного, в том числе среднепалеозойского возраста.

В Тагильской зоне в качестве тектонических фрагментов океанической коры рассматриваются, прежде всего, небольшие массивы ультрабазитов Салатимского пояса и связанные с поясом зоны меланжа. К элементам океанической коры отнесены нами также небольшие зональные тела дунит–клинопироксенитовых массивов. Как ультраосновные массивы Салатимского пояса, так и тела зональных дунит–клинопироксенитовых комплексов залегают среди накоплений выйской полимиктовой толщи, сопровождающей на Северном и Среднем Урале протяженный тектонический шов. Выйская толща сложена в основном в разной степени метаморфизованными базальтами и аповулканическими зелеными сланцами и амфиболитами, а также долеритами и прослоями углисто-кремнистых сланцев, кварцитопесчаников, блоками карбонатных пород. Породы толщи смяты в разноориентированные складки, осложнены надвигами и зонами blastomylonites. В северной части Среднего Урала пояс включает небольшие массивы, которые в центральной части сложены дунит–гарцбургитовыми комплексами, а по периферии серпентинитами. В пределах Северного Урала в этой полосе имеют развитие полосы серпентинитового меланжа, включающие обломки разного состава. В восточной части Тагильской зоны к фрагментам океанической коры относятся тела ультрабазитов Серовско-Маукского пояса, по сейсмоструктурным данным имеющие характер протрузий.

Зональные дунит–клинопироксенитовые массивы слагаются занимающими центральные части массивов дунитами и образующими периферию клинопироксенитами и тылаитами. К числу дунит–клинопироксенитовых массивов, связанных с формированием океанической коры, отнесены располагающиеся среди базальтов и аповулканических метабазитов Косьвинский, Вересовоборский, Светлоборский и Соловьевогорский массивы. Вероятно к этой же группе может быть отнесен Конжаковский массив, располагающийся на западной периферии тела габброидов Кытлымского массива. По ряду признаков Конжаковский дунит–клинопироксенитовый массив несет признаки тектонического совмещения с телом габброидов по аккреционно–коллизийному шву [Соколов, 1992; Объемная модель..., 2004].

В Магнитогорской зоне фрагменты океанической коры связываются с мелкими телами ультрабазитов и серпентинитовым меланжем Трансуральского тектонического шва. Серпентинитовый меланж и залегающие в нем тела ультрабазитов слагают узкую протяженную зону вдоль шва, который образует границу между Магнитогорской зоной и Присакмарско–Вознесенской зоной Сакмаро–Кракинско–Тирлянско-орогенического пояса.

Предполагается, что фрагментом океанической коры является Шууддинский комплекс параллельных диабазовых даек и вмещающие их базальты среднего девона, которые располагаются в пределах Западных Мугоджар. Однако отсутствие в ассоциации с дайками габбро–ультрабазитовых комплексов, характерных для офиолитовых ассоциаций, дает основание предполагать, что этот фрагмент, ско-

рее всего, соответствует зоне вторичного растяжения более ранней океанической коры.

Одновременно считается, что к фрагментам, прежде всего нижних горизонтов образований океанической палеокоры, относятся присутствующие в разных частях орогена литоблоки габбро-ультрабазитовых и ультрабазитовых комплексов. Соответственно, в качестве продуктов их глубокой вещественной и структурной трансформации рассматриваются пластины и будины серпентинитовых протрузий, а также ультрабазитовая составляющая поясов серпентинитового меланжа.

Образования океанической коры фрагмента Казахстанского орогена обнажаются в Денисовском блоке. Слагается блок базальтами, кремнистыми сланцами, яшмоидами, с которыми ассоциируются мелкие тела ультрабазитов.

Сложный вопрос геологического возраста офиолитовой ассоциации и, соответственно, океанической коры может определяться главным образом двумя методами. Первый из них основан на учете возраста по палеонтологическим данным входящих в состав этой ассоциации вулканогенно-кремнистых и кремнистых пород. В других случаях для оценки верхнего возрастного уровня океанической коры могут использоваться геологические и радиологические данные о времени проявления накладывающихся на офиолитовые ассоциации процессов плагиогранитизации и плагиомигматизации, часто сопровождающие конечные этапы становления океанической коры. В свою очередь, структурное становление офиолитовых ассоциаций в орогенах относится ко времени развития этапов аккреции и коллизии, возрастной уровень которых определяется по геологическому возрасту "запечатывающих" структуры этих процессов осадочных отложений или магматических комплексов.

Б. ЭНСИМАТИЧЕСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

С энсиматическими палеодугами сочетаются образования задуговых и междуговых бассейнов, составляющие в целом общую островодужную геодинамическую ассоциацию. Вместе с этим эволюционное развитие самих энсиматических островных дуг, входящих в эту сложную ассоциацию, включает проявление условий ранних, развитых и зрелых стадий, которым соответствует последовательное развитие определенных структурно-вещественных комплексов [Богатиков, Цветков, 1988].

К характерным образованиям ранней стадии развития энсиматических островных дуг относятся марианит-бонинитовые и базальтовые комплексы. Марианит-бонинитовые комплексы выявлены в ограниченном ряде мест. Породы комплекса интенсивно изменены, однако в составе вкрапленников выявляются реликты оливина, ортопироксена. Для их химического состава устанавливаются повышенные содержания окиси магния, а также обогащенность хромом и никелем. Базальтовые комплексы ранних стадий развиты более широко, слагая нижние части островодужных разрезов. К числу характерных образований относятся

вулканогенные накопления Домбаровской зоны на Южном Урале и Кабанской зоны на Среднем Урале. Они представлены базальтами толеитовой серии, содержащими редкие дайки дацитов.

Развитая стадия характеризуется широким проявлением андезитовидных комплексов известково-щелочной серии и базальт-риолитовых комплексов. В составе островодужных ассоциаций восточного сектора образованиям этой стадии принадлежит большая роль, среди них основное значение имеют вулканогенные накопления, представленные, в первую очередь, образованиями базальт-андезит-базальтового, андезит-базальтового и андезитового комплексов, а также базальт-риолитового (спилит-альбитофирового), андезит-дацитового и дацитового комплексов. Заметная роль принадлежит базальтовому комплексу, а также вулканогенно-осадочным, осадочным и терригенно-осадочным комплексам. Комагматами вулканогенных накоплений являются габбровые, габбро-плагиогранитные, диоритовые и гранодиорит-диоритовые интрузивные комплексы. По данным палеогеодинамических реконструкций намечается, что андезитовидные комплексы концентрируются во фронтальных частях островодужных сооружений, а базальт-риолитовые комплексы — в их тыловых частях. В свою очередь, андезит-дацитовые и дацитовые комплексы более характерны для задуговых бассейнов, а вулканогенно-осадочные, вулканомиктовые осадочные и терригенно-осадочные — для междуговых и остаточных бассейнов [Главные..., 1990; Коротеев, Нечуехин, 1998; и др.].

Зрелая стадия характеризуется тектоническим сочленением островных палеодуг и в целом островодужных систем, а также надвиганием их на краевые части континентов, микроконтинентов и террейнов. По своему содержанию такой процесс сопоставим с геодинамическими обстановками аккреционного скучивания и частичной коллизии. Соответственно, для зрелой стадии характерно проявление субщелочного и щелочного вулканизма, в частности вулканизма шошонитовой серии, и продуктов гранитоидного магматизма. В качестве островодужных образований зрелой стадии шошонитовые комплексы описаны для северной части Магнитогорской вулканической зоны [Язева, Бочкарев, 1998].

Формационно-фациальные и петрографические особенности островодужных ассоциаций и комплексов палеозойского океана, как и их петрохимические и геохимические параметры, достаточно детально изучались многими исследователями. Значительное число работ посвящено сопоставлению этих особенностей и параметров с особенностями и параметрами ассоциаций островных дуг современных океанов. Эти материалы дают достаточную характеристику и подтверждают правомерность выделения островодужных ассоциаций и комплексов.

В Войкаро-Сынынской и Щучинской зонах Полярного Урала островодужные комплексы практически отсутствуют, имея исключительное значение в сложении Тагильской зоны. К востоку от массивов Платиноносного пояса выделяются западная и восточная полосы вулканогенных и вулканогенно-осадочных накоплений, относящихся к двум близким по времени формированиям островодужным системам. Последние включают латеральные ряды образований ранных

и развитых, а также зрелых стадий развития островных палеодуг. При этом для развитых стадий намечается проявление комплексов как собственно островных дуг, так и задуговых структур.

В пределах Северного и Среднего Урала имеются основания выделить Западную, или Кабанско-Кумбинскую, и Восточную, или Красноуральско-Кировградскую, островодужные зоны. Эти зоны включают латеральные ряды собственно островодужных ассоциаций и ассоциаций, характеризующих задуговые и междуговые палеобассейны. Последние более подробно будут рассмотрены в следующих разделах.

Западная, или Кабанско-Кумбинская, зона островодужных ассоциаций в самой западной части включает узкую полосу слабодифференцированного базальтового (спилитового) кумбинского комплекса, вмещающего габбровые массивы Платиноносного пояса, которая восточнее сменяется полосой развития контрастного базальт (спилит)-риолитового кабанского комплекса. Кумбинский комплекс сложен в основном базальтами, андезибазальтами, туфами основного состава, прослоями яшмоидов и кремнистых сланцев. Имеют проявления дайки долеритов и габбро-диабазов. Часть даек располагается в массивах габбро-норитов Платиноносного пояса [Червяковский, Ярош, Нечухин, 1974; Петров, 2006; и др.].

В сложении кумбинского комплекса участвуют главным образом базальты и андезибазальты в лавовых фациях, туфы основного состава, яшмоиды. В контрастных частях разрезов появляются риолиты, риодациты и дациты в субвулканических и лавовых фациях. Отмечается присутствие долеритовых и габбро-долеритовых даек, прослоев эдафогенных песчаников, кремнистых сланцев, терригенных пород. По своим формационным и петрохимическим особенностям кумбинский комплекс близок к образованиям ранней стадии развития островных дуг, а кабанский комплекс более соответствует комплексам развитой стадии формирования этих дуг. Геологический возраст комплексов преимущественно по конодонтам устанавливается в интервале среднего ордовика - раннего силура [Бороздина, 2006].

Восточная, или Красноуральско-Кировградская, островодужная зона складывается главным образом накоплениями дифференцированного красноуральского комплекса развитой стадии, который сочетается с кировградской зоной развития андезит-дацитового комплекса, близкого к образованиям задугового бассейна. На ее северном продолжении находится сложно построенная полоса андезитов и трахитов, включающая массивы гранодиоритов и диоритов, что характерно для образований зрелой стадии. По сейсмоструктурным данным восточная и западная системы сочленяются по глубинному тектоническому шву, который контролирует серию надшовных депрессий, выполненных палеозойскими и юрскими осадочными породами.

С условиями островодужных обстановок связывается образование основной части массивов Платиноносного пояса, что отмечалось еще в самых ранних работах и нашло отражение в последующих публикациях [Тектоника Урала, 1977; Иванов, Шмелев, 1996; и др.].

По составу слагающих пород выделяют габбро-норитовые, габбро-плагдио-

гранитные, диоритовые массивы, а также массивы кварцевых диоритов и плагиогранитов. Такой ряд интрузивных образований позволяет предполагать, что их внедрение соизмерялось с условиями ранних, развитых и зрелых стадий формирования островодужных систем. Началу ряда отвечало, вероятно, становление массивов габбро, а завершению - внедрение массивов плагиогранитов, характеризовавших зрелые стадии островодужных обстановок.

В пределах Южного Урала островодужные ассоциации известны в интервале геологического времени от нижнего и среднего девона, которым датируются образования ирендыкского комплекса, до верхнего девона, и даже, по-видимому, до начала раннекаменноугольного времени. Последнее связано с тем, что имеются достаточные основания отнести позднедевонско-раннекаменноугольные терригенно-осадочные отложения Кизильской зоны к образованиям междуговых бассейнов, которые, соответственно, завершали развитие островодужных систем. В целом в пределах Южного Урала и его Магнитогорской мегазоны следует выделить три островодужные системы, которые приблизительно совпадают с отмечавшимися ранее системами: Западно-Магнитогорская, Центрально-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская. Однако уточнение объемов этих систем в процессе геодинамических реконструкций последнего периода и выделение собственно Магнитогорской зоны в тип сдвигово-раздвиговой геодинамической системы послужили основанием к другой схеме выделения и наименования островодужных систем этой мегазоны. Соответственно, в ее пределах с запада на восток последовательно располагаются Западная, или Ирендык-Баймак-Бурибайская, Средняя, или Учалинско-Сибайско-Гайская, и Восточная, или Гумбейско-Домбаровская островодужные системы. Каждая из выделенных систем содержит в разной степени выраженные латеральные ряды геодинамических комплексов основных стадий их формирования, которые локализовались в пределах собственно островных дуг, а также в структурах задуговых и междуговых бассейнов. Соответственно, в сложении этих систем нами выделяются зоны развития комплексов собственно энсиматических островных дуг - Ирендыкская, Учалинско-Сибайско-Гайская и Гумбейско-Домбаровская.

Ирендыкская островная дуга, входящая в состав западной островодужной системы, образуется накоплениями ирендыкского вулканогенного комплекса. Комплекс в основной части представлен андезито-базальтами, базальтами, их туфами, туфоконгломератами, туффитами. Для основания разрезов свиты и ее западной периферии характерно развитие ритмично-слоистых турбидитов, несущих черты накопления в глубоководных условиях. Возраст свиты определяется эмсом-ранним эйфелем по находкам конодонтов в кремнях из подстилающих и перекрывающих отложений [Маслов, Артюшкова, 1999]. По петрологическим параметрам вулканы ирендыкской свиты близки к образованиям ранних стадий формирования дуг.

Учалинско-Сибайско-Гайская зона распространения островодужных комплексов имеет сложное строение. В составе комплексов выявляются образования всех стадий развития энсиматических островных дуг и значительный ряд

их структурных элементов. К образованиям ранней стадии следует отнести, прежде всего, комплекс вулканогенных накоплений, слагающих поднятие хребта Карамалыташ в пределах Сибайского района. Вулканогенные накопления хребта представлены в основном спилитами и базальтами, которые в верхней части перекрываются кремнистыми породами. В ассоциации с базальтами находятся редкие дайки кислых пород. По геологическим и геофизическим данным, комплекс подстилает развитый выше контрастный вулканогенный комплекс, сложенный базальтами с горизонтами риолитовых лав и туфов. Соответственно, в северных районах этой стадии принадлежат, по-видимому, базальтовые толщи, которые присутствуют в основании карамалыташской свиты.

Продолжение латерального ряда Учалинско-Сибайско-Гайской зоны островодужных комплексов с проявлением образований развитой и зрелой стадий более полно реконструируется в ее северной, Учалинской части. Здесь образования ранней стадии сменяют в восточном направлении базальтовые накопления развитой стадии, которым отвечают комплексы базальт-риолитовой и базальт-дацит-риолитовой формаций. Полоса их развития протягивается через весь район. В южном направлении комплексы этих формаций слагают ряд вулканических поднятий, в частности Бакрузьякское и Сибайское, а также перекрытое вулканомиктовыми песчаниками улутауской свиты Подольское поднятие; еще южнее они развиты в Гайском рудном поле.

В свою очередь, в пределах Учалинского района к востоку от полосы вулканогенных образований развитой стадии выделяется зона преимущественного развития вулканогенных накоплений андезит-дацитового и андезит-дацит-липаритового составов, слагающих Александринский рудный район. По формационно-фациальным особенностям они сопоставимы с образованиями задуговых бассейнов, связанных со структурами вторичного океанического растяжения. Наконец, вулканогенные накопления крайней восточной полосы этой островодужной системы, которые протягиваются узкой зоной по ее юго-восточной периферии от поднятия Шелудивые горы и ареала интрузий, соответствуют образованиям зрелой стадии. В пределах поднятия выделяются вулканогенные комплексы субщелочного состава, включая шошонит-абсарокитовые. С ними ассоциируются габбро-граносиенитовые, монзогаббродиоритовые, габбро-диорит-гранодиоритовые, диорит-плагиогранитные и другие интрузии.

Геологический возраст островодужных комплексов Учалинско-Сибайско-Гайской зоны характеризуется фаунистическими остатками. По этим данным, в южной части зоны, в пределах Сибайского и Гайского районов, их возраст соответствует эйфельскому, а в северной части зоны, в пределах Верхнеуральского района, - живетскому уровням среднего девона. Наконец, располагающиеся по северо-восточной периферии зоны комплексы зрелой стадии, обнажающиеся в пределах поднятий хребта Шелудивые горы, имеют по находкам фаунистических остатков фамепско-франский возраст.

Гумбейско-Домбаровская зона распространения островодужных комплексов протягивается по восточной периферии Магнитогорской зоны, образования кото-

рой вероятно частично перекрывают эти комплексы. Среди последних имеются основания выделить образования, характерные для ранней и развитой стадий. Ранней стадии соответствуют базальтовые комплексы Домбаровского рудного района, где ими слагается основная часть разреза. В ассоциации с ними присутствуют дайки и мелкие sillы риолитов и дацитов. Выше по разрезу и по латерали они базальтовыми комплексами сменяются риолит-дацит-андезитовыми и риолит-дацит-базальтовыми комплексами развитой стадии формирования островодужных ассоциаций. Присутствие в зоне распространения комплексов развитой стадии многочисленных мелких интрузий кислого и среднего составов позволяет предполагать наличие здесь также и комплексов зрелой стадии.

В. ЗАДУГОВЫЕ И МЕЖДУГОВЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ

Выделение ассоциаций задуговых и междуговых бассейнов основывается на особенностях их формационного состава и положения в островодужных системах. В частности, ассоциации *задуговых бассейнов*, как показывают материалы по современным океанам, располагаются в тыловых частях островодужных систем, а в составе слагающих их комплексов преобладают андезитоидные и в разной степени дифференцированные липарит-дацит-андезитовые серии. Индикаторами процессов вторичного растяжения океанической коры могут служить комплексы параллельных долеритовых даек. В фациальном отношении отмечается сочетание фаций субмаринного и субареального типов. В свою очередь, ассоциации *междуговых бассейнов* располагаются в междуговых пространствах и характеризуются развитием вулканомиктовых, туфогенно-терригенно-осадочных, терригенно-сланцевых, карбонатно-терригенных и карбонатных комплексов. Часто присутствуют значительные по мощности горизонты кремнистых пород. В целом все это характеризует постепенное замыкание междугового пространства и, соответственно, формирование эпикратонного бассейна.

Задуговые бассейны. Как отмечалось в предыдущем разделе, ассоциации задуговых океанических бассейнов в Западно-Тагильской, Кабанско-Кумбинской, вулканогенной зоне выделяются по ее восточной периферии. Им отвечают ареалы накопления шемурского и валенторского, а также части именовского комплексов. В формационном отношении эти комплексы рядом исследователей объединялись в так называемую непрерывно-дифференцированную вулканогенную серию, сменявшую комплексы контрастной серии.

Вулканические накопления шемурского и валенторского комплексов, по данным региональных палеовулканических реконструкций [Каретин, 2000], выполняют систему вулканотектонических депрессий и кальдер, которые располагаются в западной части этой мегазоны. Основанием для депрессий и кальдер служат накопления контрастно-дифференцированного кабанского островодужного комплекса, строение которого осложняется этими структурами. Вулканотектонические депрессии и кальдеры образуют протяженную зону, которая с востока ограничивается полосой развития горных пород именовского комплекса. В

составе вулканических накоплений полосы развития депрессий и кальдер основная роль принадлежит комплексам риолит-дацит-андезитовой серии, с которыми ассоциируются интрузии габбро, диоритов и гранодиоритов. Отмечается развитие базальтов и комплексов долеритовых даек [Петров, 2006]. Именовский комплекс сложен лавовыми и туфовыми фациальными разностями андезитовой серии, которые слагают полосу по восточной периферии задугового бассейна. Геологический возраст комплексов риолит-дацит-андезитовой серии по конодонтам из прослоев яшм определяется в интервале от позднего ордовика для нижних частей их разрезов до раннего - среднего лландовери нижнего силура для верхних частей разрезов. Для комплексов андезитовой серии по конодонтам определяется венлокский возраст [Бороздина, 2006].

В качестве зоны развития ассоциаций задугового бассейна в пределах Ирландско-Баймак-Бурибайской островодужной системы Южного Урала выделяется Баймак-Бурибаевская зона, располагающаяся на южном окончании этой системы. Зона характеризуется двучленным строением. В нижней части она слагается базальтовыми и андезит-базальтовыми накоплениями, а в верхней — преимущественно андезит-дацитовыми и дацитовыми комплексами. В составе последних значительная роль принадлежит образованиям субинтрузивных и дайковых фаций. В целом лавовые и субвулканические образования комплекса слагают ареалы, имеющие характер накоплений вулканотектонических депрессий и кальдерных построек [Червяковский, 1972; Медноколчеданные месторождения Урала, 1985]. По фациальным особенностям и петрохимическим данным вулканические породы нижней части разреза свиты близки к образованиям ранних стадий, в то время как андезит-дацитовые и дацитовые накопления могут быть отнесены к накоплениям структур задугового бассейнового растяжения.

Междуговые бассейны. В качестве еще одного геодинамического элемента островодужных систем подлежат выделению зоны развития комплексов, выполняющих палеоструктуры типа междуговых бассейнов. В ряде случаев в островодужной системе такие зоны могут занимать положение, наиболее отвечающее их внутридуговой части. Однако в обоих случаях их комплексы характеризуют завершающие стадии формирования этих систем, накопившись в остаточных депрессивных структурах.

В пределах Полярного и Приполярного Урала комплексы, характеризующие задуговые бассейны, пока не выявлены. Это связано, по-видимому, с отсутствием либо редуцированностью здесь островодужных систем. В свою очередь, в пределах Тагильской вулканогенной мегазоны Северного и Среднего Урала полоса комплексов, которые должны быть отнесены к образованиям междуговых бассейнов, выделяется практически вдоль всей границы сочленения Кабанско-Кумбинской и Красноуральско-Кировградской островодужных систем, в том числе ее перекрытой северной части. Они выполняют цепочку депрессионных палеоструктур, которые, скорее всего, образовывали единую или ряд крупных депрессий, отвечавших междуговым палеобассейнам.

Комплексы междуговых бассейнов представлены в основном осадочными

и вулканогенно-осадочными отложениями, которые объединяются в павдинскую свиту позднего лландовери-раннего венлока силура. Геологический возраст устанавливается по фаунистическим остаткам и конодонтам [Бороздина, 2006; и др.]. Характерным элементом комплексов является флишоидная толща, сложенная ритмичнослоистыми вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми и углисто-кремнистыми алевролитами с подчиненными прослоями базальтов и андезитов, вулканомиктовых конгломератов и гравелитов. Кроме этого, комплексы этих структур представлены карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями, а также накоплениями туфов и туффитов андезитового и дацитового составов. Карбонатные накопления в ряде случаев образуются рифогенными постройками. Следует сказать, что своеобразие положения и состава флишоидных накоплений ранее было отмечено Г. Ф. Червяковским (1972), который отнес их к образованиям межгорных и предгорных прогибов. Зоны таких накоплений были выявлены им в пределах Верхнетуринского и Кабанского районов Среднего Урала, а также выделены из состава зилаирской серии на Южном Урале.

На Южном Урале комплексы, характерные для междугловых бассейнов, имеют более широкое распространение. Прежде всего, имеются основания отнести к ним протяженную зону накоплений ритмичнослоистых вулканомиктовых песчаников, которые принадлежат верхним частям разреза улутауской свиты среднего девона. Полоса этих отложений протягивается практически вдоль всей Учалинско-Сибайско-Гайской островодужной системы. В нижней части их разрез выявляется толща вулканомиктовых конгломератов, в составе обломков которых присутствуют базальты и кислые породы. В свою очередь, в верхних частях появляются горизонты аргиллитов, кремнистых аргиллитов и кремнистых пород, а также лавы и прослои туфов, характеризующиеся андезитовым и дацитовым составом. Вулканомиктовая толща по разрезу сменяется региональным мукасовским горизонтом кремнистых пород, а также вулканомиктовых песчаников и известняков верхнего девона. Наконец, разрез междугловых бассейнов завершается накоплениями верхнедевонско-нижнекаменно-угольных флишоидов и аргиллитов, локализующихся в остаточных депрессиях и прогибах. Вся полоса отложений и вмещающих их палеоструктур заметно тяготеет к границе сочленения Учалинско-Сибайско-Гайской и Гумбейско-Домбаровской островодужных систем, которая в центральной части перекрывается карбонатно-вулканогенными отложениями Центрально-Магнитогорской зоны.

Г. КОЛЛИЗИЯ И ГИПЕРКОЛЛИЗИЯ

Как было отмечено во вводной части, коллизии отвечают обстановки столкновения между собой литосферных плит или, соответственно, их крупных фрагментов. Первый тип столкновения предлагается обозначать как гиперколлизия, а второй — в качестве собственно коллизии. Вместе с этим как первый, так и второй типы столкновений сопровождаются обдуктивно-субдуктивным утолщением коры, а также включают процессы магматизма и метаморфизма. Как прави-

ло, коллизия обоих типов сопровождается также проявлением синколлизийных деформаций периферии примыкающих частей плит и их структурных элементов. В отличие от этого аккреция рассматривается как условия тектонического скучивания и сочленения фрагментов земной коры разных геодинамических режимов и обстановок, сопровождающихся в основном образованием аллохтонных структурных элементов и аллохтонных структурных ансамблей. Ниже рассматриваются только геологические комплексы коллизии и гиперколлизии, поскольку при аккреции такие комплексы не образуются. При этом по особенностям проявления подлежат выделению комплексы геодинамических обстановок, которые можно обозначить как обстановки межблоковой, межсегментной и межорогенной коллизии, а также межплитной гиперколлизии.

Межблоковая и межзональная коллизия. К образованиям межблоковой коллизии отнесены структурно-вещественные ассоциации, которые возникают в обстановках аккреционно-коллизийных сочленений отдельных блоков или слагаемых ими структурных ансамблей, локализующихся в протяженные зоны. При таких процессах аккреционно-коллизийного сочленения и скучивания новообразования связаны с аккреционно-коллизийными швами и с периферией участвующих в этих процессах тектонических блоков. Среди тектонических блоков присутствуют блоки океанического и континентального происхождения. Первые представляют собой тектонические фрагменты ассоциаций океанических палеобассейнов. В свою очередь, блоки континентального происхождения отнесены к террейнам древней континентальной коры, полная характеристика которых приводится ниже.

В аккреционно-коллизийных швах к основным новообразованиям относятся разнообразные метаморфические сланцы, а также бластомилониты и бластокатаклазиты. Метаморфические сланцы представлены зеленосланцевыми, слюдистыми и амфиболовыми разностями. Бластомилониты и бластокатаклазиты нередко превращены в гнейсовидные сланцы, гранитизированные разности и полевошпатовые породы. К другим новообразованиям аккреционных швов относятся интрузивные породы комплексов малых интрузий и даек, имеющих пестрый состав от диоритов и гранодиоритов до сиенитов и щелочных гранитоидов и образующих часто пластовые залежи. Надшовные депрессии выполняются преимущественно терригенно-осадочными отложениями, граувакками, карбонатно-сланцевыми породами. Осадочные породы нередко включают интрузии и мелкие тела серпентинитов.

В аккреции и коллизии принимают участие блоки древних пород, выделенные как террейны докембрийской континентальной коры. Они представлены выступами и выходами гнейсовых и мигматит-гнейсовых комплексов, ассоциирующимися с гранитоидными массивами. Эти массивы отнесены к коллизийным образованиям и рассматриваются в следующем разделе.

Коллизийным ассоциациям соответствуют ассоциации, которые образуются при процессах столкновения крупных литосферных или структурно-литосферных блоков. Как правило, это сопровождается увеличением мощности земной коры за

счет взаимного пододвигания блоков и метаморфогенно-магматических проявлений. Другого характера процессы возникают при косо́й коллизии в условиях мощного сжатия, что может вызвать явления синколлизии сдвигово-раздвиговой деструкции с образованием характеризующих их структур и геологических комплексов, объединяемых понятием ассоциаций коллизионного рифтогенеза [Структурная геология и тектоника плит, т. I, 1990]. На Урале присутствуют зоны распространения ассоциации обоих типов коллизионных процессов.

К ассоциациям первого типа коллизионных процессов следует отнести образования интрузивных и вулкано-интрузивных поясов, которые локализируются преимущественно в составе сложных террейнов. В частности, на границе сочленения Талдыкского и Кайрактинского блоков сложного Мугоджарского террейна располагается Кайрактинский вулкано-интрузивный пояс. Вулканогенные породы пояса представлены в основном дацитами, а интрузии — гранитами и гранодиоритами. По радиологическим данным магматические породы имеют среднедевонский возраст.

В межзональной коллизии более существенная роль принадлежит процессам, которые имеют место в синколлизии швах. К новообразованиям в этих швах относятся, прежде всего, комплексы малых интрузий и даек, имеющих состав от диоритов и гранодиоритов до сиенитов и щелочных гранитоидов. Не меньшее значение имеют разнообразные метаморфические сланцы, бластомилониты и бластокатаклазиты.

Межсегментная и межорогенная коллизия. К образованиям межсегментной коллизии отнесены ассоциации зоны тектонического сжатия и трансформации, которая выделена на сочленении между Тагильской и Южноуральской вулканическими зонами, образующими, как будет показано ниже, систему тектоногеодинамических сегментов Уральского орогена.

Основание зоны слагается интенсивно деформированными раннепалеозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, а также массивами ультрабазитов и габброидов. Структурно зона ограничена блоками террейнов древней континентальной коры, в том числе их перекрытыми фрагментами, и зонами сланцев и бластомилонитов. Геологическое положение и состав синколлизии ассоциаций более детально изучены в северной части полосы, а раннепалеозойские отложения основания зоны — в ее южной части [Смирнов, Ведерников, 1987; Орогенный..., 1994; Сначев, 2006].

Принадлежность выделяемых геодинамических ассоциаций к образованиям аккреционно-коллизии обстановок, кроме формационных данных, частично подтверждается геохимическими параметрами [Даценко, 1998]. По геологическому положению и формационным особенностям в составе образований межсегментной коллизии следует выделить как минимум две группы синколлизии ассоциаций.

Первую группу составляют комплексы вулкано-интрузивных ареалов и крупные многофазные интрузии. Интрузивные образования как ареалов, так и многофазных интрузий представлены диорит-гранодиорит-гранитными сериями.

В свою очередь, вулканогенные накопления представлены андезит-дацитовой серией. Вулкано-интрузивные ареалы выполняют тектонические депрессии, наложенные на более ранние дислоцированные вулканогенно-осадочные отложения, а многофазные интрузии прорывают эти отложения.

Второй группе синколлизии образований зоны межсегментной сочленения соответствуют многочисленные мелкие интрузии, рвущие как ранние вулканогенно-осадочные отложения, так и ассоциации вулкано-интрузивных ареалов. Интрузии слагаются породами гранодиорит-тоналитовой серии.

Геодинамические ассоциации *межорогенной коллизии* выделяются с долей условности к востоку от зоны коллизионного сочленения структур Уральского орогена и Казахской орогенной системы. Главным элементом сложения этой зоны являются многочисленные структуры надвигов, сопровождаемые бластомилонитами и сланцами. В сложении зоны известны также фрагменты глауковансланцевого пояса, отмечающего, вероятно, проявления условий коллизионных сжатий [Казак, Казимилова, Литвин, 1989]. Присутствуют также пластовые тела диоритов, гранодиоритов, гранитов.

Межплитная коллизия (гиперколлизия). Как было отмечено выше, к структурно-вещественным образованиям обстановок гиперколлизии относятся ассоциации, формирующиеся на границах столкновения литосферных плит, и, прежде всего, континентальных и океанических. В сложении Уральского орогена такой границе отвечает зона Трансуральского тектонического шва, фиксирующая зону сочленения Восточно-Европейской континентальной плиты и литосферы палеозойского палеоокеана и его палеогеодинамических структурно-вещественных ассоциаций. Гиперколлизия сопровождалась проявлением метаморфических и структурных преобразований в зоне тектонического шва. Предполагается, что с этими условиями связано становление интратеррейновых гранитных плутонов и геодинамика формирования предгорного прогиба.

В тектонические деформации и метаморфические преобразования, сопровождающие зону Трансуральского тектонического шва, вовлечены в основном палеозойские перикратонные отложения вместе с фрагментами палеоокеанических образований. Докембрийские породы присутствуют частично в составе параавтохтона. Эти особенности зоны коллизионного шва прослеживаются на всем его протяжении, а также определяют особенности состава метаморфических комплексов [Захарова, 1987; и др.].

Практически все вовлеченные в зону коллизионного шва горные породы подверглись интенсивному динамометаморфизму и часто включают тела серпентинитового меланжа и протрузий. Динамометаморфизм выражается в дроблении, катаклазе, рассланцевании, мионитизации, возникновении зон меланжа и развитии будинажных структур, а также разнообразных надвиговых дислокаций.

Серпентинитовые протрузии секут отложения практически всего палеозойского разреза. Соответственно, это может свидетельствовать о том, что процессы образования протрузий возникали неоднократно и фиксировались вплоть до пермского времени и позже. Серпентинитовый меланж содержит будины и обломки па-

леозойских габброидов и вулканитов, отторженцев ранне- и среднепалеозойских песчаников, кремнисто-глинистых сланцев, известняков. Габброиды, вулканические породы и кремнисто-глинистые сланцы иногда превращаются в милониты, тонкообломочные тектониты, а серпентиниты в серпентинитовые сланцы.

На Среднем Урале, в пределах Тагильской мегазоны, докембрийские и палеозойские породы в зоне тектонического шва подверглись динамометаморфизму и многоэтапным процессам надвигания с образованием протяженной сланцевой полосы [Глубинное строение..., 1986; Соколов, 1992].

Динамометаморфизм сопровождался, как правило, метасоматическими преобразованиями, продукты которых объединяются в метаморфогенно-метасоматические комплексы. Их состав тесно связан с составом субстрата, по которому они развивались. Особое место принадлежит здесь метаморфическому глаукофансланцевому комплексу (комплексу "голубых сланцев").

Комплекс гнейсов и гнейсовидных сланцев развивался преимущественно по докембрийским параметаморфитам. Ультрабазиты присутствуют в коллизионной зоне в виде фрагментов параавтохтона, образуя основание надвигов и покровов, или слагают отдельные выступы и тектонические блоки. Гнейсы могут сопровождаться мигматизацией.

Комплекс зеленых сланцев и зеленосланцевых blastsмилонитов прослеживается практически вдоль всей зоны тектонического шва. Эта зона образует то полосу шириной в сотни метров, то расширяется до первых километров. Зеленые сланцы являются постоянным членом зоны шва, прежде всего, со стороны распространения палеоокеанических ассоциаций восточного сегмента. Участками они могут переходить в амфиболсодержащие и амфиболитовые сланцы. Зеленосланцевые blastsмилониты слагаются широким рядом низкотемпературных минеральных парагенезисов. Отмечаются их постепенные переходы к зеленым сланцам, реже к парапородам.

Образования комплекса слюдястых пород и сланцев встречаются в участках, где субстратом для метасоматических преобразований служили слюдястые породы и реже кислые вулканиты. Продуктами их преобразования являются пиррофиллитсодержащие сланцы, слюдястые и слюдисто-хлоритовые метасоматиты. Продукты комплекса кальциево-силикатных метасоматитов - в целом достаточно редкие образования и связаны с метасоматическими преобразованиями горных пород соответствующего состава. Чаще всего такие комплексы развиваются при родингинизации, актинолитизации и других процессах сходного типа.

Жадеит-нефритовые и гранатсодержащие метаморфические породы выявлены в подошвах ультрабазитовых покровов, а также в нижних частях разрезов крупных надвигов. В частности, они известны на Полярном Урале. Комплекс глаукофансланцевый ("голубых сланцев") в виде прерывистой полосы выделяется вдоль всей зоны коллизионного шва, в ее фронтальной части. Его парагенезисы развиваются по разному субстрату, но более интенсивно и широко они распространяются по породам основного и среднего состава. Породы субстрата, как правило, подвергаются динамосланцевым изменениям. Метаморфические пара-

генезисы представлены в основном глаукофаном и лавсонитом.

В качестве главных ассоциаций гиперколлизии рассматриваются комплексы интертеррейновых гранитных интрузий, а также накопления Предуральского прогиба. Заложение и развитие последнего имело сложный характер, однако образование структуры прогиба по времени и основным чертам строения связывается с гиперколлизийным сжатием. В этом смысле прогиб представлял, по видимому, буферную зону, в которой происходила разгрузка усилий сжатия.

В сложении гранитных интрузий, располагающихся во внутренних частях террейнов древней континентальной коры и связанных с коллизионными условиями, участвует несколько комплексов. В основной части они представлены комплексами гранитной, тоналит-гранодиоритовой и монцодиорит-гранитной серий. Отмеченные серии, как и ассоциирующая с ними серия нефелиновых сиенитов (миаскитов), детально описаны в ряде публикаций и монографий [Орогенный магматизм..., 1994; Левин, 1974; и др.].

Гранитные серии проявлены в сложении Адуйско-Мурзинского интрузивного массива одноименного террейна и Чашковского и Еланчинского массивов южной части Сысертско-Ильменогорского террейна. Он включает гранитный и адамеллит-гранит-граносиенитовый комплексы, а также сложный гранит-мигматитовый комплекс. Гранитный комплекс представлен биотитовыми и высокоглиноземистыми разновидностями, которые слагают основные части массивов. Адамеллит-гранит-граносиенитовые комплексы образуют отдельные тела, в сложении которых участвуют гранитоиды повышенной основности и граносиениты. Для обоих комплексов характерно развитие порфиоровидных жильных образований и пегматитов.

Тоналит-гранодиоритовые серии характерны для Верхисетского батолита, который по ряду признаков отнесен нами к образованиям синколлизийной гранитизации древнего террейна. В сложении батолита преобладают плагиогранодиориты, гранодиориты и граниты, которые образуют отдельные тела в составе батолита и могут рассматриваться в качестве разноэтапных комплексов. В размещении комплексов проявляется зональность к его центральной части, сложенной в основном биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами.

Комплексами монцодиорит-гранитной серии сложены массивы, располагающиеся в осевой полосе Сысертско-Ильменогорского сложного террейна и представленные Увильдинским, Аргазинским и Кисегачским интрузивными массивами. В сложении массивов участвуют главным образом монцогаббро, монцодиориты, граносиениты и граниты. Они характеризуются заметной кольцевой формой и увеличением роли гранитов в южном направлении. Интрузивные породы со щелочным уклоном более развиты в северных массивах.

Комплексы серии нефелиновых сиенитов (миаскитов) и карбонатитов в Сысертско-Ильменогорском сложном террейне структурно располагаются в селянкинском блоке, но тяготеют к шовной границе его с ильменогорским блоком. Для гнейсов селянкинского блока по уран-свинцовому методу возраст 2,0 млрд лет, а гнейсы ильменогорского блока дают возраст 630 млн лет. В свою очередь, для нефелиновых сиенитов приводятся цифры возраста 450 млн лет. Это позво-

ляет полагать, что конечный этап формирования щелочных пород террейна относится к палеозойскому времени. Однако высказываются предположения, что этому этапу соответствует процесс мобилизации и переотложения щелочных образований, субстратом для которых были более древние ассоциации. Серия включает комплексы нефелиновых сиенитов (миаскинов) Ильменогорского и Вишневогорского массивов и развивающегося в соединяющей их полосе комплекса карбонатитовых метасоматитов, образующихся по горным породам разного состава. Слагающие эти специфические по составу комплексы горные породы и минеральные парагенезисы изучались многими исследователями, что изложено в широком ряду публикаций [Левин, 1974; и др.].

Пермские и пермско-триасовые отложения Предуралья Краевого прогиба и его впадин, отнесенные к ассоциациям коллизионных условий, представлены в основном осадочными комплексами, характеризующими нижнюю и верхнюю молассу. Нижняя моласса, к которой относят и верхнюю часть разрезов каменноугольных накоплений, сложена преимущественно комплексами субмаринных сероцветных отложений, а верхней молассе отвечают комплексы континентальных красноцветных накоплений. В составе нижней молассы наиболее значимыми являются конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты, а также известняки, в том числе рифовые, ангидриты, гипсы. В сложении верхней красноцветной молассы участвуют глины, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гравелиты, известняки, мергели, пласты и пропластки углистых отложений и углей.

Д. СДВИГОВО-РАЗДВИГОВОЕ РАСТЯЖЕНИЕ

Геодинамические обстановки сдвигово-раздвигового растяжения (транстенсии) и сдвигового сжатия (транспрессии) получили свое признание и плитотектоническую трактовку при всестороннем изучении условий аккреции и коллизии. Как показывает моделирование таких обстановок и практические исследования, они возникают в условиях косоугольного столкновения блоков литосферы разного происхождения (континентальных, океанических, композиционных) и сопровождаются, как правило, процессами магматизма и метаморфизма [Лобковский, Никишин, Хаин, 2004; и др.]. Для зон развития ассоциаций, связанных с процессами сдвигово-раздвигового растяжения, характерны некоторые особенности по положению этих зон, а также строению и составу слагающих их комплексов.

Как показывают реконструкции, такие зоны располагаются в ареалах влияния крупных коллизионных швов, отмечающих условия коллизионного сочленения литосферных блоков или их аккреционных ансамблей. Они несут признаки сжатия земной коры за счет интенсивной аккреции, что проявляется на сейсмоструктурных профилях. В их пределах отмечается наличие структурно-вещественных элементов растяжения или сжатия земной коры. Характерной чертой магматизма этих зон является тесное сочетание образований толеитовых и субщелочных серий в эффузивных и интрузивных фациях, а также развитие субпараллельных дайковых фаций преимущественно в нижних частях разрезов этих зон.

Геодинамические образования, связанные с процессами коллизионной сдвигово-раздвиговой деструкции, имеют на Урале также заметное развитие. К наиболее значимой геодинамической системе этого типа относится Центрально-Магнитогорская мегазона на Южном Урале. Принадлежность мегазоны к грабену и возможное участие в ее строении рифтогенных структур, в том числе обусловленных синколлизионным рифтогенезом, отмечалось и ранее [Салихов, 1997; Язева, Бочкарев, 1998]. Ее образование может быть связано с обстановкой столкновения при косонаправленной коллизии Восточно-Магнитогорской островодужной системы и Восточно-Уральского аккреционного мегаблока. Коллизия сопровождалась проявлением сдвигово-раздвиговых деформаций и формированием рифтовых депрессий и региональных разломов. Это отразилось в строении мегазоны и составе слагающих ее комплексов.

Вулканогенные накопления мегазоны локализуются в виде полос развития верхнедевонского колтубанского базальтового и нижнекаменноугольных березовского трахириолит-базальтового и кизильского базальт-трахиандезит-трахириолитового комплексов, выполняющих рифтогенно-грабеновые структуры растяжения. Отдельную грабеновую структуру выполняют нижне-среднекаменноугольные известняки, а кизильский комплекс сопровождается вулканогенными песчаниками. Присутствуют также граносиенитовые и монцогаббро-граносиенитовые интрузии. Часть интрузий контролируется региональными разломами, выходящими за пределы мегазоны. Выявляется приуроченность даек и субвулканических тел трахитовых и трахилипаритовых порфиров к разрывным нарушениям меридионального и субмеридионального простирания фиксирующих, по-видимому, структуры коллизионного растяжения [Червяковский, 1972].

По петрохимическим параметрам в составе магматических комплексов мегазоны сочетаются образования толеитовых, известково-щелочных и субщелочных серий, что достаточно характерно для коллизионного рифтогенеза. Вулканогенные накопления включают шаровые лавы субмаринных фациальных условий; в свою очередь, наличие известняков и песчаников свидетельствует о связи их с мелководными бассейнами. По рубидий-стронциевым отношениям они попадают в поле областей с мощностями коры до 30 км. Все отмеченное позволяет полагать, что накопление магматических комплексов мегазоны происходило в геодинамических обстановках рифтогенной деструкции в зонах с достаточно мощной корой, отвечавших субмаринным мелководным фациальным условиям. По-видимому, это дало основание ряду исследователей обозначать их термином "океаническое плато".

К проявлениям образований синколлизионных сдвигово-раздвиговых дислокаций отнесены нижнекаменноугольные вулканогенные комплексы Иргизской зоны, а также верхнедевонско-нижнекаменноугольные вулкано-интрузивные серии Варненской зоны. Обе зоны тяготеют к коллизионному шву сочленения фрагментов ранне-среднепалеозойских островных дуг с аккреционными блоками. Иргизская зона сложена базальтами, содержащими полосы диабазовых даек структур растяжения [Иванов, Семенов, Червяковский, 1984]. В свою очередь, в Варненской зоне

на девонско-каменноугольном уровне развиты габбровые и габбро-диоритовые интрузии, выполняющие структуры сколового растяжения. Интрузии сопровождаются вулканическими породами андезито-базальтового состава.

Е. ЛИТОБЛОКИ ЗОН АККРЕЦИИ И КОЛЛИЗИИ

В зонах аккреции и коллизии, кроме комплексов, которые образуются в связи с этими обстановками, присутствуют литоблоки, литопластины и их композиции, относящиеся по своему составу и формированию к другим геодинамическим обстановкам, в частности океаническим, островодужным, краевых бассейнов и ряда других. Особую группу составляют блоки и фрагменты допалеозойской континентальной коры, которые имеют характер континентальных террейнов.

Литопластины океанической палеокоры. В аккреционно-коллизийных структурах достаточно широко участвуют литопластины и литоблоки океанической палеокоры. Они представлены поясами ультрабазитов, апоультрабазитовых серпентинитов, отдельными телами и цепочками серпентинитовых прогрузий, а также связующими элементами серпентинитового меланжа. Эти структурные образования выполняют аккреционно-коллизийные швы, присутствуют в основании и фронтальных частях покровов и надвигов.

Вместе с этим тектонические фрагменты океанической палеокоры в виде ультрабазитовых, реже габбро-ультрабазитовых массивов образуют отдельные крупные литопластины и покровы. Нередко они входят в композиционные структуры типа сложных покровов или синформ и антиформ, в которых могут участвовать и фрагменты океанических базальтов.

Литопластины энсиматических палеодуг. Фрагменты деструкции островодужных ассоциаций в зонах проявления аккреционно-коллизийных обстановок представлены, как правило, крупными литопластинами и литоблоками, слагающими структуры покровов. В их сложении участвуют ряды вулканических, интрузивных и осадочных пород, которые достаточно характерны для субдуктивных обстановок энсиматических палеодуг, что позволяет достаточно уверенно выделять фрагменты деструкции этих геодинамических образований. К более сложной проблеме относится определение геологического возраста островодужных ассоциаций таких фрагментов, а также времени их вовлечения в аккреционно-коллизийные процессы.

В своей основной части фрагменты островодужных ассоциаций располагаются в пределах структурных элементов Восточно-Уральской мегазоны и, прежде всего, в Пышминско-Сухтелинской коллизийной зоне. По соотношению с окружающими образованиями, составу слагающих пород, в меньшей степени по палеонтологическим данным можно предполагать, что основная часть фрагментов палеодуг сложена комплексами среднепалеозойского, прежде всего, средневерхнедевонского возраста, хотя нельзя исключать единичных блоков с комплексами раннепалеозойского, ордовик-силурийского возраста.

Литопластины поликомплексные характеризуются тем, что в их сложении

участвуют фрагменты комплексов разных геодинамических обстановок. В составе последних могут быть комплексы океанической коры, островодужные, задуговых и междуговых бассейнов и ряда других. В структурном отношении они отвечают сложным покровам, многочешуйчатым надвигам, антиформам, синформам.

Террейны допалеозойской континентальной коры. В аккреции принимают участие блоки древних пород, выделенные как террейны докембрийской континентальной коры. Они представлены выступами и выходами гнейсовых и мигматит-гнейсовых комплексов, которые в сложных по составу мигматит-гнейсово-гранитных и гнейсово-гранитных выступах ассоциируют с палеозойскими гранитоидными массивами. Гранитоидные отнесены к коллизийным образованиям и рассматриваются в следующем разделе.

По геологическим и сейсмоструктурным данным, выступы гнейсовых и мигматит-гнейсовых комплексов, вместе с массивами гранитоидов, слагают крупные индивидуализированные тектонические блоки. Вместе с этим залегающие с ними ультрабазиты и палеозойские вулканогенные и осадочные отложения слагают синформные, покровные и чешуйчато-надвиговые структуры, а также выполняют шовные зоны между этими тектоническими блоками.

Также можно констатировать, что основная часть блоков проявляет характерные для коры континентального типа черты субгоризонтально-слоистого строения. Элементы этого строения срезаются границами блоков. Ограничивающие эти блоки шовные зоны аккреции, как правило, не прослеживаются на глубину, что могло бы характеризовать их как "глубинные разломы" на границах антиклинальных поднятий, в качестве которых они рассматривались традиционно. Периферия многих блоков осложняется покровами или чешуйчато-надвиговыми структурами, сложенными палеозойскими образованиями. По характеру строения следует выделить простые (Салдинский, Адуйско-Мурзинский) и сложные (Сысертско-Ильменогорский) террейны. Также намечается возможность выделения супертеррейнов (Восточно-Мугоджарский). Для части террейнов отмечается наличие отложений чехла, в том числе ранних по времени накопления, додеструкционных, и поздних по времени формирования, постдеструкционных.

Данными цирконовой геохронологии для блоков аккреции определяется в основном раннедокембрийское 2,2-1,65 млрд лет и лишь частично позднедокембрийское 1,2-0,60 млрд лет время образования гнейсов и мигматито-гнейсов. На этом основании можно предполагать, что их субстрат имел преимущественно раннедокембрийский возраст. По изотопным отношениям стронция, характеризующим уровень соотношения в блоках мантийного мафического и корового силикатического материала, террейны можно разделить на группу с низкой и умеренной ($I < 1,705-1,707$) и высокой ($I > 1,710$) степенью трансформации мафического материала. Косвенно это определяет разную степень "зрелости" и, соответственно, "континентализации" коры этих блоков.

Ж. АКТИВНЫЕ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПАЛЕООКРАИНЫ

В качестве главных геодинамических элементов активных континентальных окраин нами рассматриваются краевые вулканоплутонические пояса и сопровождающие их фронтальные и тыловые осадочные бассейны. Предполагается, что эти системы имеют надсубдуктивную природу и отражают динамику субдукционного пододвигания литосферных плит в его разных частях.

В пределах палеозойского орогена краевые вулканоплутонические пояса, фиксирующие активные континентальные окраины, были выделены еще на ранних этапах исследований по палеогеодинамическим реконструкциям этого орогена [Глубинное строение..., 1986; и др.]. В последующем была опубликована серия работ, в которых характеризовались такие вулканоплутонические пояса и слагающие их магматические комплексы, а также ассоциирующие с ними осадочные отложения и рудные концентрации. Пояса занимают определенное геологическое положение и содержат характерный ряд вулканогенных и интрузивных комплексов. Все они располагаются по восточной периферии орогена, а в их составе основная роль принадлежит вулканитам известково-щелочной серии и их интрузивным комагматам.

В сложении краевых вулканоплутонических поясов основное значение принадлежит андезито-базальтам, андезитам, дацитам, трахиандезитам, трахитам и комагматичным интрузиям габбро, габбро-диоритам, диоритам, гранодиоритам, гранитам, граносиенитам, сиенитам. В ассоциации с ними находятся вулканогенно-осадочные и осадочные отложения, относящиеся к отложениям тыловых и фронтальных бассейнов характеризуемых поясов.

Вулканогенные накопления и комагматичные им интрузии образуют вулканоплутонические комплексы, парагенетически связанные с определенными этапами становления поясов, дифференциации магматических очагов и с другими параметрами. Основной ряд составляют комплексы, включающие андезито-базальты, андезиты, габбро, габбро-диориты. Другой ряд образуют андезиты, дациты и комагматичные им диориты и гранодиориты. Наконец, еще один комплексный ряд составляют субщелочные разности, включающие трахиандезиты и трахиты с комагматичными им гранитами, граносиенитами и сиенитами. В составе конкретного пояса эти ряды проявляют латеральную и вертикальную последовательность. Тектонические особенности строения поясов, а также фациально-формационные, петрохимические, геохимические и другие параметры слагающих их комплексов и рядов приводятся в серии публикаций [Главные рудные..., 1990; и др.].

В пределах тыловых и фронтальных бассейнов, ассоциирующих с краевыми поясами, накапливаются осадочные породы. Основное значение принадлежит карбонатным и терригенно-флишoidalным отложениям.

В пределах Полярного Урала выделяется зона Войкарского вулканоплутонического пояса, которая протягивается вдоль восточной периферии структуры Войкаро-Сыньинского офиолитового пояса и фрагментарно продолжает-

ся в пределы Лаборовского поднятия Щучьинской структуры. Основная часть вулканоплутонического пояса сложена интрузивными образованиями, которые составляют практически непрерывную протяженную полосу, в то время как вулканические и вулканогенно-осадочные накопления слагают отдельные поля преимущественно в восточной части этого пояса.

Интрузивные образования с учетом состава и эволюционной связи с вулканическими породами расчленяются как минимум на три разновозрастных комплекса, сменяющих друг друга в латеральной и возрастной последовательности. Самое крайнее западное положение в образованиях вулканоплутонического пояса занимают интрузии лагортинско-кокпельского гранодиорит-тоналитового комплекса, составляющие наибольший объем интрузивных внедрений. По материалам изотопно-геохронологических исследований, выполненных разными исследователями с использованием K-Ar и Rb-St методов, радиологический возраст интрузий гранодиорит-тоналитового комплекса 400 ± 10 млн лет при начальном изотопном отношении $(St^{87}/St^{86}) = 0,70385 \pm 20$. К восточной части пояса тяготеют интрузии конгорского комплекса, сложенные породами повышенной щелочности, доходящие до монцогаббродиоритов, монцодиоритов и граносиенитов. Максимальный K-Ar возраст этих пород достигает 375 млн лет. Наконец, в качестве еще одного выделяется Янаслорский комплекс, представленный единичными интрузиями гранодиоритов, биотитовых гранитов и аляскитов. По материалам Rb-St измерений радиологический возраст пород комплекса 385 ± 4 млн лет [Андреичев, 2004, б].

Следует отдельно рассмотреть состав, объем и структурное положение собского комплекса. В ранних работах (Ю. Е. Молдавцев и др.) по формационному расчленению полосы пород, которая выделяется как вулканоплутонический пояс, в состав собского комплекса включалась значительная часть гранитоидных образований, располагавшихся восточнее габбро-гипербазитовых массивов. Соответственно, собский комплекс объединял как плагиомигматиты и гнейсовидные кварцевые диориты, так и гранодиориты и тоналиты.

В последующем, с учетом материалов по палеотектонической истории развития пояса и других данных, собский комплекс был разделен на собственно собский и гранодиорит-тоналитовый комплексы (Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев, В. М. Нечеухин). К собственно собскому комплексу были отнесены, прежде всего, продукты плагиомигматизации и амфиболитизации, образующие прерывистую полосу на границе сочленения габбро-гипербазитовых массивов и полосы гранодиорит-тоналитовых интрузий и комагматичных им вулканических пород. При этом большинство исследователей считают, что плагиомигматиты и амфиболиты образованы преимущественно по породам офиолитовой ассоциации. Вместе с этим присутствие среди пород собского комплекса гнейсовидных диоритов и гранодиоритов не исключает, что процессами ультраметаморфизма захватывались и прилегающие к плагиомигматитам образования гранодиорит-тоналитового комплекса. Данные по радиологическому возрасту пород собского метаморфогенного комплекса, к сожалению, отсутствуют.

В пределах Среднего Урала выделен Турьинско-Кушвинский вулканоплутонический пояс. Пояс в разных своих формационно-фациальных проявлениях и структурных элементах, включая системы покровов, прослеживается по восточной периферии Тагильской зоны. Его ассоциации прослеживаются от Северососьвинской площади и Ивдельско-Ауэрбаховского ареала на севере до Тагило-Кушвинского ареала на юге этой зоны. По геологическим данным образования пояса накладываются на претерпевшие аккрецию океанические и островодужные ассоциации, а интрузивные внедрения прорывают породы этих ассоциаций и подвергают их контактовым преобразованиям. Не исключено, что в восточной части под отложениями чехла образования пояса накладываются на метаморфические комплексы Салдинского террейна и его аналогов.

В сложении пояса участвуют интрузивные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы. В состав образований пояса включены также карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенно-флишоидные отложения, сопровождающие и завершающие его формирование. В геодинамическом отношении они рассматриваются в качестве накоплений тыловых и фронтальных бассейнов этого пояса.

Интрузии пояса представлены в основном массивами диоритов, гранодиоритов и граносиенитов. По опубликованным данным изотопной геохронологии, возраст диоритов 380-365 млн лет, а гранодиоритов и граносиенитов 340-315 млн лет, что отражает некоторую вертикальную последовательность в формировании пояса. Интрузии сопровождаются комагматичными им вулканогенными накоплениями андезитовых, трахиандезитовых и трахитовых комплексов.

Выделяемый южнее Сухоложско-Теченский вулканоплутонический пояс располагается по периферии Красногвардейского террейна, перекрытого в значительной части кайнозойскими осадками. В северной части образования пояса входят в сложную структуру аккреции и участвуют в сложении систем покровов [Волчек, 2008]. Интрузивные члены пояса представлены диоритгранодиоритовыми и гранодиоритовыми комплексами, а их вулканические комагматы относятся к андезит-дацитовым сериям. Присутствующие в составе пояса осадочные отложения представлены вулканогенно-терригенными, терригенными и карбонатно-терригенными накоплениями. По фаунистическим данным формирование образований пояса относится в основном к интервалу среднего и верхнего девона.

3. ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПАЛЕООКРАИНЫ

К накоплениям пассивной континентальной палеоокраины относятся ранне- и среднепалеозойские отложения западного сегмента Уральского орогена, представлявшего в этот период опущенную периферию Русской плиты. В латеральном плане здесь следует выделить две формационные зоны, которые имели характер проксимальной зоны континентального склона и дистальной зоны палеошельфа, развивавшиеся в период силурийского, девонского и каменноуголь-

ного времени. Слагающие их осадочные комплексы существенно отличаются по составу и палеогеодинамическим условиям накопления.

В пределах проксимальной зоны континентального палеосклона в этом временном интервале накапливался кремнисто-сланцевый комплекс, а в дистальной зоне палеошельфа формировался, соответственно, терригенно-карбонатный комплекс.

Кремнисто-сланцевый комплекс в виде узкой полосы выделяется вдоль периферии краевых поднятий Северного и Среднего Урала, а южнее отсутствует. Слагается он кремнистыми породами, кремнисто-глинистыми сланцами, алевросланцами. Палеошельфовые отложения терригенно-карбонатного комплекса прослеживаются вдоль всего западного сегмента, преимущественно по западной периферии краевых поднятий. В сложении комплекса участвуют карбонатные породы, кварцевые песчаники, карбонатно-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, доломиты, мергели, аргиллиты, алевролиты, угленосные отложения.

И. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Структурные элементы играли существенную роль в течение всего периода развития палеозойского палеоокеана и становления соответствующего ему орогена. Однако с учетом роли в геодинамике палеозойского орогена имеются основания отразить только основные из них. К таковым следует отнести зону Трансуральского тектонического шва, системы аккреционных и коллизионных швов, а также синколлизионных структур сдвигового сжатия и сдвигового растяжения.

Трансуральский тектонический шов и пришовная аккреционно-коллизионная зона. Глубинный тектонический шов, как было показано выше, прослеживается вдоль всего Уральского орогена. В геодинамических реконструкциях он традиционно трактуется как зона непосредственного сочленения Русской континентальной плиты и океанической литосферы Уральского палеоокеана, соответствия проявлению геодинамических условий гиперколлизии. Однако такая несколько упрощенная трактовка требует значительного уточнения и, возможно, исправления. Как показывают материалы геодинамических реконструкций всего Уральского сегмента Евразии, в действительности этот шов фиксирует фронтальную часть палеозойской океанической литосферы, которая на всем своем протяжении является зоной ее столкновения не только с континентальной литосферой Русской плиты, но и с рядом других палеогеодинамических систем. Это послужило основанием к выделению в сложении шовной зоны северной, Полярноуральской, средней, Среднеуральской, и южной, Южноуральской, ее частей, которые несут особенности по строению и составу слагающих образований, а также, вероятно, по геодинамике формирования и времени становления в длительной истории проявления процессов гиперколлизии.

В пределах северной, Полярноуральской, части тектонический шов отделяет крупные аллохтонные ультрабазит-габбровые массивы от образований Талота-

Пайпудыно-Лемвинского пояса, сложенного вулканогенно-осадочными отложениями. Отложения пояса по фронту коллизионного шва в разной степени дислоцированы в систему покровно-надвиговых и надвиговых структур, а западная граница пояса образуется аккреционно-коллизионным швом, который сопровождается накоплениями риолитов пайпудынского комплекса и трахилипаритов среднедевонского хахаремского комплекса [Душин, 1997; Волчек, 2004]. Главный коллизионный шов, в свою очередь, осложнен крупными тектоническими блоками, сложенными эклогит-глаукофансланцевыми породами и гранатовыми амфиболитами.

Часть Трансуральского тектонического шва в пределах Северного и Среднего Урала отделяет океанические и островодужные ассоциации Тагильской мегазоны от протерозойских образований, которые слагают расположенные к западу поднятия. Зона шва здесь слагается двумя отличающимися по строению и составу горизонтами, что подтверждается геологическими и сейсмоструктурными данными [Петров, 2006; Нечухин, 2007]. Нижний горизонт, подразделяемый на колпаковскую и пальничинскую толщи, образует фронтальную часть зоны шва. Колпаковская толща сложена апотерригенными серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми и хлорит-серицит-кварцевыми сланцами и песчаниками, которые к верхней части горизонта сменяются вулканогенно-терригенными образованиями, превращенными в значительной части в актинолит-альбит-хлоритовые сланцы. Отмечаются редкие включения обломков с рифейской фауной микрофитолитов [Петров, Десятниченко, 1999]. В сложении пальничинской толщи участвуют углеродистые слюдясто-кварцитовые сланцы и кварцитопесчаники, к которым местами добавляются мраморизованные известняки. Верхний горизонт, выделяемый в выйскую толщу и ее аналоги, имеет более сложный состав. Сочленение этих горизонтов на Северном Урале отмечается небольшими телами ультрабазитов и полосами серпентинитового полимиктового меланжа.

Отложения, относимые к выйской, а в южной части к мариинской толщам, сложены метавулканическими и метаосадочными породами. Контакты толщ тектонические. На Среднем Урале метавулканические породы образуют разноориентированные полосы, которые включают слабоизмененные спилитовидные базальты с подушечной отдельностью и аповулканические зеленые сланцы. По петрохимическим параметрам вулканыты отвечают толейтовой и известково-щелочной сериям и имеют смешанные черты базальтоидов MORB, океанической коры и островных дуг, что, возможно, обусловлено тектоническим “сгущиванием” пород разных геодинамических обстановок. Среди вулканитов и сланцев присутствуют блоки габброидов и пироксенитов. Терригенные породы преобразованы в углеродисто-серицито-кварцевые сланцы. Наблюдается многократная повторяемость прерывистых полос терригенных и вулканогенных полос, что позволяет относить полосы к отдельным тектоническим покровам и блокам. Это подтверждается наличием в строении полос кулисно расположенных зон смятия и рассланцевания, сопровождающихся развитием катаклазитов и бластомилонитов. Полимиктовый состав выйской толщи подчеркивается также составом серпентинитового меланжа, образования которого прослеживаются по хаоти-

ческому, мегаобломочному строению его разрезов. В сложении меланжа, кроме ультрабазит-габбровых тел, участвуют тектонические пластины углеродистых серицит-хлорит-кварцевых сланцев, аповулканических зеленых сланцев, метаморфизованных долеритов и габбро, апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов, линзы олистостромовых образований, олистолиты мраморизованных известняков. Метатерригенные отложения, слагающие тектонические блоки меланжа, показывают разброс геологических возрастов по фаунистическим остаткам от среднего ордовика до среднего и позднего девона. Все отмеченное позволяет сделать вывод, что выйская толща и ее аналоги представляют собой полимиктовый тектонит типа аккреционной призмы с тектоническими блоками пород, имеющих возраст от раннего ордовика до позднего девона.

Южноуральская часть тектонического шва имеет сложное строение, являясь на значительном протяжении зоной сочленения девонских островодужных образований Магнитогорской мегазоны и ордовикско-силурийских ассоциаций Сакмаро-Кракинско-Тирлянского орогенического пояса. В северной части сегмента островодужные комплексы мегазоны надвинуты на комплексы Сакмаро-Вознесенской зоны пояса. При этом оба комплекса претерпели аккреционное сгущивание с образованием полосы антиформных и синформных структур [Чаплыгина, Дегтярев, Савельева, 2002]. На южном продолжении фронтальная часть шва проводится по восточной периферии Суванякского, Максютковского и Эбетинского поднятий, образующих восточное плечо орогенического пояса. В геофизических полях тектонический шов подчеркивается зоной гравитационного максимума [Глубинное строение..., 1986; Берлянд, 1993].

Отличительные черты строения выделенных частей Трансуральского тектонического шва, участие в сложении этих частей ассоциаций разного состава и геологического возраста и ряд других особенностей позволяют предполагать, что отдельные сегменты формировались в качестве самостоятельных геодинамических элементов. Полное сочленение их в единую коллизионную структуру произошло, по-видимому, на заключительных этапах формирования Уральского орогена, скорее всего в позднем палеозое.

Аккреционные швы выявляются как границы сочленения отдельных геодинамических зон, крупных литоблоков, реже крупных покровов и зон тектонического сгущивания. Характеризуются отсутствием в швах продуктов магматизма и метаморфизма. Вместе с этим зоны аккреционных швов могут включать надшовные и пришовные депрессии, выполненные осадочными накоплениями.

Коллизионные швы являются составными элементами зон коллизионного столкновения и сгущивания геодинамических элементов и систем разных режимов и обстановок. По природе участвующих в столкновении и сгущивании геодинамических элементов и систем выделяются коллизионные швы межблоковые, межзональные, а также более сложные межсегментные и межорогенные.

5. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

В качестве продуктов палеозойского эпиконтинентального палеобассейна с верхнепротерозойским аккреционно-коллизийным основанием рассматриваются ассоциации палеогеодинамической системы, которая выделяется как Печорская палеоплита или мегавпадина. Ее южная и северная границы соответствуют границам, принятым в современных схемах. Вместе с тем в отличие от этих схем восточная граница Печорской палеоструктуры в северной части проводится по западному крылу Оченырдынского краевого поднятия, а далее продолжается по восточной периферии Косью-Роговской впадины и выходам верхнепротерозойских образований Ляпинского и Вогульского поднятий, а также поднятия Полудовского кряжа. Соответственно, из рассмотрения исключены структуры раннепалеозойских эпиконтинентальных краевых депрессий, палеогеодинамика которых связывается с образованием и развитием палеозойского океана, а также формированием палеозойского орогена.

С учетом геологических и геодинамических данных в составе палеозойско-мезозойского сложения Печорского эпиконтинентального палеобассейна выделяются образования рифтогенно-грабеновых, депрессионно-грабеновых и палеошельфовых комплексов, комплексов эпиконтинентальных бассейнов и внутриплитной деструкционной активизации, коллизии и синколлизийной активизации, а также плитного чехла. Структурное положение и краткая характеристика составов этих образований приводятся по материалам Н. И. Тимонина (1998) с учетом данных других исследователей [Гецен, 1987, 1991; Юдин, Дедеев, 1987; и др.].

А. РИФТОГЕННАЯ ДЕПРЕССИОННО-ГРАБЕНОВАЯ ДЕСТРУКЦИЯ

Формирование палеозойского разреза Печорского эпиконтинентального бассейна на начальном, верхнекембрийско-нижнеордовикском, этапе развития эпиконтинентального палеобассейна связано с накоплением преимущественно терригенно-грабеновых комплексов в узких линейных депрессионных структурах. Одной такой структуре соответствует Ижма-Омринская грабеновая депрессия, локализованная вдоль периферии Тимано-Канинского пояса и имеющая, соответственно, северо-западное простирание. Структура депрессии и слагающие эту депрессию отложения перекрыты более поздними накоплениями, но достаточно полно вскрыты скважинами. Другая грабеновая структура выделяется по восточной периферии плиты, протягиваясь вдоль краевых поднятий с верхнепротерозойскими образованиями от верховий реки Печоры до Кожимского поднятия. Соответственно, она может быть обозначена как Верхнепечорско-Кожимский грабен. Структурно между грабенами располагается приподнятое относительно них Печоро-Ильчское плато, в пределах которого практически отсутствуют верхнекембрийско-раннеордовикские отложения.

В основании разреза Ижма-Омринской грабеновой депрессии находится грабеновая формация, сложенная гравелитами и полимиктовыми песчаниками седельской свиты. Выше среди песчаников появляются прослои алевролитов и аргиллитов, количество которых увеличивается с переходом к накоплениям красноцветной песчано-глинистой формации раннеордовикской нибельской свиты, завершающей накопление терригенных комплексов грабена. По разрезу выше она сменяется залегающими несогласно отложениями терригенно-карбонатной формации васкеркской свиты, начинающими следующий этап палеогеодинамики плиты. Соответственно, формация включает аргиллит-доломитовые и известково-доломитовые комплексы.

Верхнекембрийско-раннеордовикские отложения в пределах Верхнепечорско-Кожимского грабена слагают полосу выходов вдоль краевых поднятий и наиболее полно представлены на Кожимском поднятии конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми и среднезернистыми песчаниками, аргиллитами.

Б. ПОСТДЕСТРУКЦИОННОЕ ПОГРУЖЕНИЕ И ВНУТРИДЕПРЕССИОННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ

Накопление геологических комплексов пород, характеризующих выделенные геодинамические условия, охватывало значительный интервал времени от верхнего ордовика до нижнего девона включительно. Структурно процессы осадконакопления локализовались преимущественно в пределах достаточно обширной Печоро-Колвинской депрессии. Депрессия занимала центральную часть впадины, сужаясь на север и широко открываясь в пределах ее восточной части, а также вдоль краевых поднятий. На западе депрессию ограничивали поднятые выше бассейна осадконакопления Тиманский кряж и северная часть Ижмско-Омринского грабена, а на северо-западе Большеземельский палеовыступ. Накопления среднеордовикско-нижнедевонского интервала залегают на нижележащих грабеновых отложениях с заметным стратиграфическим и пространственным несогласием.

В пределах Печоро-Колвинской депрессии грабеновые отложения имеют ограниченное развитие. Они представлены маломощным горизонтом конгломератов, песчаников и красноцветных и сероцветных аргиллитов в основании среднеордовикского разреза. Выше они сменяются доломитовыми мергелями и известняками, а еще выше мощной толщей доломитов с прослоями аргиллитов. В целом эта верхняя часть отложений отвечает интервалам силурийского и нижнедевонского разрезов. На выступах и внутридепрессионных поднятиях вместе с известняками и доломитами появляются глинисто-известняковые и сульфат-доломитовые отложения. Одновременно происходило выполнение карбонатными отложениями в ассоциации с мергелями, аргиллитами и кремнистыми накоплениями депрессии по восточной периферии плиты, выступающими вдоль краевых выступов рифейских образований. К нижнему девону здесь усиливается роль кремнисто-сланцевых и эвапоритовых образований.

По своему строению и составу выполнения Печоро-Колвинская депрессия приближается к внутрикратонному трогу, а периферийная депрессия к перикратону с чертами пассивной палеошельфовой окраины. С этим, по-видимому, связано преобладание в их сложении карбонатных отложений и появление эвапоритовых образований.

С уровня среднего девона в процессы осадконакопления в условиях эпиконтинентального бассейна вовлекается весь ареал Печорской палеоструктуры. В частности, в этот ареал вовлекаются палеоструктуры Тиманского поднятия, а также палеоподнятия ее северо-западной Большеземельской части.

Отложения среднего девона, начинающие собственно образования эпиконтинентального бассейна, слагаются преимущественно комплексом кварцевых и олигомиктовых песчаников и конгломератов с редкими прослоями алевролитов, глин и углей. Они выполняют впадины в центральной части орогена с сохранившимися погружениями до 400 м, в которых залегают горизонтально или образуют пологие складки и моноклинали. По фациальным признакам осадки относятся к лагунным, дельтовым и прибрежно-морским накоплениям.

Палеозойские отложения среднедевонско-нижнекаменноугольного интервала Печорской палеоструктуры, характеризующие поздние этапы палеогеодинамических обстановок эпиконтинентального бассейна, накапливались в ареальной депрессионной структуре ее центральной части, осложненной системой троговых погружений (Печоро-Кожвинской, Усинской, Харьягинской), а также в более локальных депрессиях ее Тиманской части.

Разрезы отложений этого этапа в нижней части включают трансгрессивно залегающие накопления олигомиктовой терригенной формации эмско-эйфельского возраста, которые в более приподнятой северо-восточной части плиты замещаются отложениями карбонатной формации. В сложении олигомиктовой формации участвуют конгломераты, полимиктовые и кварцевые песчаники, гравелиты, алевролиты. Отложения карбонатной формации в пределах северо-восточного поднятия представлены преимущественно известняками и доломитами. В свою очередь, верхняя часть разрезов слагается известняками и доломитами с горизонтами красноцветных и сероцветных аргиллитов, песчаников, мергелей, что позволяет выделить карбонатно-терригенную формацию. На Пай-Хое на этом уровне развита палеозойская кремнисто-терригенная формация, сложенная песчано-сланцевыми толщами.

В свою очередь, девонский интервал развития Печорской палеоструктуры несет крупную отличительную особенность в своей палеогеодинамике. Она связана с проявлением в ее пределах условий активной внутриплитной тектономагматической активизации. Она выразилась в излияниях базальтовых лав и накоплении их туфов, а также в развитии интрузивных внедрений основного состава. При этом основная часть излияний базальтовых лав и их туфовых фаций приурочены к уровню среднего девона, в то время как интрузивные внедрения распространены по всему девонскому разрезу от нижнего до верхнего девона включительно. Пространственно базальтовые излияния и ассоциирующие с ними

туфовые и субвулканические фации, а также интрузивные внедрения вскрыты скважинами во многих частях плиты. В свою очередь, их естественные выходы выявлены, прежде всего, на Тимане и по восточной и северо-восточной ее периферии.

На разных участках Северного, Среднего и Южного Тимана разрезы, включающие базальтовые излияния и их фациальные разности, начинаются или континентальными крупнообломочными отложениями, или зонами развития траппоидных базальтов. Горизонты траппоидных базальтов достигают мощностей от 15 до 200 м. Выше располагается ритмичнослоистая толща пород мощностью несколько сотен метров, сложенная преимущественно песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями вулканических туфов, туфоконгломератов, конгломератов и карбонатных пород. Вскрытые скважинами в основной части Печорского палеобассейна вулканогенные породы образуют горизонты среди осадочных пород, а также интервалы, в которых имеет место переслаивание лав, туфов и туффитов с этими породами. Силлы образуют межпластовые и внутривластовые внедрения, а интрузии — согласные и секущие тела.

Продукты девонского магматизма Печорской палеоструктуры изучались многими исследователями (Б. М. Куплетским, В. Г. Черновым, В. И. Степаненко и др.). По формационным характеристикам он имеет черты траппового магматизма. В фациальном отношении продукты магматизма представлены вулканическими и интрузивными образованиями. Его продукты в разных фациях распространены по всему Тиману, где они перекрывают пашийские песчаники. Они известны также в пределах Печоро-Колвинской депрессионно-грабенной зоны и на ее южном ответвлении в верховьях реки Печоры, на полуострове Пай-Хой и далее на острове Вайгач и островах Новой Земли.

Вулканические накопления этого магматизма представлены базальтовыми покровами, субвулканическими телами, туфами и туффитами. В особую фацию следует выделить трубки взрыва, выявленные на Вольско-Вымской гряде Среднего Тимана. Они выполнены туфобазальтами, для которых уран-свинцовым методом определен радиологический возраст 400 млн лет. Вместе с этим для флогопита из щелочно-лампрофира калий-аргоновым методом получен возраст 390 ± 14 млн лет (данные Б. А. Малькова). Это может указывать, что образование диатрем с базальтовым и щелочно-базальтовым выполнением несколько предшествовало излиянию траппов.

По петрохимическим параметрам вулканыты трапповых излияний и их пирокластические фации относятся к пикробазальтам, базальтам, андезито-базальтам, трахиандезитам. Сопутствующие покровам субвулканические тела отвечают силлам и дайкам габбро-диабазов, диабазов, долеритов, кварцевых долеритов. На Пай-Хое и о. Вайгач развита в основном интрузивная фация основного магматизма. Интрузии и силлы габбро-диабазов локализируются среди отложений с возрастными от ордовика до среднего девона, а их радиологический возраст по калий-аргоновым определениям находится в интервале позднедевонского времени от 382 ± 20 до 344 ± 19 млн лет (данные Н. П. Юшкина и др.). По петрохимическим параметрам породы интрузий и силлов отвечают пикритовым диабазам, нормальным габбро-

диабазам и диабазам, диоритам и гранодиоритам. Интрузии и силлы несут отчетливые черты внутрикамерной и кристаллизационной дифференциации.

Проявление продуктов магматической активизации устанавливается по восточной периферии плиты и на южном продолжении Печоро-Колвинской депрессионно-грабенной структуры. Они представлены преимущественно интрузивными и силловыми внедрениями, фиксирующими, по-видимому, зону рифтогенной деструкции континентальной коры. По составу интрузии, дайки и силлы образуют габбро-диабазовую и долеритовую ассоциации, которые контактируют с осадочными породами возрастного интервала от ордовика до позднего девона включительно.

Восточнее этой зоны, на периферии Ляпинского выступа, выделяется полоса развития вулканических и интрузивных пород, время накопления и положение которых дискуссионны. В пределах полосы развиты базальтовые траппоиды, меланобазальты, трахибазальты, а также интрузивные брекчии и лавобрекчии, относимые к продуктам щелочно-ультраосновной серии. В сложении интрузий, даек и штоков участвуют пикриты, габбро, габбро-диабазы, габбро-долериты, микросиениты. Отметим также, что севернее в пределах восточной периферии Печорской впадины намечена крупная диатрема, сложенная трахибазальтами и кимберлитоподобными породами. Структура диатремы имеет секущие соотношения с отложениями ордовика, а сопровождающие эту структуру интрузивные тела метаморфизуют нижнедевонские осадочные накопления.

Вулканические и интрузивные породы периферии Ляпинского выступа продолжительный период относились к кембро-ордовикским образованиям и связывались с рифтогенезом, предшествовавшим развитию палеозойского палеоокеана. Последующие исследования, однако, позволили установить, что интрузивные внедрения секут и метаморфизуют осадочные отложения верхнего ордовика, а связанные с ними метасоматические изменения накладываются и на верхнеордовик-силурийские осадочные толщи. Отмеченные интрузии, структурно залегающие также по восточной периферии впадины и сопровождающие диатрему, секут и отложения нижнего девона [Голдин и др., 2003].

Все отмеченное позволяет сделать предположительный вывод, что выделенная вулкано-интрузивная ассоциация пород имеет ниже-среднедевонский возраст и геодинамически связана с тектоно-магматической активизацией Печорской эпикратонной впадины, проявившейся в девонское время. Она сопоставима с ассоциацией Среднего Тимана, а структурно связана с процессами эпикратонной рифтогенной деструкции, захватившими в первую очередь периферийные части впадины.

В. КОЛЛИЗИОННОЕ СЖАТИЕ

Пермскому интервалу развития Печорской палеоструктуры отвечают отложения, которые характеризуют коллизионные геодинамические условия, охватившие эту впадину и западную периферию палеозойского орогена. В пределах впадины этому предшествовала визейская регрессия, в которую произошло об-

разование поднятий, а также депрессий, выполнявшихся коллизийными комплексами. Основная часть поднятий, Печоро-Кожимское, Колвинское и Ильтыч-Чикшинское, возникла за счет структурной деформации Печоро-Колвинской депрессионно-грабенной зоны. Соответственно, этому периоду отвечает обособление Денисовского и Хорейвейского прогибов в северо-восточной части впадины и Ижма-Печорского прогиба в ее юго-западной части.

Нижнекаменноугольно-раннепермский интервал в нижней части этих прогибов и впадин слагается базальными накоплениями сероцветной песчано-глинистой формации, выше которой располагаются отложения карбонатной формации, включающие рифовые образования, известняковые, известняково-кремнистые и сульфидно-карбонатные комплексы. Это позволяет отнести образования отмеченных формаций к ранним этапам коллизии, хотя более характерные для коллизийных условий комплексы относятся к пермскому интервалу.

В Тиманской части впадины в нижнекаменноугольно-раннепермском интервале накапливались маломощные отложения преимущественно карбонатной и гипсово-соленосной формаций. В основании нижнекаменноугольного разреза выделяются континентальные, нередко красноцветные накопления, которые выше сменяются морскими карбонатными отложениями среднего и верхнего карбона, а также верхней перми. В южной части среди позднекаменноугольных и раннепермских отложений преобладают гипсово-соленосные накопления.

В раннепермский период строение депрессий восточной и северо-восточной периферии впадины осложнилось образованием глубоких погружений, выполнявшихся синколлизийными осадочными отложениями. Им отвечают Коротайхинская, Косью-Роговская, Верхнесыньинская и Верхнепечорская депрессии, в сложении которых участвуют коллизийные отложения, достигающие мощностей до нескольких километров.

Нижние части пермского разреза синколлизийных депрессий северо-восточной периферии Печорской впадины, Косью-Роговской и Коротайхинской, слагаются накоплениями артинского горизонта конгломератов и чередующихся отложений песчаников, алевролитов и аргиллитов, объединяемых в комплексы сероцветной терригенной формации нижней молассы. В депрессиях восточной и юго-западной частей впадины, Верхнесыньинской и Верхнепечорской, в нижних частях разрезов преобладают темно-серые аргиллиты с прослоями мергелей, глинистых известняков и алевролитов. Выше по разрезу накопления нижней молассы сменяют отложения полимиктовой терригенной формации кунгурского и татарского возрастов. На всей площади распространения формация представлена комплексами, сложенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также терригенно-угленосными и галоген-терригенными накоплениями. В депрессиях восточной периферии впадины отложения этой формации включают значительное количество конгломератов. В составе коллизийных накоплений верхней перми основная роль в депрессиях принадлежит комплексам, в сложении которых участвуют красноцветно-сероцветные полимиктовые песчаники, аргиллиты, мергели, глины и терригенно-угленосные отложения.

В Притиманской части раннепермские отложения тесно связаны с каменноугольными накоплениями. Представлены они слабодислоцированными накоплениями карбонатной и гипсово-соленосной формаций мощностью в первые сотни метров. В свою очередь, верхнепермские отложения на западном склоне Тимана представлены накоплениями сероцветной карбонатно-терригенной, а на восточном склоне красноцветной терригенной формаций. В сторону складчатого Урала отложения верхней перми изменяются до типичных континентальных моласс.

По северо-западной и восточной периферии впадины выделяются отложения нижнего триаса, залегающие несогласно и с размывом на разных горизонтах верхней перми. Представлены они грубообломочной терригенной формацией. В верхней части разрезов формации могут появляться покровы базальтов и горизонты песчаников. Базальты несут петрогеохимические параметры траппов.

Г. ПЛИТНЫЙ ЧЕХОЛ

К образованиям плитного чехла следует отнести мезозойские и кайнозойские отложения, мощность которых колеблется от нулевых до первых сотен метров. Юрские и меловые отложения представлены породами терригенной формации, состоящей из переслаивающихся песчаников, глин, известковистых песчаников с линзами угля и конкрециями сидерита. Кайнозойские накопления отвечают породам песчано-глинистой формации.

6. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ НЕОПЛИТЫ

С завершением аккреционно-коллизийного орогенеза Урал вошел в плитный геодинамический режим, будучи составной частью Евразийского кратонного пространства. Временной интервал этого режима включает проявление геодинамических событий мезозойского резонансного рифтогенеза, охватывающего время от раннего триаса до средней юры, и накопления плитного неочехла, начало которого относится к уровню поздней юры. Мезозойский рифтогенез отнесен к типу резонансного на основании намечающейся связи ассоциаций этого этапа с геодинамическими процессами внутрикратонного растяжения в пределах основания Западно-Сибирской плиты.

А. ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РЕЗОНАНСНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ

Участие мезозойских образований в сложении Уральского орогена установлено достаточно давно. Прежде всего, они известны в форме осадочных отложений. Вместе с этим накапливаются данные о развитии и магматических интрузивных комплексов триас-юрского интервала, устанавливаемых по геологическим и, особенно, по радиологическим определениям. Имеются основания связывать их

с процессами рифтогенеза в пределах Западно-Сибирской плиты и рассматривать в качестве резонансных явлений последнего, что более подробно будет рассмотрено ниже.

Осадочные комплексы мезозоя, относящиеся к уровню всего триаса и нижней и средней юры, выполняют преимущественно многочисленные узкие грабены (Еманжелинско-Коркинский, Волчанский и др.) и реже ареальные депрессии (Орская депрессия). В составе осадочных отложений грабенных преобладают песчано-аргиллит-глинистые, часто угленосные накопления, конгломераты, алевролиты. В ряде случаев присутствуют также вулканические накопления, сложенные базальтами, долеритами, андезитами, липаритами. В депрессиях преимущественно юрского возраста основная роль принадлежит конгломератам, гравийно-галечным породам, песчаникам, аргиллитам, глинам.

Магматические интрузивные внедрения и вулканические комплексы мезозойского резонансного рифтогенеза, которые выявлены к настоящему периоду, по своему составу могут быть объединены в следующие группы: 1) траппы и ассоциирующие с ними породы; 2) щелочно-ультрабазитовые и ультрабазитовые внедрения; 3) кислые субщелочные и щелочные интрузии; 5) трахибазальт-трахиандезит-трахитовые вулканы.

Комплексы дифференцированных траппов относятся к раннетриасовому уровню и локализуются преимущественно в грабенах, реже в составе депрессий. Они известны на Приполярном и Полярном Урале, а также в Зауральской части орогена. В сложении раннемезозойских дифференцированных траппов участвуют покровы базальтов и риолитов, силлы и дайки долеритов и габбро-долеритов, малые интрузии и дайки гранит-порфиров и риолит-порфиров.

Щелочно-ультрабазитовые и ультрабазитовые комплексы установлены в ряде ареалов проявления. Они выявлены преимущественно в пределах западной части Уральского орогена и частично в его восточной части. Комплексы имеют характерные особенности состава и соответствующие радиологические возрасты. Щелочно-ультрабазитовые породы представлены образованиями агпайтовой лампроитоидной серии, а ультраосновные — образованиями лампрофировой серии. Интрузивные тела калиевых ультрабазитов секут раннетриасовые отложения, и их предполагаемый возраст принимается как ранне-среднеюрский. Единичное определение для лампроитов на Кваркушском поднятии дало радиологический возраст в интервале 170-198 млн лет (данные Ю. Д. Смирнова). Более подробная характеристика по радиологическим возрастам имеется для лампроитов Магнитогорской полосы на Южном Урале. По комплексу методов, K-Ar и Pb-Sr, для них измерены радиологические возрасты в диапазоне 198-240 млн лет, что отвечает интервалу от среднего триаса до ранней юры (данные Т. Н. Сурина). К этой же формационной группе следует отнести, по-видимому, калиевые габброиды триас-юрского возраста, установленные в единичных точках Кожимско-Ляпинского выступа на Приполярном Урале. Для отдельных щелочно-базит-ультрабазитовых массивов K-Ar и Sm-Nd методами определены возраста 210 ± 9 , 195 ± 5 и 190 ± 5 млн лет (данные В. А. Душина).

К другому типу щелочно-ультрабазитовых пород относятся пирокласты лампроитоидного состава, которые установлены на западном склоне Урала под наименованием “туффузиты” [Лукьянова и др., 1996; О новом типе..., 1997]. Эти образования слагают ветвящиеся жилы и экструзивные тела, приуроченные к зонам пологих надвигов. Породы претерпели интенсивные преобразования, но несут черты образований лампроитоидного состава. По геологическим соотношениям они предположительно относятся к мезозойскому уровню, хотя это требует подтверждения другими методами.

Еще одну группу мезозойских магматических образований составляют комплексы кислых субщелочных и щелочных интрузий, выявленных преимущественно в западном секторе Приполярного Урала. Более детально описаны комплексы, выявленные в пределах Маньхэ-Хамбо-Харейского магматического ареала [Калиновский, 1998]. Они представлены здесь щелочными кварцсодержащими сиенитами и аляскитовыми гранитами, в ассоциации с которыми находятся карбонатиты с калий-аргоновым радиологическим возрастом 213 ± 7 млн лет. Вместе с этим в пределах Харейского блока древних гнейсов Полярного Урала известны микропегматитовые граниты, а также гранитоподобные и сиенитоподобные метасоматиты, имеющие калий-аргоновый радиологический возраст 245 млн лет, что отвечает раннему триасу (данные Ф. Р. Апельцина).

Наконец, следует отметить проявление мезозойского вулканизма, которому соответствуют выявленные на Полярном Урале сложные трахибазальт-трахиандезит-трахитовые серии с K-Ar датировками в интервале 230-160 млн лет и трахит-базанитовые накопления с датировками 107 ± 7 млн лет Sm-Nd методом и $81,3 \pm 8,5$ млн лет Pb-St изохроной. Вулканогенные комплексы этих уровней тяготеют к разломам северо-западного простирания, в частности к региональному Карскому разлому.

Возможно, триас-юрский магматизм имеет более широкое развитие как по масштабам, так и составу продуктов. Особенно это следует отнести к восточному сегменту, где его трудно выделить из объема палеозойского магматизма. Однако приведенные данные дают полное основание к выводу об активном проявлении внутриплитных геодинамических процессов в пределах Уральского орогена и прилегающих к нему территориях.

Б. ПЛИТНЫЙ ЧЕХОЛ

В позднем мезозое, начиная со среднеюрского уровня, Уральский ороген включается в плитную систему. По восточной периферии орогена чехол развивался со стороны Западно-Сибирской платформы. Мощность последнего закономерно увеличивается в сторону платформы от 0 до 250 м в достаточно узкой полосе от обнаженной части орогена и далее на восток быстро достигает величин в 1,3-1,5 км. В сложении чехла выделяются плитные ассоциации двух отличающихся по составу и условиям накопления горизонтов. Нижний горизонт отвечает среднеюрско-нижнеолигоценному интервалу и слагается преимуще-

ственно прибрежно-морскими и морскими отложениями. Отложения представлены глинами, аргиллитами, алевролитами, кварцевыми и кварцево-глауконитовыми песчаниками, мергелями и другими характерными накоплениями мелководных морских бассейнов. Злегающий выше горизонт включает отложения среднеолигоценно-миоценового и плиоцен-четвертичного интервалов, которые представлены исключительно континентальными накоплениями. Среди них преобладают галечники, песчаники, разнообразные аллювиальные, аллювиально-озерные и аллювиально-речные отложения.

В пределах Русской палеоплиты позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения плитного чехла представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами и другими осадочными отложениями.

II. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЕГМЕНТА

В соответствии с плитотектоническими представлениями о значительной роли в формировании структурных образований земной коры процессов аккреционного и коллизионного скупивания нами в практику анализа строения палеогеодинамических систем предлагается ввести понятие тектоно-геодинамических элементов. Соответственно, под тектоно-геодинамическими элементами понимаются региональные и локальные структурные образования с учетом связи слагающих их ассоциаций с определенными палеогеодинамическими режимами и обстановками. В свою очередь, учитывается, что палеогеодинамические структурно-вещественные ассоциации в орогенах находятся как в автохтонном, так и аллохтонном залегании. Имеет место также сочетание этих элементов в аллохтонно-параавтохтонных структурных образованиях, а также наличие сложных структурных ансамблей, включающих образования с ассоциациями и структурными элементами разнотипных геодинамических режимов и обстановок. Все отмеченное выявляется при совместном анализе результатов палеогеодинамических реконструкций геологических и геофизических материалов, в том числе сейсмоструктурных данных.

1. СТРОЕНИЕ И ГЛУБИННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕГМЕНТА

Для понимания структуры верхней части земной коры Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента и входящих в его сложение палеогеодинамических систем существенное значение имеют материалы сейсмоструктурных профилей. Особое значение для этих целей имеют профили комплексных геофизических исследований с использованием МОВ. В частности, подробные данные о строении земной коры Уральского орогена дают сейсмические профили и пересечения, которые располагаются на широтах городов Верхняя Тура и Асбест на Среднем Урале. Существенное значение имеет также профиль “Уралсейс-95” на Южном Урале, выполненный в рамках международной программы “Европроба”.

Пересечение на широте города Верхняя Тура на Среднем Урале характеризуется результатами комплексных геофизических исследований на Верхнетуринском и Сарановском профилях МОВ, вместе образующих Верхнетуринское пересечение. Их может дополнить Северососьвинский профиль МОВ, располагающийся несколько севернее на широте Кумбинского массива.

Центральная часть самого северного Северососьвинского сейсмоструктурного профиля МОВ (приложение, рис. 1) имеет характер моноклинали, которая восточнее сменяется несогласно залегающими осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями Турьинской депрессии, слагающими систему чешуйчато-надвиговых структур. В западной части профиля выделяется мощная сланцевая полоса сочленения Тагильской вулканогенной зоны с допалеозойскими образованиями Кваркушского выступа.

Верхнетуринское пересечение и составляющие его Верхнетуринский и Сарановский сейсмические профили последовательно пересекают структуры, сложенные палеошельфовыми, депрессионно-грабеновыми и океанически-островодужными ассоциациями, а также зону Трансуральского коллизионного шва. В пределах восточной части профиль захватывает Салдинский террейн (см. приложение, рис. 2). Зона коллизионного шва разделяет резко отличающиеся по строению западную и восточную части пересечения. Она имеет характер наклонно погружающегося горизонта тонкосланцеватого сложения. Границы горизонта срезают сейсмические рисунки граничащих с ним структур, а также сейсмоструктурный рисунок подошвы массивов Платиноносного пояса. В целом по своему строению зона проявляет черты крупного глубинного надвига.

В пределах Кваркушского поднятия на сейсмическом профиле выделяется, прежде всего, располагающийся западнее этого надвига клинообразный глубинный выступ. Он характеризуется горизонтально-слоистым внутренним строением и расширяется на глубину. Другим элементом здесь является структура синклинальной формы, занимающая основную вскрытую профилем часть поднятия. Структура имеет пологое западное крыло и более крутое восточное. В свою очередь, восточное крыло образует западное обрамление клиновидного выступа. Граница этого крыла деструктивно срезает сейсмоструктурный рисунок выступа, в то время как на западном крыле породы структуры менее деструктивны к сейсмоструктурному рисунку вмещающих пород. На поверхности они частично отвечают депрессиям и грабенам, выполненным вендской молассой. Соответственно, выделенная структура несет характерные черты несколько асимметричной синформы, верхняя часть которой осложнена серией надвигов, число и интенсивность которых увеличиваются с приближением к клиновидному выступу.

Расположенная к востоку от коллизионного шва Тагильская зона имеет более сложное строение, хотя в целом по сейсмоструктурному рисунку она соответствует крупной пологой синформе. При этом западное крыло синформы срезается структурами коллизионного шва, а восточное — пластиной Верхнетагильского ультрабазитового массива и сложной границей Салдинского блока. Салдинский блок, образуя восточную периферию зоны, внутри имеет горизонтально-слоистое строение,

которое подчеркивается сейсмическими границами. Восточная часть синформы осложнена Туринским надвигом, по которому она надвинута на западную часть.

Строение и структурные особенности земной коры региона на широте Уфимского выступа характеризуются Асбестовским и Кормовищенским профилями МОВ. В совокупности они образуют пересечение через выступы докембрийских пород и мигматито-гнейсовых и гранито-гнейсовых комплексов, а также крупные гранитные массивы Восточно-Уральской зоны и южное продолжение Тагильской зоны (см. приложение, рис. 3).

На пересечении южная часть Тагильской зоны характеризуется системами сейсмических границ крутого восточного падения, имеющими секущие соотношения с сейсмическими элементами докембрийских образований ее западной периферии. Это интерпретируется как наличие здесь покровно-чешуйчатых структур, в которые вовлечены вулканогенные породы зоны и массивы Платиноносного пояса с надвиганием их на древние образования Уфимского выступа.

Как было отмечено, основная часть пересечения и относящихся к нему профилей МОВ проходят через выступы докембрийских пород, гранито-гнейсовых комплексов и крупных гранитных массивов восточной части региона. При этом выступы древних докембрийских пород и гранито-гнейсовых комплексов соответствуют, как правило, отдельным тектоническим блокам, которые ограничены по глубине и имеют субгоризонтально-слоистое строение. Периферия многих блоков осложнена чешуйчатыми надвигами и покровами палеозойских пород, бескорневыми литопластинами ультрабазитовых, ультрабазит-габбровых и серпентинитовых тел.

В свою очередь, между блоками древних докембрийских пород и гранито-гнейсовых комплексов по сейсмическим элементам выделяются системы крутопадающих структур восточного и западного падения, обычно выполаживающиеся или исчезающие с глубиной. На поверхности им отвечают узкие зоны деформированных и метаморфизованных пород, нередко вмещающие пластины серпентинитов. Отмеченные особенности строения таких зон, их положение между тектоническими блоками, наличие по периферии блоков и литопластин вулканогенных пород и ряд других признаков свидетельствуют, что они соответствуют тектоническим швам сочленения и сутурам. В качестве наиболее выразительной сутурной зоны выделяется зона сочленения Адуйско-Мурзинского и Рефтинского блоков континентальной коры, вмещающая Баженовский ультрабазитовый массив и переходящая по простиранию в Режевскую зону покровов с крупными пластинами серпентинитов и полосами меланжа.

В западной части пересечение проходит через крупный Верхисетский гранитоидный массив, залегающий в вулканогенно-осадочных отложениях. На сейсмическом разрезе массив включается в синформную структуру и не имеет четкой нижней границы, что может указывать на постепенный переход между гранитоидами и подстилающими толщами.

Отметим еще депрессию, которая выделяется к востоку от массива и прослеживается к северу. Нижняя граница депрессии является заметно секущей

к подстилающим образованиям, а на поверхности ей отвечает полоса развития андезитовидных накоплений, вмещающих интрузии Петрокаменского градиоритового комплекса. Наконец, самая восточная часть пересечения проходит через Алапаевско-Егоршинскую полосу покровно-чешуйчатых и надвиговых структур, которые выявляются по сейсмоструктурным элементам и геологическим данным.

Для выделения региональных структурных элементов южной части Уральской системы существенное значение имеют материалы сейсмоструктурного профиля "Уралсейс-95", выполненного в рамках международной программы "Европроба". Профиль пройден по линии Стерлитамак-Магнитогорск-Карталы-Новониколаевка с использованием метода ОГТ с вибрационным и взрывным источниками, данные которых подверглись отдельной интерпретации [Berzin et al., 1996; Carbonell et al., 1996; Echtler et al., 1996; Глубинное строение..., 2001]. Согласно этим интерпретациям, по сейсмоструктурным особенностям в сложении Уральского орогена выделяют три части. Одна из них располагается к западу, а две другие – к востоку от зоны глубинного надвига (см. приложение, рис. 4).

Структурная область, расположенная к западу от Уральского глубинного коллизионного шовного надвига, характеризуется сочетанием полого падающих сейсмических площадок с четырьмя системами тектонических блоков, захватывающих палеозойские и частично подстилающие их допалеозойские образования. Блоки характеризуются чертами слабого взаимного надвигания и сменяются к западу ненарушенной корой Восточно-Европейского кратона. Соответственно, структурная область, расположенная к востоку от зоны этого надвига, содержит, прежде всего, клиновидную структуру центральной части, которая по общему характеру соответствует крупной синформе. К ней примыкают сложнопостроенные структурные блоки, внутреннее строение которых характеризуется полого падающими площадками. В свою очередь, эти площадки деформируются системами границ западного падения. Можно полагать, что основу этих блоков составляют структурные элементы с субгоризонтально-слоистым строением, характерным для континентальной литосферы. Предполагается, что блок находится в глубоком поддвиге под центральную часть.

В завершение приведем данные по геосейсмическому разрезу, пересекающему юго-западную часть Тимано-Канинского выступа (см. приложение, рис. 5). На разрезе показаны соотношения между кристаллическим основанием и осадочными отложениями раннего и среднего рифея Русской протоплиты, а также перекрывающими их позднерифейскими и вендскими отложениями пассивной окраины на ее периклинали. Вместе с этим выделяются системы деформирующих эту периклинали надвигов, которые обусловили образование Тиманской орогенической гряды. Надвигами и коррелирующимися с ними разломами частично захватываются все образования континентальной плиты, в том числе кристаллического основания. В то же время в пределах северо-восточной части периклинали выделяется ее менее нарушенная часть.

2. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЕГМЕНТА

Материалы палеогеодинамических реконструкций и сейсмоструктурные данные по строению земной коры разных частей Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента позволили рассмотреть схему его тектоно-геодинамических элементов и тектоно-геодинамического районирования. Следует еще раз отметить, что в качестве тектоно-геодинамических элементов выделяются структурные образования земной коры с учетом их палеогеодинамического выполнения. Такой подход существенно отличается от содержания и методологии структурного анализа и тектонического районирования, в принципе не предполагающего существования в сложении структурной единицы структурно-вещественных ассоциаций разнотипных и разноэтапных геодинамических режимов и обстановок.

В соответствии с предложенной методологией разработана схема тектоно-геодинамических элементов и тектоно-геодинамического районирования Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента (см. Схему тектоно-геодинамических элементов Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента в приложении к Геодинамической карте).

А. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФРАГМЕНТОВ РУССКОЙ ПРОТОПЛИТЫ

Тектоно-геодинамическим элементам, связанным с фрагментами палеогеодинамических систем допалеозойской части Русской протоплиты, соответствуют располагающиеся в западном сегменте *Башкирское эпикратонное поднятие* на Южном Урале и *Кваркушское эпикратонное поднятие* на Среднем Урале с рифейским депрессионным терригенно-карбонатным и терригенно-сланцевым выполнением. Рифейские серии Башкирского поднятия включают структуры *Навышского, Машакско-Шатакского* и *Кургасского внутридепрессионных грабенов*. Структурно более крупный Машакско-Шатакский грабен располагается на плече Юрзанского и Зильмердакского синдеструкционных разломов. В западной части находится локальное *эпикратонное покровно-надвиговое поднятие Кара-Тая*.

Кваркушское поднятие на Среднем Урале сложено верхнерифейскими отложениями и включает полосы флишевых и молассоидных накоплений нижнего и верхнего венда, которыми выполняются Серебрянская и Сыльвицкая палеодепрессии, отнесенные к образованиям предгорного прогиба, сопровождающего Тимано-Канинский орогенический пояс и его юго-западное и восточное продолжения. В свою очередь, на продолжении Кваркушского поднятия на Северном Урале находится *Вогульское эпикратонное поднятие*, геодинамическая и тектоническая природа которого требуют дополнительных исследований. Предполагается, что Вогульское поднятие представляет фрагмент Русской протоплиты, вовлеченный в геодинамику формирования и структуру Тиманской коллизионной зоны.

На северном окончании Башкирского поднятия располагаются *Таратауский, Уфалейский* и *Александровский протоблоки*, несущие признаки террейнов древней континентальной коры экзотического типа [Нечухин и др., 1999, 2000;

Краснобаев и др., 1998]. Другие исследователи трактуют их в качестве выступов глубоких горизонтов земной коры, перемещенных на верхние горизонты по серии глубинных надвигов [Пыстин, 1994]. Непосредственно южнее выделяются *Таганайско-Златоустовский и Белорецкий прототеррейны*, которые сложены метаморфическими ассоциациями. Прототеррейны располагаются на восточном плече *Кусинско-Копанской сдвигово-раздвиговой зоны* синколлизонного растяжения и характеризуются автономным строением.

В сложении Белорецкого протоблока выявлены отличающиеся простиранием и интенсивностью проявления дорифейские и позднерифейские структурные элементы, что позволило предполагать для него крупные горизонтальные перемещения по древнему глобальному сдвигу в интервале между этими структурными преобразованиями, как и возможную принадлежность к типу древнего террейна. Златоустовский блок ограничен тектоническими швами, несущими высокобарические ассоциации, что придает им характер древних коллизонных швов. В целом намечается выделение здесь крупной зоны древнего коллажа и аккреции.

Б. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТИМАНО-ПРОТОАЗИАТСКОГО ОРОГЕНА

Тимано-Протоазиатский ороген образуется несколькими палеогеодинамическими структурными системами и слагающими их тектоно-геодинамическими элементами. Прежде всего, выделяются элементы осложненной синколлизонными деформациями Тимано-Канинской палеоструктуры и связанной с ней зоны докембрийского коллажа террейнов и межтеррейновой коллизии, а также элементы, сформировавшиеся при аккреции Протоазиатского океанического бассейна. Целесообразно эти структурные системы рассмотреть отдельно.

Выступы и поднятия океанических и островодужных ассоциаций Протоазиатского пояса. Тектоно-геодинамические элементы зоны Протоазиатского эпиконтинентального аккреционного пояса выделяются в структуре и выполнении краевых поднятий Полярного Урала. В сложении выходов этих поднятий основная роль принадлежит продуктам аккреции океанических и островодужных комплексов, а также образований окраинно-континентальных андезитовидных поясов позднерифейского и венд-раннекембрийского возрастов. Океаническими и островодужными комплексами слагаются *Оченьрдское, Енганэпейское и Манитаньрдское эпиконтинентальные поднятия*, а островодужными *Лекынтальбейский выступ*. В свою очередь, образования окраинно-континентальных поясов осложняют строение допалеозойской периферии Пай-Хойского блока и слагают *Амдерминский и Едунейский выступы надсубдуктивного краевого пояса*. В восточной части продукты аккреции океанических комплексов устанавливаются в Хараматолоуском тектоническом окне и по периферии Харбейского выступа.

Выступы блоков аккреции пассивной перикратонной окраины Тимано-Канинской зоны. В отдельную группу выделяются тектоно-геодинамические элементы Тимано-Канинской эпикратонно-коллизонной зоны, которые в основ-

ной части слагаются верхнепротерозойскими эпиперикратонно-коллизонными структурно-вещественными ассоциациями. В плитотектоническом отношении тектоно-геодинамическим элементам пояса соответствуют структуры, связанные с деформациями отложений верхнепротерозойской перикратонной окраины северо-восточной периферии Русской протоплиты. При этом граница перикратона не имеет структурного выражения и проводится по появлению его ассоциаций и их фашиально-формационных разностей в пределах Мезенско-Вычегодской структурно-фашиальной зоны основания плиты. Зона выполнена слабодислоцированным комплексом верхнепротерозойских отложений и характеризуется отдельными брахиформными складками и поднятиями при общем пологом и субгоризонтальном залегании пород.

К достаточно заметному структурному элементу относится расположенная к северо-востоку зона синколлизонных Западно-Тиманских разломно-надвиговых и сдвигово-надвиговых образований. Зона таких деформаций проявлена в центральной и юго-восточной частях перикратона и намечается в его северной части. Зона представлена системой сдвигово-надвиговых дислокаций. Во внутренней части орогена выделяются Центральнo-Тиманская и Восточно-Тиманская зоны синколлизонных разломно-надвиговых дислокаций. Первая из них разделяет отмеченную ранее внешнюю Мезенско-Вычегодскую зону и следующие к северо-западу Четласскую и Вымскую структурные зоны. На продолжении этой структурной зоны находятся Полудов кряж и Колчимский выступ. Вторая зона дислокаций, в свою очередь, образует западное ограничение для краевой Ижма-Печорской структурной зоны. Центральнo-Тиманская и Восточно-Тиманская зоны разломно-надвиговых дислокаций представляют региональные надвиги, по которым восточные части перикратона надвинуты на его западные части. Это привело к образованию вдоль надвиговых зон крупных тектонических выступов, к которым относятся выступы *Канина камня, Цильменского камня, Четласского камня, а также Вымской гряды и Очпарма и Дджежим парма*, осложненных как комплексами западных терригенно-карбонатных, так и восточных сланцевых фашиальных разностей. В пределах выступов и структурно-формационных зон выделяются структурные образования низших порядков, представляющие по своей сути крупные тектонические пластины и покровно-надвиговые структуры северо-восточного падения. Контакты между ними обычно тектонические и представлены надвигами и взбросо-надвигами, а в сложении преобладают моноклиналильные структуры и линейные складки. На юго-восточном продолжении этих структур располагаются поднятия *Полудова кряжа и Колчимского выступа*.

Структура земной коры Тиманской гряды и примыкающих к ней Мезенской и Ижма-Печорской впадин проявлена на сейсмоструктурном профиле, проходящем через эти элементы в северо-западной части гряды. На профиле выделяется система четырех блоков, которые разделены зонами надвигов. Блоки ступенчато погружаются на северо-восток. В свою очередь, Мезенская впадина деструктивно осложняется наложенной на нее депрессией, выполненной вендскими отложениями [Структура..., 2004].

Краевая Ижма-Печорская структурная зона представляет собой более погруженный, перекрытый более поздними отложениями фрагмент перикратона, и является его непосредственным продолжением. В границах Печорской плиты эта зона соответствует основанию Ижма-Печорской впадины. Ее северо-восточным ограничением является перекрытый палеозойскими отложениями глубинный разлом, имеющий характер надвига с амплитудой надвига 10-15 км [Запорожцева, 1979]. По палеогеодинамическим реконструкциям он фиксирует границу рифейско-вендского коллажа террейнов по северо-западной периферии Русской палеоплиты кратаона и, соответственно, границу Тимано-Канинского орогенного пояса. Это служит основанием рассматривать его в качестве перекрытого *Притиманского коллизионного шва*. В свою очередь, по юго-западной периферии пояса выделяется система депрессий. Они выполнены вендской молассой и выделяются в структуру предгорного прогиба. Депрессии прослеживаются в пределы Кваркушского поднятия в виде полос развития серебрянской и сылвицкой серий, выполняющих, соответственно, *Серебрянскую и Сылвицкую депрессии*.

Зона докембрийского коллажа террейнов и межтеррейновой коллизии. Тектоно-геодинамические элементы зоны докембрийского коллажа террейнов древней коры и межтеррейновой коллизии слагают протяженную полосу выходов дорифейских и рифейских образований, в традиционных схемах соотносимых с северной частью Центрально-Уральского поднятия. Вместе с этим их структурная связь с коллажным основанием Печорской плиты и наличие в пределах поднятия линейных структур северо-западного простирания позволяют наметить здесь наличие крупных блоков, отвечающих выступам периферии древних террейнов, осложненных ареалами синколлизийного магматизма. Выходам периферийных частей террейнов соответствуют *Кожимское и Ляпинское (Маньхамбовское) поднятия* с доколлагным и синколлизийным выполнением. Их строение подчеркивается наличием доколлагных структурно-вещественных ассоциаций основания тектонических блоков и ассоциаций рифейско-вендских синколлизийных вулкано-интрузивных ареалов. К самым крупным относятся *Маньхамбо-Ильязский, Малопатокский и Кожимский вулканоплутонические ареалы*. Коллизийному шву соответствует, по-видимому, полоса северо-западных деформаций, вдоль которой локализуется цепочка интрузий Малопатокского ареала и сопровождающих их вулканогенных пород.

В. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Как было показано ранее, во фронтальной части Трансуральского коллизийного шва выделяют палеодепрессионные структурные зоны, сложенные палеозойскими комплексами эпиконтинентальных и эпикоеанических палеобассейнов. При замыкании палеобассейнов слагавшие их ассоциации претерпели структурные деформации, преимущественно покровно-складчатого и надвигового характера. В то же время здесь практически не проявились аккреционно-коллизийные

процессы, что характеризует протоорогенические системы. Соответственно, такие структурные зоны отнесены к типу орогенических поясов.

К типу эпикратонных орогенических поясов отнесены структурные элементы, образующие в целом *Талота-Пайпудыно-Лемвинский эпикратонный орогенический пояс* на Полярном Урале. В свою очередь, типу эпикоеанического орогенического пояса по строению и составу слагающих комплексов отвечает протяженная структура *Сакмаро-Кракинско-Тирлянско-эпикоеанического орогенического пояса* на Южном Урале, сформировавшегося при замыкании одноименного океанического палеобассейна.

Промежуточное положение занимает *Бардымская орогеническая зона*, которая по составу слагающих ее ассоциаций более соответствует результату развития эпикратонной депрессии. Однако значительная часть этих ассоциаций заметно коррелируется с ассоциациями периферии Сакмаро-Кракинско-Тирлянско-эпикоеанической зоны в качестве возможно частично перемещенного северного продолжения этого пояса.

Талота-Пайпудыно-Лемвинский эпикратонный орогенический пояс. В структурном отношении пояс включает отличающиеся по своему строению северную и южную части, которые отвечают *Талота-Пайпудынской и Лемвинской покровно-надвиговым зонам*.

В самой северной части раннепалеозойские отложения слагают широкую полосу умеренно деформированных пород, которые с востока ограничены *Нундерминским выступом*, а также выступами допалеозойских метаморфических образований Собского поднятия и его северного продолжения. Южнее пояс сильно сужается, располагаясь между массивами интенсивно надвинутого на него Войкаро-Сыннинского офиолитового пояса и выступами пород верхнепротерозойского орогена. Отложения пояса образуют здесь систему тектонических чешуй, осложненную крупным надвиговым швом (Собско-Нундерминская активизированная шовная зона, по В. А. Душину).

Расположенная в южной части пояса Лемвинская покровно-надвиговая зона также образуется системой тектонических чешуй и крупных покровов. Вместе с раннепалеозойскими отложениями в сложении тектонических чешуй и покровов по западной периферии пояса участвуют образования верхнепротерозойского орогена, сопоставимые с комплексами террейнов и межтеррейновой коллизии. Вместе с этим тектонические покровы пояса по зоне аккреционного шва интенсивно надвинуты на разные по составу отложения Печорской орогенической впадины. При этом сам аккреционный шов простирается в северном направлении вдоль всего орогенического пояса.

Сакмаро-Кракинско-Тирлянский эпикоеанический орогенический пояс. Пояс, сформировавшийся при геодинамическом развитии одноименного эпикоеанического бассейна, имеет сложное строение. Это связано, прежде всего, с тем, что геодинамические режимы и обстановки в пределах бассейна проявлялись с разной интенсивностью. Особенно это положение относится к процессам рифтогенной

деструкции и аккреции, что отразилось на составе геодинамических ассоциаций в разных частях пояса и степени их деформированности. Кроме того, в сложении пояса участвуют тектонические блоки, содержащие характер простых и сложных террейнов, имеющие в основании комплексы древней континентальной коры.

В самой южной части пояса выделяются *Сакмаро-Косистекская и Косистекская покровно-складчатые зоны*. В составе Сакмаро-Косистекской зоны различают также Сакмаро-Медногорскую подзону. В свою очередь, Косистекская зона на южном продолжении погружается под отложения палеоген-неогенового платформенного чехла, но прослеживается по геофизическим данным.

Сакмаро-Косистекская зона в целом несет черты симметричного строения. Это строение подчеркивается наличием по его периферии находящихся в автохтонном залегании грабеновых и синграбеновых терригенных и вулканогенно-осадочных отложений, которые сменяются кремнисто-сланцевыми накоплениями континентально-склоновых фаций. В свою очередь, центральная часть пояса слагается многочисленными покровами, сложенными эпиокеаническими и эпистроводужными ассоциациями.

На продолжении пояса находится *Кракинская покровно-аккреционно-складчатая зона*, в сложении которой участвуют массивы ультрабазитов и покровов, образованные кремнисто-сланцевыми и вулканогенно-осадочными породами. Массивы ультрабазитов погружены в матрицу серпентинитового меланжа. В составе покровов основное значение принадлежит отложениям ордовика и силура, сопоставимым с отложениями континентально-склоновых фаций Сакмаро-Косистекской зоны. Имеются основания полагать, что эти зоны составляют структуру, которая сформировалась вдоль протяженной сутуры. Соответственно, надшовную часть этой сутуры занимает *Зилаирская надшовная депрессия*, в состав которой подлежат включению как вулканомиктовые песчаники верхнего девона и карбона, так и кремнисто-карбонатные и карбонатные отложения нижнего и среднего девона. Возможно, что часть из них в геодинамическом отношении связана с континентально-склоновыми фациями.

Выделяемая в структуре пояса *Тирлянская рифтогенно-депрессивная зона* связывается в основном с внутрикратонными процессами деструкции. Это явилось основанием к обозначению ее в качестве рифтогенно-деструктивной тектоно-геодинамической единицы. По геологическому возрасту и составу ассоциаций можно полагать, что эта зона в режиме внутриплитной деструкции начала свое образование еще в позднем венде - раннем кембрии и развивалась до среднего девона, которому отвечают верхние части разреза Тирлянской депрессии. Такое развитие сопровождалось внедрением диабазовых даек и небольших расслоенных габбровых и габбро-перидотитовых массивов, характерных для внутрикратонных геодинамических обстановок.

Сложная по строению восточная периферия пояса включает *Присакмарско-Вознесенскую зону полиэптайной аккреции*, а также *Суваньякско-Максютовский эпикратонный перемещенный блок и Эбетинский эпикратонный выступ*. При отсутствии четко выраженной границы между образованиями пояса и распола-

гающимися восточнее образованиями палеозойского палеоокеана нельзя исключать, что в сложении зоны участвуют комплексы обеих этих палеогеодинамических систем.

Бардымская эпикратонная покровно-складчатая орогеническая зона. Зона располагается на продолжении Тирлянской зоны. Ее строение образуется восточным краевым поднятием, Бардымской и Нязепетровской внутренними покровно-надвиговыми зонами и полосой тектонических чешуй западной периферии.

Г. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА

Для Уральского орогена, как было отмечено в описательном разделе, важным элементом тектоно-геодинамической схемы является, несомненно, палеозона сочленения и столкновения континентальной палеоплиты и аккреционно-коллизивной области, сложенной геодинамическими элементами палеозойского океана. В традиционных схемах она рассматривается в качестве Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР), отмечающего западную границу палеозойского геосинклинального прогиба. Однако, по приведенным геологическим материалам и данным сейсмических профилей, эта зона отвечает глубинному надвигу. По этому надвигу ассоциации палеозойского палеоокеана разной геодинамической природы надвинуты на западный палеократон и его структурно-геодинамические элементы.

Как было показано при анализе сейсмических материалов, надвиговый характер зоны прослеживается на всех сейсмоструктурных профилях. Из числа геологических доказательств этого следует отметить ее секущие с элементами надвигания соотношения со структурами находящихся западнее древних толщ на всю вскрываемую сейсмическими данными глубину, наличие в сложении зоны покровов и чешуйчатых и чешуйчато-надвиговых образований, наличие фронтальных аллохтонов и покровно-чешуйчатых структур и ряд других. Для геодинамической характеристики зоны отметим, что она прослеживается вдоль всего орогена, деструктивно срезая его разные структурные элементы и контролируясь полосами серпентинитового меланжа.

Все отмеченное дает основание считать, что эта граница должна рассматриваться как зона *Трансуральского коллизивного шва (ТКШ)*. Как было показано выше, по составу слагающих шов образований и ряду других особенностей имеются основания выделить в его составе по простиранию северную, Полярноуральскую, среднюю, Среднеуральскую, и южную, Южноуральскую, части, которые отвечают соответствующим сегментам этого шва. Отличительные особенности имеются и в тектоническом строении отдельных сегментов.

В частности, *северный (полярноуральский) сегмент* несет черты глубоко-пологого надвига, сопровождающегося интенсивными деформациями в его фронтальной части. В *среднем (среднесевероуральском) сегменте* шов характеризуется крутыми падениями в 65-75° и во фронтальной части сопровождается сланцевой структурной зоной, содержащей в основании допалеозойские образо-

вания параавтохтона, а в верхней части горизонт образований океанической коры с ультрабазитами Салатимского пояса.

Наконец, в южном (южноуральском) сегменте плоскость надвига имеет падение в 45-50°, а в его сложении участвуют ультраосновные массивы и полосы серпентинитового меланжа. Однако в северной части эта зона приобретает более сложное строение и включает три полосы. Последние, как показывают материалы проводившихся здесь детальных исследований, отличаются по составу и геологическому возрасту ультрабазитов и частично серпентинитового меланжа, а также по своему внутреннему строению [Архипова, Павленко, 1997; Чаплыгина, Дегтярев, Савельева, 2002]. По этим данным, крайняя западная полоса образуется крупными, слабонарушенными, существенно лердолитовыми Нуралинским и Татламбетовским массивами, структурно расположенными на продолжении Сакмаро-Кракинско-Тирлянского эпиконтинентального пояса. Расположенные восточнее полосы имеют покровно-надвиговое внутреннее строение, но отличаются структурными формами.

Первая из них, образующая западную часть Западно-Магнитогорской структурной зоны, сложена преимущественно серпентинитовым меланжем, включающим единичные гарцбургитовые массивы, а также блоки с фрагментами офиолитовых ассоциаций. По геологическим соотношениям и палеонтологическим данным ультрабазиты и серпентиниты характеризуются среднедевонским возрастом. Сопровождающие меланж осадочные покровы относятся к средневерхнедевонским накоплениям и каменноугольным отложениям. Они образуют структуры синформ и антиформ, а также слагают покровы и отдельные литоблоки. Другая полоса в этой зоне представлена системой смятых тектонических пластин, сложенных океаническими базальтами и кремнистыми сланцами поляковского комплекса. Серпентиниты и меланж слагают отдельные тектонические линзы в основании тектонических пластин. По конодонтам из кремнистых пород комплекс имеет ордовикский возраст, встречаются также блоки кремнисто-сланцевых пород с силурийской фауной. Имеется возможность предположить, что первая из полос меланжа, характеризующаяся среднепалеозойским возрастом, принадлежит Магнитогорской зоне, в то время как вторая, с раннепалеозойскими возрастными, соответствует южному продолжению образований Тагильской зоны, распространяющихся по западной периферии Сысертско-Ильменогорского блока.

Палеозойские осадочные отложения, располагающиеся на Среднем и Южном Урале к западу от Трансуральского коллизионного шва и перекрывающие здесь восточную периферию Русской палеоплиты, как было показано выше, относятся к ассоциациям пассивной палеоокраины. По структурным и сейсмо-структурным данным эти отложения образуют системы линейных складок, сочетающихся с покровно-надвиговыми, надвиговыми, покровно-чешуйчатыми и чешуйчато-надвиговыми структурами. Следуя традиции и эмпирическим данным, зона распространения этих отложений и их структур может быть выделена как *Западноуральская зона линейных складок и надвигов*. В свою очередь, эта зона с запада обрамляется асимметрично построенными *синколлизионными*

впадинами Предуральского передового прогиба. Протяженная граница впадин с Русской плитой осложнена структурой краевого вала ("forbulge"), который фиксирует границу распространения палеозойских геодинамических ассоциаций Уральского орогена [Чувашев, 2000].

Принципально другие тектоно-геодинамические элементы характеризуют восточный сектор, которому отвечает часть палеозойского орогена к востоку от Трансуральского коллизионного шва. Один из выводов, следующий из материалов палеогеодинамических реконструкций, состоит в том, что в сложении этого сектора определяющее значение имеют аккреционные и аккреционно-коллизионные структурные элементы. Этот вывод следует, прежде всего, из того положения, что в его пределах в тесном сочленении находятся палеоокеанические, периокеанические и периконтинентальные ассоциации, которые формируются за счет образований, связанных со значительно разобщенными по латерали палеогеодинамическими обстановками (океанических рифтов, островных дуг, краевых бассейнов и др.). Их тесное сочленение в сложении орогена неизбежно предполагает крупные горизонтальные перемещения и проявление процессов тектонического скупивания типа аккреции и коллизии. Другим крупным элементом аккреции и коллизии являются, как показано, тектонические блоки более древней коры, выделяемые как террейны древней континентальной коры. Крупные террейны также должны претерпевать горизонтальные перемещения.

Кроме комплексов-индикаторов, показателями аккреционно-коллизионных процессов являются трансструктурные и межструктурные швы и сuture выжимания, фиксирующие границы сочленения аллохтонных структур, а также их структурных ансамблей. Другим важным индикатором служат покровно-надвиговые и покровно-чешуйчатые зоны, формирующие фронт коллизии. Присутствие в составе выполнения sutur серпентинитового меланжа с ультрабазит-базитовыми фрагментами в целом свидетельствует о связи этих sutur с замкнувшимися океаническими пространствами.

По возрастным параметрам океанических и периокеанических комплексов однотипных палеогеодинамических элементов к востоку от Трансуральского коллизионного шва в северной части орогена выделяют *Полярноуральский* и *Среднеуральский, или Тагильский, тектоно-геодинамические сегменты*, из которых последний на своем продолжении ограничен *Пышминско-Сухтелинской аккреционно-коллизионной зоной*. В свою очередь, к югу от этой зоны выделяется *Южноуральский тектоно-геодинамический сегмент*, включающий систему мегазон и зон с разным строением и геодинамическим выполнением. В Полярноуральском и Среднеуральском (Тагильском) сегментах океанические и периокеанические комплексы характеризуются геологическими возрастными интервалами от ордовика до среднего девона, а в Южноуральском сегменте от нижнего девона до нижне-среднекаменноугольного периода.

Полярноуральский сегмент. На Полярном Урале к востоку от коллизионного шва располагаются *Войкар-Сыншинская* и *Щучинская покровно-надвиговые зоны*, входящие в состав Полярноуральского сегмента. На юге сегмент огра-

ничивается Полярноуральским поперечным сдвигом, имеющим черты трансформной структуры.

Войкаро-Сыньинская покровно-надвиговая зона. Зона имеет сложное и еще недостаточно изученное строение. Зона включает Войкаро-Сыньинский офиолитовый массив, к которому с востока примыкает полоса накоплений *надсубдукционного Войкарского вулканоплутонического пояса*. В свою очередь, габбро-ультрабазитовый массив слагается системами литопластин, наиболее крупными из которых являются Райизская, Пайерская, Хулгинская [Савельев, 1997]. С запада система литопластин по *северному сегменту Трансуральского коллизионного шва* контактирует с Хардюскими (Северным Хардюским и Южным Хардюским) и Неркаюским протоблоками. Структурное положение и геодинамическая природа этих протоблоков исследователями трактуются неоднозначно, в том числе с отношением их к древним экзотическим террейнам. С другой стороны, имеются данные о надвиговой природе границы сочленения габбро-ультрабазитовых и вулканогенных комплексов офиолитовой ассоциации с примыкающими к ним с востока вулканотерригенными и вулкано-интрузивными комплексами Талота-Лемвинской зоны [Тектоническая история..., 2001]. При такой трактовке вся Войкаро-Сыньинская структурная зона представляет собой чередование тектонических пластин, в которую включаются и образования ее западного обрамления.

Щучинская покровно-надвиговая зона. Близкое покровно-надвиговое строение имеет расположенная севернее Щучинская зона. Ее западное обрамление образуется Марункеуским блоком высокобарических пород, а внутренняя структура — системой ультрабазитовых и габбровых массивов. С севера зона ограничивается *Харбейским террейном*.

Среднеуральский (Тагильский) сегмент. В пределах этого сегмента система тектоно-геодинамических элементов начинается полосой в разной степени деформированных пород *среднего сегмента зоны Трансуральского коллизионного шва*. По сейсмоструктурным данным зона шва образует погружающийся на восток горизонт, который ограничен надвиговыми структурами. Восточнее выделенной структурной полосы располагается зона массивов Платиноносного пояса и в разной степени дифференцированных вулканогенных комплексов и вулканогенно-осадочных пород, соответствующих островодужным ассоциациям. Структурно островодужные ассоциации образуют Тагильскую мегасинформу, которая по сейсмоструктурным данным включает более частные синформные структуры, сложенные ассоциациями *Западнотагильской и Восточнотагильской островодужных зон*. В структурном отношении зоны сочленяются по протяженному *Турьинскому межзональному шву*, который фиксируется приуроченной к нему припловой *Мостовской депрессией*. Это дает основание полагать, что Тагильская мегасинформа включает фрагменты как минимум двух палеодуг, смещенных по латерали. В свою очередь, фрагменты этих палеодуг к востоку частично перекрываются отложениями Турьинской депрессии, включающей по восточной периферии структуру *Краснотурьинского краевого вулканоплутонического пояса* северо-восточного простиранья. Соответственно, нижнесреднедевонские

отложения депрессии имеют характер тыловой впадины этого пояса. По сейсмоструктурным данным осадочные отложения впадины частично деформированы в систему чешуйчато-надвиговых структур, а в сложении пояса выделяются вулкано-интрузивные ареалы, одному из которых соответствует Ауэрбаховский (Краснотурьинский) ареал. В свою очередь, к северу от Салдинского мигматит-гнейсового блока по геофизическим данным под мезозой-кайнозойским чехлом выделяется полоса близких по составу тектонических блоков, образующих зону их аккреции и, соответственно, в сочетании с вулкано-интрузивными поясами активную континентально-аккреционную периферию характеризуемого сегмента. Западная граница Салдинского блока при этом образуется сложнопостроенным *Присалдинским аккреционным швом*.

На северном продолжении Тагильской мегасинформы находится *Северососьвинская депрессия*, а на южном продолжении располагается узкая *Ревдинско-Карабашская структурная зона*, имеющая характер зоны аккреционно-коллизионного сгущения. В сложении зоны участвуют практически все палеогеодинамические ассоциации и комплексы, выделяемые в пределах мегасинформы, в частности, фрагменты океанической коры, островодужных комплексов, комплексов краевого вулканоплутонического пояса и других. Они слагают покровы, чешуйчатые, чешуйчато-покровные и чешуйчато-надвиговые структуры, отдельные литопластины и блоки. Все это может характеризовать структурные зоны, несущие черты структурных ансамблей.

Южноуральский сегмент. Магнитогорская синформная мегазона. Западная часть сегмента слагается вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, которые структурно локализуются в составе *Магнитогорской синформной мегазоны*. Западное ограничение мегазоны образуется *южным сегментом Трансуральского коллизионного шва*, а восточное — системой аккреционно-коллизионных швов, объединяемых в *Миасско-Полоцкую аккреционно-коллизионную шовную зону*. Как можно видеть на Верхнеуральском сейсмоструктурном профиле [Нечухин и др., 1986], в северной части элемент синформного строения выявляется недостаточно отчетливо, что связано как с недостатком сейсмических материалов, так и, по-видимому, со сложным строением мегасинформы, которое характеризуется здесь *Поляковско-Абзелиловской зоной многоэтапной аккреции*. На сейсмопрофиле “Уралсейс-95” соответствие Магнитогорской структуры мегасинформе проявляется более полно.

Вместе с этим по серии тектоно-геодинамических элементов, характерных для латеральных рядов палеоокеанических ассоциаций, прежде всего островных палеодуг, в пределах мегасинформы выявляется несколько палеоструктурных зон. В западной части на этой основе подлежит выделению протяженная *Ирендыкско-Баймакская островодужная палеозона*, которая включает Ирендыкское вулканическое поднятие, сложенное андезитоидными комплексами зрелой стадии развития островных дуг, и Тубинско-Баймак-Бурибаевскую зону андезитоидных и дациттоидных комплексов, характеризующих палеодепрессию задугового палеобасейна этой стадии. Восточнее находится *Учалинско-Сибайско-Гайская остро-*

дужная палеозона, которая с предыдущей палеозоной сочленяется по протяженной шовной структуре. Шовная структура в северной части представлена полосой серпентинитового меланжа, а в южной части – Восточно-Ирендыкским надвигом. Палеозона включает базальты и спилиты Карамалыташского палеовулканического поднятия ранней стадии островных дуг, Учалинское и Сибайско-Подольско-Гайское палеовулканические поднятия, сложенные базальт-риолитовыми комплексами развитой стадии. Восточнее находится *Верхнеуральско-Домбаровская островодужная палеозона*. Слагающие ее комплексы в северной части имеют черты задуговой палеодепрессии, а продолжающие палеозону в южном направлении вулканические комплексы и структуры характеризуются признаками образований зрелой стадии островных палеодуг. Последние иногда в ассоциации с образованиями других островодужных стадий обособляются в виде частных палеозон, среди которых наиболее значимыми являются Домбаровская и Средне-Орская островодужные палеозоны. Наконец, к завершающим образованиям палеозоны относятся образования междуговых, интрадуговых и остаточных палеобассейнов. Соответствующие им структуры выполнены вулканомиктовыми и осадочными отложениями, перекрывающими палеовулканические поднятия.

Восточную часть мегасинформы занимает *Центрально-Магнитогорская палеозона*, которая отнесена к типу синколлизии сдвигово-раздвиговых трансформных структур. По материалам глубинной сейсмологии и анализу гравитационных данных она имеет характер простой, слабо сжатой синформы, в западной части осложненной глубокой депрессией, выполненной известняками.

Восточная аккреционно-покровная мегазона. Тектоно-геодинамические элементы Восточной аккреционно-покровной мегазоны пролягиваются полосой вдоль восточной периферии *Адуйско-Мурзинского континентального террейна* и продолжают южнее до зоны распространения серпентинитовых массивов и меланжа, слагающих *Муслимовский аккреционный шов*. По восточной периферии мегазоны выделяются *Гаевский и Красногвардейский континентальные террейны*, что придает ей черты межблокового шовного положения. С этим, по-видимому, связаны особенности строения всей мегазоны, которое характеризуется широким развитием покровных, в том числе многопокровных, покровно-надвиговых и чешуйчато-надвиговых структур.

В северной части мегазоны выделяется *Режевская многопокровная зона*, которая представляет собой сложное структурное образование покровно-надвигового характера. Ее многопокровное строение, в котором участвуют океанические и девонские островодужные и каменноугольные постостроводужные комплексы, выявляется как по сейсмоструктурным данным, так и геологическими материалами [Язева и др., 1998; и др.].

К востоку от этой зоны располагается полоса распространения образований *Сухоложско-Теченского вулкано-интрузивного краевого пояса*, которые накладываются на аккреционное обрамление зоны. Геологический возраст его формирования относится к верхнедевонско-нижнекаменноугольному интервалу. Вместе с этим нельзя исключать, что это фрагменты более крупной структурной зоны,

которая продолжается под более поздними кайнозойскими отложениями и проявляется по геофизическим данным.

В свою очередь, по сейсмоструктурным данным и частично данным бурения устанавливается, что серпентиниты Муслимовской полосы представляют фронт надвига и подстилают крупную *Муслимовско-Султановскую многопокровную зону*. В нижней части этой зоны покровы сложены преимущественно океаническими и островодужными комплексами, а в верхней части выявляются покровы и автохтонные образования, сложенные вулкано-интрузивными и осадочными комплексами краевого пояса.

Восточноуральская аккреционно-блоковая мегазона. Структурное пространство сегмента, располагающееся восточнее Магнитогорской мегасинформы, выделяется как *Восточноуральская аккреционно-блоковая мегазона*. В пределах мегазоны широко проявлены аккреционные, аккреционно-коллизийные и покровные структурные образования, в сложении которых участвуют ассоциации океанических и континентальных условий образования. По материалам геологических и сейсмоструктурных исследований структурную основу мегазоны составляют террейны древней континентальной коры. В структурном сочетании с ними присутствуют палеозойские океанические и периокеанические образования, которые слагают тектонизированные зоны, и литоблоки, отвечающие структурам синформ и антиформ, а также литоблоки, литопластины, покровы и другие аллохтонные структуры. Обособляясь в локальные и региональные структурные единицы, террейны и палеозойские структуры образуют и крупные тектоно-геодинамические элементы типа структурных ансамблей. Границам террейнов и структурных ансамблей соответствуют зоны аккреционных и аккреционно-коллизийных швов, образующих самостоятельные структурные подразделения геодинамических условий аккреции. Все отмеченные структурные элементы и слагаемые ими ансамбли составляют основу к тектоно-геодинамическому анализу мегазоны.

В северной части мегазоны, прежде всего, подлежат выделению *Качкарская зона террейнов древней континентальной коры и продолжающая ее Джабыкско-Суундукская зона*, которая рассматривается в качестве зоны с террейнами, перекрытыми палеозойскими отложениями палеозойского чехла. Первая зона представляет собой полосу развития докембрийских мигматит-гнейсовых комплексов и гранитных интрузий. В свою очередь, вторая характеризуется многочисленными выступами гнейсовых комплексов с докембрийскими радиологическими возрастными и крупными гранитными батолитами с палеозойскими возрастными. Предполагаемые террейны перекрываются и, соответственно, “сшиваются” преимущественно каменноугольными осадочными отложениями. По восточной периферии зоны выделяется *Айдерлинско-Брединская зона*, фиксирующая аккреционный палеошов и деформированную надшовную депрессию, отложения которой включают полосы серпентинитовых прогрузий и меланжа. Ее южное окончание осложнено выходами Айдерлинского покрова, сложенного серпентинитовым меланжем и островодужными комплексами. На южном продолжении зоны рас-

полагается *Адамовский гранит-мигматит-гнейсовый террейн*. Его структурное положение и состав не исключают, что он является составной частью полосы террейнов древней континентальной коры Джамбыкско-Суундукской зоны.

Восточнее последней зоны выделяется система структурных блоков, центральное положение в которой занимает *Мариинский террейн*. В южной части этот террейн осложнен литопластинами Джетыгаринского и Шевченковского ультрабазитовых массивов и небольшими покровами палеозойских океанических и островодужных образований. В свою очередь, к северной периферии террейна примыкает Варненская, а к южной Аккаргинско-Буруктальская структурные зоны. Первая из них сложена преимущественно островодужными вулканогенными комплексами, которые осложнены крупной габбро-диоритовой интрузией. Во второй вместе с аналогичными комплексами присутствуют пояса ультрабазитов и меланжа, которые приурочены к границам этой зоны, имеющей черты синформы. Структурно все эти тектоно-геодинамические элементы составляют *Мариинско-Варненско-Аккаргинский структурный блок*, границы которого образуются зонами аккреционных швов.

В южной части мегазоны последовательно выделяются *Текельдытауский гранито-гнейсовый террейн* и *Мугоджарский супертеррейн*. Супертеррейн включает *Талдыкский* и *Кайрактинский террейны*. Строение Кайрактинского террейна осложнено внутрив блоковым *Кайрактинским вулкано-интрузивным поясом*. Все выделенные террейны и структурные ансамбли сопровождаются зонами аккреционных швов, которые выполнены метаморфогенно-метасоматическими образованиями и интрузивными комплексами.

В ассоциации с террейнами находятся тектонизированные зоны океанических и островодужных комплексов. Достаточно крупными из них являются *Джусинская, Кимбаевская, Карталинская, Еманжелинская, Шевченковско-Джетыгаринская, Аккремановско-Светлинская* многопокровные и тектонизированные зоны океанических и островодужных ассоциаций.

По восточной периферии мегазоны вдоль *Троицко-Буруктальского коллизийного шва* располагаются *Иргизская, Брединско-Тогузакская и Потанинская* *сдвигово-раздвиговые трансенсивные зоны*.

Пышминско-Сухтелинская мегазона межсегментной коллизии. Сочленение среднеуральского и южноуральского сегментов, которое выделяется в отдельный структурный элемент, имеет сложный характер. Как было показано, восточная граница первого из них, как и западная граница второго, фиксируются цепочками террейнов и региональными аккреционными швами на их южном продолжении. Между этими тектоно-геодинамическими элементами выделяется *Пышминско-Сухтелинская мегазона межсегментной коллизии*. В целом они соответствуют зоне сочленения выделенных сегментов.

Мегазона межсегментной коллизии имеет сложное строение и состав слагающих ее палеогеодинамических ассоциаций. Ее основная часть слагается филлитами, филлитовидными сланцами с прослоями кремнистых сланцев, песчаников, известняков, а также зеленых сланцев и порфиритоидов. Количество сланцев и

порфиритоидов заметно увеличивается в пределах Синарской подзоны. По периферии зоны распространены полосы серпентинитовых тел. В северной и средней частях мегазоны эти полосы имеют субширотное простирание, фиксируя, вероятно, границы внутренних структурных элементов. Выделенные комплексы дислоцированы, имеют достаточно крутые падения, местами интенсивно смяты.

По сейсмоструктурным и геологическим данным на эти дислоцированные отложения в ряде мест наложены тектонические депрессии, выполненные вулкано-интрузивными ареалами. Наиболее крупным из них является находящийся в северной части мегазоны Петрокаменский вулкано-интрузивный ареал. Южнее его выделяются Верхнепышминский и Березовско-Арамилский вулкано-интрузивные ареалы. В восточной ветви может быть выделен крупный Покровский вулкано-интрузивный ареал. Вместе с этим в пределах всей шовной мегазоны имеют развитие небольшие гранодиоритовые и гранитные интрузии, которые интродуцируют как сланцы, так и ультраосновные массивы. По своим формационным особенностям и структурному положению комплексы ареалов и интрузий связываются с аккреционно-коллизийными условиями. В. М. Даценко [Даценко, 1998] показал, что по геохимическим параметрам к группе коллизийно-орогенных относится ряд гранитных массивов, сопровождающих Петрокаменский ареал.

Преобладание в сложении деформированной части разреза шовной зоны филлитовидных и кремнистых сланцев, присутствие по ее границам поясов серпентинитовых тел и ряд других признаков могут свидетельствовать, что в ее пределах имело место тектоническое скучивание и сочленение ассоциаций пассивных континентальных палеоокаин. По наличию широтных полос серпентинитовых тел имеются основания предполагать о неоднородном строении зоны и, возможно, многоэтапности процессов скучивания. По простиранию шовной зоны выделяются *Пышминско-Чебаркульская, Куяшско-Ключевская и Чебаркульско-Сухтелинская ее структурные части*, а также *Синарско-Покровская* ее ветвь. Они отделяются широтными поясами серпентинитовых массивов, несколько отличаются составом отложений и по насыщенности вулкано-интрузивными ареалами и кислыми интрузиями. По периферии коллизийной зоны располагаются *Салдинский, Адуйско-Мурзинский и Ильменогорско-Сысертский террейны докембрийской континентальной коры*, вмещающие синколлизийные гранитные плутоны.

Впадины синколлизийного предгорного прогиба. Выступы Русской протоплиты, которые на Среднем и Южном Урале располагаются западнее Трансуральского коллизийного шва, перекрыты осадочными отложениями палеозойской пассивной палеоокаины. По структурным и сейсмоструктурным данным эти отложения образуют системы линейных складок, сочетающихся с покровно-надвиговыми, надвиговыми, покровно-чешуйчатыми и чешуйчато-надвиговыми структурами. Следуя традиции и эмпирическим данным, зона распространения этих отложений и их структур может быть выделена как Западноуральская зона линейных складок и надвигов.

В свою очередь, эта зона с запада обрамляется асимметрично построенными

синколлизионными впадинами Предуральского передового прогиба, к которым относятся *Соликамская, Уфимская и Актюбинская впадины*. Структура впадин и их геодинамика определяются особенностями погружения этой части Русской плиты. В свою очередь, впадины Приполярного и Полярного Урала связываются с геодинамикой Печорской палеоструктуры.

Д. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПЕЧОРСКОЙ ОРОГЕНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ

Осадочное выполнение Печорской палеоструктуры, накапливавшееся на верхнепротерозойском аккреционно-коллизиионном основании, представлено палеозойскими и мезозойскими отложениями, слагающими несколько тектоно-геодинамических элементов. Состав и полнота разрезов этих элементов тесно связаны с палеогеодинамикой впадины. В центральной части Печорской палеоструктуры в качестве региональных элементов выделяются *Ижма-Печорская и Хорейверская (Большеземельская) депрессии*, разделенные *Колвинским покровно-надвиговым выступом*. Первая из депрессий развивалась в надшовой зоне палеоколлизии, которая испытала интенсивное погружение на всем интервале развития плиты. В свою очередь, вторая депрессия имела в основании крупный Хорейверский террейн, который погружался менее интенсивно, особенно на ранних этапах развития плиты. Это обусловило сокращенные мощности в пределах депрессии отложений верхнеордовикско-нижнедевонского интервала. Границе депрессий отвечает зона кембрийско-ордовикского рифтогенного растяжения, которая выделяется в основании плиты и продолжается по периферии Кожимского поднятия в виде Кожимской зоны рифтогенных депрессий.

На западной и северо-западной периферии Печорской палеоструктуры тектоно-геодинамическим элементам соответствуют, с одной стороны, краевые выступы со сложным покровно-надвиговым строением, а с другой – впадины, связываемые с коллизиионными процессами. Центральное положение занимает *Кожимское синколлизионное покровно-надвиговое краевое поднятие*, которое южнее продолжается *Ильчско-Печорской покровно-надвиговой зоной*. Оба структурных образования сложены преимущественно грабеновыми и перикратонными комплексами, которые накапливались в грабеновой депрессии, продолжавшей Ижма-Печорскую надштовую зону. На северном продолжении краевого поднятия находятся сложные по строению коллизиионно-надвиговые структуры *гряды Чернышева и гряды Чернова*, обрамляющие структуру *Косью-Роговской впадины*.

Сейсмические данные и материалы бурения достаточно полно выявляют, что гряда Чернышева слагается системой тектонических пластин, ограниченных снизу единым надвиговым срывом - детачментом, приуроченным к эвапоритовым отложениям верхнего ордовика [Новые сведения..., 2004] и частично *Кортаихинской впадины*. В палеогеодинамическом отношении впадина развивалась в части плиты, сформировавшейся при аккреции верх-

непротерозойского океанического бассейна. Периферия последнего была образована Пайхойским континентальным блоком, приподнятая часть которого выступает в пределах Пайхойского краевого поднятия.

Залегающие на верхнепротерозойских образованиях палеозойские отложения Тиманской части плиты слагают ряд более локальных *Надтиманских и Притиманских депрессий и погружений*. Самые ранние палеозойские отложения соответствуют нижнему и среднему девону.

Е. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФРАГМЕНТА КАЗАХСТАНСКОЙ ОРОГЕНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Входящий в состав карты фрагмент Казахской орогенической области характеризует зону ее сочленения с Уральским орогеническим поясом в пределах его юго-восточной периферии. Соответственно, эта зона в геодинамическом отношении рассматривается в качестве зоны межорогенных взаимоотношений. В конкретном проявлении она выделяется здесь как *Троицко-Денисовская зона меж-орогенной аккреции и коллизии*, контактирующая с Уральским орогеническим поясом по *Троицко-Буруктаьскому шву межорогенной коллизии*. Структурную основу зоны составляют надвиговые, чешуйчато-надвиговые и покровно-чешуйчатые тектоно-геодинамические элементы, формировавшиеся в обстановках тектонического скупивания. Значительное развитие имеют также интрузии кислого и основного составов, а также метаморфические комплексы, характеризующие в своем сочетании проявление обстановок коллизии. Составным элементом аккреции является *Денисовский блок океанических комплексов*, восточнее которого выступают отдельные фрагменты перекрытого отложениями кайнозойского чехла *Валериановского вулканоплутонического пояса* и находящаяся в его фронтальной части *Убоганская депрессия* с карбонатно-осадочными выполнениями. Геологическое время накопления образований этих поясов относится к нижне-среднекаменноугольному временному интервалу.

Как было отмечено выше, граница между Джабык-Суундукской зоной и расположенными восточнее структурными зонами и, прежде всего, Троицкой зоной и ее южным продолжением, по данным профиля "Уралсейс-95", имеет характер сочленения двух континентальных блоков (доменов). Граница сочленения отвечает аккреционно-коллизиионному шву, полого погружающемуся в западном направлении. Этот шов, в свою очередь, пространственно совпадает с аккреционным швом западной границы Мариинско-Варненско-Аккаргинского структурного блока, который южнее прослеживается по границам Текельдытауского и Кайрактинского террейнов. При этом восточный Троицкий блок находится в поддвиге относительно западных блоков. Исследователи, изучавшие зону шва севернее в пределах Троицкого разреза, пришли к выводу, что магматические и осадочные комплексы, расположенные к востоку от этого шва, сопоставимы с образованиями казахстанид [Проблема выделения..., 1998]. В целом такой вывод совпадает с данными о развитии Валерьяновского краевого пояса на погруженной периферии Коччетавского и Улутауского континентальных блоков, входящих в состав Казахстанской орогенной системы.

Вместе с этим отметим, что северное и южное продолжения этого шва от линии профиля “Уралсейс-95”, как и структуры поддвига, могут иметь разное толкование. Нами принят вариант, по которому Мариинско-Варненско-Аккаргинский структурный блок находится в структуре ретрошарьяжа и надвинут по дополнительной плоскости на южное продолжение Троицкой аккреционной зоны. В состав этой зоны включен также Денисовский покровно-надвиговый блок, сложенный преимущественно океаническими базальтами с прослоями кремнистых сланцев и мелкими телами апоультрабазитовых серпентинитов. В прослоях кремней выявлены конодонты ордовикского уровня [Пучков, Иванов, 1985]. Троицкая зона в целом образует аккреционный мегаблок, который сочленяется со структурными элементами Кокчетавского мегаблока и Улутавского блока казахстанид. Этим определяются тектоно-геодинамические особенности восточной периферии Уральского орогена в южном сегменте и его связи с Казахстанской орогенной системой.

Ж. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКОЙ НЕОПЛИТЫ

Тектоно-геодинамические элементы режима неоплиты в пределах орогена имеют ограниченное развитие. В частности, к ним относятся *Челябинский грабен* и *Волчанский грабен*, выполненные угленосными отложениями триаса, а также заполненные юрскими осадками *Орская* и *Аккаргинская депрессии*. В ряде частей региона выделяются серии региональных разломов преимущественно северо-западного простирания, которые относятся к уровню мезозоя. Более детально они изучены на Полярном Урале [Душин, 2007].

III. ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА СЕКМЕНТА

Плитотектоническая палеогеодинамика рассматривается как сочетание эволюции глубинных источников вещества и энергии, с одной стороны, и обусловленных этими источниками глобальных движений литосферных плит — с другой. При этом если эволюция глубинных источников ответственна за состав геодинамических ассоциаций, то движение литосферных плит вносит свой вклад, прежде всего, в становление этих ассоциаций и слагаемых ими структурно-вещественных ансамблей (океанической коры, островных дуг и других) в структуре земной коры. В частности, это проявляется при образовании сложных интегрированных литосферных сегментов, формирование которых происходит путем включения в состав таких сегментов палеогеодинамических систем межплитных и внутриплитных режимов, в том числе и относящихся к литосферным плитам разновозрастных плитотектонических циклов. При этом образование конкретных плитотектонических систем реконструируется в рамках региональной геодинамики, в то время как процесс интеграции их в сложение сегментов проявляется

при глобальных реконструкциях. Как будет показано, эти особенности характеризуют Урало-Тимано-Протоазиатский сегмент Евразии.

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА

Фактологической основой к анализу региональной геодинамики служат геологические, геофизические, фациально-формационные и другие параметрические особенности, которые характеризуют выделяемые палеогеодинамические ассоциации и слагаемые ими палеогеодинамические системы. Соответственно, анализ региональной геодинамики Урало-Тимано-Протоазиатского сегмента Евразии базируется на приведенных в предыдущем разделе характеристиках геологических комплексов и структур, слагающих отдельные палеогеодинамические системы этого сегмента. Как было показано, этим системам соответствуют системы верхнепротерозойского Тимано-Протоазиатского и палеозойского Уральского орогенов, а также палеозойских Талота-Пайпудыно-Лемвинского и Сакмаро-Кракинско-Тирлянского орогенических поясов и Печорской орогенической впадины. Дополняется этот ряд верхнепротерозойскими палеогеодинамическими элементами выступов Русской протоплиты и элементами мезозойско-кайнозойской неоплиты. Каждая из отмеченных систем характеризуется своими рядами палеогеодинамических вещественных и структурных ассоциаций, что и определяет палеогеодинамику их формирования, которая характеризуется предлагаемыми геодинамическими моделями.

Верхнепротерозойские палеогеодинамические системы. Верхнепротерозойскому интервалу в пределах рассматриваемого сегмента Евразии отвечают палеогеодинамические ассоциации, слагающие выступы Русской протоплиты и тектоно-геодинамические элементы Тимано-Протоазиатского орогена.

Русская протоплита. Рифейские и вендские палеогеодинамические ассоциации выступов Русской протоплиты, как показано в предыдущих разделах работы, по формационно-фациальным характеристикам, составу, структурным условиям залегания и другим параметрам связаны с несколькими палеогеодинамическими режимами и обстановками, которые могут быть реконструированы.

Прежде всего, это относится к рифейским ассоциациям, слагающим Башкирское, Кваркушское и, по-видимому, Вогульское эпиконтинентальные поднятия западной части сегмента. По своим формационно-фациальным особенностям, составу и структурным особенностям залегания они отнесены к образованиям, которые могут быть связаны с геодинамикой проявления внутриплитных депрессионно-грабеновых обстановок. В их сложении преобладают накопления мелководных бассейнов, в том числе озерного типа. Выполняемые ими линейные и ареальные депрессии, в том числе типа авлакогенов, и сопровождающие их грабены в структурном отношении прослеживаются в рифейское основание Русской протоплиты. В частности, рифейские депрессионно-грабеновые образования Башкирского поднятия на Южном Урале структурно связаны с геодинамической системой Камско-Бельской депрессии и Калтасинского грабена, которые

выделяются в строении основания Русской плиты. На профиле “Уралсейс-95” отложения этого поднятия, достигающие мощности до 12-14 км, вместе с образованиями Камско-Бельской депрессии и Калтасинского грабена образуют единую структуру мегадепрессии, которая осложняется нарушениями типа листрических разломов, сливающимися на глубине в единую зону.

Внутридепрессионный Машакско-Шатакский грабен и магматический арал Бердяшской интрузии лишь несколько осложняют структуру Башкирского поднятия. Вместе с Калтасинским грабеном они свидетельствуют о проявлении процессов внутриплитной деструкции на ранних этапах формирования депрессий, что имеет место и для депрессий внутренних частей Русской протоплиты [Аксенов, 1998]. Соответственно, в северо-западной части суперконтинента формировались Мезенская депрессия и Кажимский грабенообразный авлакоген. К среднерифейскому времени относится образование Серноводско-Абдуловского авлакогена субширотного простирания, присутствие фрагментов которого выявляется на южной периферии Башкирского эпикратонного поднятия.

Рифейские отложения Кваркушского эпикратонного поднятия также имеют отчетливую структурную связь с внутриплитными депрессиями Русской протоплиты. По геологическим и сейсмическим данным они характеризуются меньшими мощностями, что связывается с их накоплением на междепрессионном поднятии, которому отвечала зона поднятой восточной периферии Кажимского авлакогена рифейского основания протоплиты.

Как было показано в описательном разделе, магматические процессы на Башкирском эпикратонном поднятии, связанные с деструктивно-грабеновыми геодинамическими условиями, имели проявление преимущественно в раннерифейское время. По данным последних комплексных изотопно-геохронологических исследований, этим проявлениям отвечал возрастной интервал от 1500 млн лет до 1380-1350 млн лет. В этом возрастном интервале происходило накопление как Навышского трахибазальтового комплекса, так и Машакско-Шатакского базальт-липаритового комплекса, а также становление Бердяшского массива и серии более мелких интрузий и дайковых комплексов. Имеются основания считать, что эти деструктивно-грабеновые магматические процессы отмечали начальные этапы заложения внутрикратонных рифейских депрессий. Соответственно, последующие этапы развития этих депрессий в течение среднего и верхнего рифея характеризовались преимущественным проявлением осадочных процессов, которые продолжались почти 800 млн лет, вплоть до начала развития Сакмаро-Кракинской деструктивной зоны в начале кембрия при окончательном ее раскрытии в интервале раннего-среднего ордовика.

Сложной и дискуссионной представляется проблема палеогеодинамической природы поднятия Урал-Тау, прежде всего его западной части, включающей метаморфические образования Белорецкого и Златоустовского выступов. Имеются основания считать, что эти выступы представляют собой, скорее всего, серию прототеррейнов. Вместе с этим, как было показано, террейновая приро-

да характеризует Тараташский и Уфалейский блоки. При этом Уфалейский блок может трактоваться как сложный рельеф, состоящий из нескольких пластин [Белковский, 1989; Нечеухин и др., 1999]. Соответственно, выдвигается проблема рельефо-коллагного строения всей западной части краевого поднятия Урал-Тау, возникшего, возможно, в позднерифейское время, что следует из радиологических определений.

В частности, по изотопно-геохимическим данным для цирконов из метапорфиров кувашского вулканогенного комплекса Златоустовского блока альфа-свинцовым методом определен возраст 1460-1500 млн лет [Краснобаев, Бородина, 1970], что может быть принято в качестве времени додеструкционных вулканических излияний. В свою очередь, возраст основной фазы метаморфизма для комплекса устанавливается по K-Ar-датировкам в интервале 510-635 млн лет (данные В. И. Ленных, 1966), по Ar-Ar-датировкам в интервале 597-542 млн лет и приходится, таким образом, на вендское время [Matte et al., 1993; Glasmacher et al., 1999]. Соответственно, на это время приходится накопление вендских конгломератов и появление в их составе обломков метаморфических пород кувашского комплекса.

Все это, вместе с рядом структурных наблюдений, явилось основанием к предположению, что Златоустовский и Белорецкий протоблоки сформировались на уровне раннего рифея или даже в дорифейское время, а в позднерифейско-вендское время претерпели причленение к палеократону. Не исключается, что такое причленение было связано с проявлением крупного сдвигового перемещения этих блоков. Такое перемещение могло сопровождаться синколлизийными деформациями, в том числе сколово-сдвигового типа. С ними, вероятно, связано образование протяженной разломной зоны, к которой приурочена цепочка габбровых массивов Кусинско-Копанского пояса и пластовая залежь Рябиновского гранитоидного массива. Соответственно, в шовной зоне блока имели место интенсивные метаморфические процессы, с которыми связано образование Губинского гранито-гнейсового и Кувашского метавулканического комплексов, а также зон с высокобарическими парагенезисами [Белковский, 2002].

Совершенно очевидно, что изложенные материалы не могут дать полную схему палеогеодинамики формирования Русской протоплиты. Вместе с этим имеются основания высказать некоторые представления о палеогеодинамике того фрагмента протоплиты, который сложен верхнепротерозойскими ассоциациями и входит в состав описываемого сегмента Евразии. Главный вывод по геодинамике этого фрагмента состоит в том, что его верхнепротерозойские ассоциации, и прежде всего раннего и среднего рифея, связаны с обстановками внутрикратонных депрессионно-грабеновых режимов. Последовательности таких обстановок наиболее полно проявлялись на уровнях раннего и среднего рифея и включали смену условий локального грабенового растяжения условиями депрессионного опускания с накоплением преимущественно осадочных комплексов. Начиная с верхнего рифея, и особенно на уровне венда увеличивается роль более локальных структур растяжения, а в сложении депрессий появляются элементы фаци-

альной зональности северо-западных направлений, что, по-видимому, связано с заложением и развитием Тимано-Протоазиатского океанического бассейна.

Вместе с этими процессами имело место осложнение строения периферии протоплиты в связи с крупными внутрикратонными движениями сдвигового и сдвигово-раздвигового типа. Можно полагать, что в этот период Русская протоплита и ее фрагменты входили в состав крупного суперкратона (Родиния), который по периферии обрамлялся океаном Палеотетис.

Тимано-Протоазиатский ороген. На уровне среднего и позднего рифея в северо-восточной части суперкратона развиваются процессы деструкции, с которыми связано перикратонное опускание периферии Русской протоплиты, а также образование Протоазиатского океанического бассейна. Вместе с этим деструкция и распад суперкратона привели к возникновению системы континентальных террейнов, локализовавшихся по периферии плиты.

Детальными исследованиями показано, что верхнерифейские комплексы северо-восточной, в современных координатах, периферии Русской протоплиты соответствуют ассоциациям, которые накапливаются на пассивных континентальных окраинах, формирующихся в обстановках перикратонных опусканий [Гецен, 1991; Оловянишников и др., 1999; и др.]. С позиций палеогеодинамического анализа эти ассоциации характеризуются, прежде всего, хорошо выраженной латеральной зональностью. Соответственно, они изменяют свой формационно-фациальный состав от прибрежных конгломерато-песчаных отложений по краю протоплиты до батиальных кремнисто-сланцевых и углисто-кремнисто-сланцевых накоплений в удалении от этого края. К северо-востоку от этого края располагалась система континентальных террейнов, которые принимали участие в процессах коллажного разрастания верхнепротерозойского протократона.

По геологическим и геофизическим данным периферия террейнов, а также краевые части протоплиты осложнены многочисленными интрузиями кислого и среднего составов и вулканогенными накоплениями. Полоса этих комплексов прослеживается в пределы Кожимского и Ляпинского поднятий, где она включает систему синколлизонных вулкано-интрузивных ареалов. Это свидетельствует, что коллажное приращение тектонических блоков сменилось межтеррейновой коллизией, сопровождавшейся магматическими процессами.

В свою очередь, ассоциации пассивной континентальной палеоокраины прослеживаются от Полуодова кряжа и Южного Тимана вдоль всей северо-восточной периферии Русской протоплиты до полуострова Варанген и Норвежских каледонид, где перекрываются покровами последних. Отметим также, что на простирании полосы этих ассоциаций, в пределах северной части Кваркушского поднятия, выделяется зона углисто-кремнисто-сланцевых отложений вендского уровня, сопоставимая с отложениями фронтальной части периклинали пассивной окраины. В сочетании с ними находятся зоны проявления вулканогенных комплексов, на северо-западном простирании которых на периклинали пассивной континентальной окраины развиты близкие по составу дайковые и вулканогенные накопления. Последние в геодинамическом отношении связываются с деструкцией континен-

тальной коры периклинали на участках ее резкого погружения.

Палеограница коллажа предположительно проводится по северо-западному обрамлению Тимано-Канинского перикратона, претерпевшего сложные надвиговые дислокации при коллаже террейнов и последующей коллизии с образованием сложного пояса синколлизонных деформаций. Далее граница продолжается, вероятно, в северной части Вогульского поднятия. Соответственно, древние террейны входят в состав погруженного основания Печорской плиты, а синколлизонные ассоциации участвуют в сложении ареалов магматизма на Кожимском и Ляпинском поднятиях Приполярного Урала.

Как было показано, фронтальная часть периклинали пассивной окраины, отвечающая опущенной части Русской плиты, сложена батиальными отложениями, что предполагает наличие к северо-востоку океанического бассейна.

Развитие палеоокеанического бассейна в течение позднего рифея и венда сопровождалось проявлением режима океанического спрединга с формированием офиолитовых ассоциаций, фиксировавших процесс образования океанической коры. Соответственно с обстановками внутриокеанической субдукции и окраинно-континентальной субдукционного поддвига следует связывать формирование комплексов энсиматических палеодуг и краевых вулканических поясов активных палеоокраин, которые обнажаются в пределах краевых поднятий Полярного Урала. В свою очередь, перикратонная периферия Русской палеоплиты развивалась в условиях пассивной континентальной окраины.

Соответственно, вулканогенные комплексы Оченырдынского, Енганзпейского и Манитаньрдского поднятий, а также Лекынтальбейского выступа имеют параметры океанических и островодужных ассоциаций [Душин, 1997; Scatow et al., 2001]. К ним добавляются выходы верхнепротерозойских вулканических комплексов Амдерминского и Едунейского выступов Пайхойского блока, по ряду признаков сопоставимых с комплексами краевых поясов. Соответственно, пояса формировались на континентальной окраине, тектоническим фрагментом которой является этот блок. Все океанические и островодужные комплексы и слагаемые ими структуры несут отчетливые признаки участия в процессах тектонического скучивания типа аккреции, в результате которых на месте Палеоазиатского палеоокеана образовался аккреционный орогенный пояс, ограниченный с северо-востока Пайхойским блоком. В свою очередь блок, по данным региональных и глобальных реконструкций, рассматривается как составная часть Новоземельско-Ямальского микроконтинента.

По юго-западной периферии Тимано-Канинского пояса деформаций выделены ассоциации, которые несут признаки внешней молассы и слагают структуры, образующие предгорный прогиб. В палеогеодинамическом отношении они связываются с завершающими этапами процессов коллизии, которые сопровождалась образованием синколлизонных поднятий и проявлениями гранитоидного магматизма. Полоса этих структур прослеживается в пределы Кваркушского поднятия в виде отложений серебрянской и сыльвицкой серий нижнего и верхнего венда. Непрерывная полоса таких структур, выполненных молассой, прослежи-

вается и на северо-запад, вплоть до Балтийского щита.

К венду и раннему кембрию относится закрытие Протоазиатского океанического бассейна, сопровождавшегося проявлением обстановок коллизии, в том числе межтеррейновой, и гиперколлизии. Режим гиперколлизии включал также интенсивную деформацию периклиальной пассивной континентальной окраины надвиговыми и чешуйчато-надвиговыми структурами, а также ограниченное проявление синколлизиино-орогенного магматизма и метаморфизма.

Завершение процессов внутриплитной геодинамики для внутренних частей Русской протоплиты и закрытие Протоазиатского океанического бассейна, сопровождавшееся образованием рифейско-вендского Тимано-Протоазиатского аккреционно-коллизиионного орогена с составляющими его Тимано-Канинским и Протоазиатским орогеническими поясами, создают новую систему тектоно-геодинамических элементов на этот период геологического времени. В своем составе она включала все отмеченные новообразованные внутриплитные, окраинно-плитные и межплитные ассоциации (см. приложение, рис. 6).

Палеогеодинамическая модель Тимано-Протоазиатского орогена и прилегающей части Русской протоплиты, включая в современных координатах ее северо-восточную периферию, может быть представлена в следующем виде.

К началу верхнего протерозоя в пределах образовавшегося из композиции литосферных плит и блоков архейско-нижнепротерозойского суперконтинента Балтия (Пангея 0, по В. Е. Хаину), в состав которого входила Русская протоплита, установился режим внутриплитных депрессионно-грабеновых обстановок. В течение нижнего, среднего, частично верхнего рифея в пределах плиты развивалась система разноориентированных линейных и ареальных депрессий, выполнявшихся осадочными отложениями мелководных эпикратонных бассейнов. Развитие депрессий включало периоды образования внутривдвигных грабенов, в сложении которых участвуют вулканогенные породы липарит-базальтовых и трахибазальтовых комплексов, а в разломах прибортовых частей грабенов локализируются интрузии гранитов-рапакиви. Соответственно, на междепрессионных поднятиях накапливались субплатформенные комплексы, а в разломах локализовались дифференцированные перидотит-габбровые интрузии сарановского типа. В конце рифея в северо-восточной части Русской протоплиты развиваются процессы деструкции с последующим образованием Протоазиатского океанического бассейна (см. приложение, рис. 7).

В среднем рифее в пределах северо-восточной части Русской протоплиты в условиях возникшего режима растяжения и деструкции произошел раздвиг протоплиты. Юго-западная периферия этого раздвига претерпела перикратонное опускание и в течение среднего и верхнего рифея развивалась в обстановке пассивной континентальной окраины. На пассивной окраине накапливались преимущественно осадочные отложения, несшие черты латеральной фациальной зональности в сторону погружения. Пассивная перикратонная окраина прослеживается вдоль всей периферии суперконтинента Балтия и продолжается, по-видимому, и на юго-запад, о чем свидетельствуют позднерифейско-вендские отложения в

пределах Вогульского выступа. Специфика развития окраины заключалась в образовании в ее пределах зон региональных разломов, сопровождающихся продуктами синперикратонного магматизма в интрузивных и вулканических фациях вдоль значительной части окраины, включая Вогульский выступ.

К поздним этапам растяжения относится локализация на северо-восточной периферии Русской протоплиты системы континентальных террейнов и расположенного еще восточнее Протоарктического палеоокеана. Его восточная периферия была образована, по-видимому, крупным микроконтинентом или системой микроконтинентов и террейнов, в сложение которых входили комплексы основания острова Новая Земля, Пайхойско-Ямальского мегаблока с его выступами и ряд других.

В течение позднего рифея и раннего венда в пределах Протоазиатского океана проявились геодинамические условия синокеанического рифтогенеза и спрединга, а также слабопроявленных обстановок субдукции, сопровождавшиеся образованием островодужных ассоциаций и ассоциаций краевых поясов на пайхойской активной окраине.

К концу венда – началу кембрия закончился цикл формирования рифейско-вендского суперконтинента и его северной части, включавшей все отмеченные внутриплитные, окраинно-плитные и межплитные литосферные элементы, а также литосферные элементы Сибирской плиты. Тимано-Протоазиатский ороген в этом плане составлял шовный элемент рифейско-вендского суперконтинента, что выявляется при глобальных реконструкциях.

Палеозойские палеогеодинамические системы. Ассоциации палеозойских палеогеодинамических систем слагают основную часть характеризуемого сегмента Евразии. Ими образуются, прежде всего, элементы Уральского орогена, а также тектоно-геодинамические элементы линейных Талота-Пайпудыно-Лемвинского и Сакмаро-Кракинско-Тирлянского орогенических поясов с Бардымской орогенической зоной, Печорской орогенической впадины. Хотя эти палеогеодинамические системы принадлежат одному возрастному интервалу, по геодинамике формирования они существенно отличаются. Относится это положение и к Талота-Пайпудыно-Лемвинскому и Сакмаро-Кракинско-Тирлянскому орогеническим поясам, ранние стадии развития которых отмечаются проявлением геодинамических режимов внутрикратонного рифтогенного растяжения и образованием эпикратонных бассейнов. Однако дальнейшие схемы геодинамики этих бассейнов и сформировавшихся на их месте орогенических поясов резко отличаются.

Талота-Пайпудыно-Лемвинский эпикратонный орогенический пояс. К числу признаков связи ранних этапов развития Талота-Пайпудыно-Лемвинского бассейна с режимом внутрикратонного рифтогенного режима относится наличие характерных для рифтогенной деструкции комплексов и структурных элементов. К характерным комплексам относятся грабеновые отложения и магматические ассоциации, а к структурным образованиям – проявление в образовавшихся на месте бассейнов структурно-формационных зонах элементов поясового и симметричного строения. Другие особенности отмечаются в положении и строении

слагающих эти пояса геологических комплексов.

В выделенных эпиконтинентальных и эпокеанических бассейнах устанавливается наличие грабеновых отложений, располагавшихся, как правило, в их периферийных частях. К ним относятся терригенные комплексы западной периферии Талота-Пайпудынской структурной зоны, терригенно-сланцевые отложения Бардымской зоны, грабеновые терригенные отложения кидрясовской и терригенно-вулканогенные накопления кургалинской свит Сакмаро-Кракинско-Тирлянского пояса. Характерные для рифтогенного растяжения щелочно-ультраабазитовые комплексы выделяются в Бардымской зоне, где им отвечают образования Суоямского массива.

В Талота-Пайпудыно-Лемвинском поясе субщелочными кислыми вулканами сложен пайпудынский комплекс, а в Сакмаро-Кракинско-Тирляньском поясе среди ранних образований выделяется комплекс субщелочных базальтоидов.

Элементы симметрично-поясового строения более полно проявляются в Талота-Пайпудыно-Лемвинском и Сакмаро-Кракинско-Тирляньском поясах, в то время как в Бардымской зоне они менее заметны. В пределах Талота-Пайпудыно-Лемвинского пояса реликты симметрично поясового размещения ранних комплексов заметно проявляются по ее западной периферии, соответствующей западному борту эпикратонного палеобассейна.

Внешняя часть периферии слагается грабеновыми терригенными и терригенно-вулканогенными накоплениями погурейской и кокпельской свит позднего кембрия – раннего ордовика и раннего – среднего ордовика. Вулканогенные накопления представлены преимущественно трахибазальтами, а также локально проявленными трахириолитами пайпудынского комплекса. В качестве их аналогов в восточной части зоны могут рассматриваться дайковые и туфогенно-лавовые проявления риолитов покровно-надвиговых структур по периферии Хабаровинского и Марункеуского выступов, еще более подчеркивающие элементы симметричного строения зоны. К центральной части последней эти накопления по латерали и вверх по разрезу сменяются вулканогенно-кремнисто-сланцевыми отложениями грубешорской серии раннего – среднего ордовика. В составе вулканогенных накоплений базальтового состава, концентрирующихся в осевой части зоны, существенная роль принадлежит дайковым фациям, фиксирующим, по видимому, полосу максимального рифтогенного растяжения.

Талота-Пайпудыно-Лемвинский бассейн завершил свое развитие как зона проявления эпикратонного осадконакопления и магматизма на уровне среднего – позднего ордовика. В последующем эта структура была вовлечена в общее погружение, сопровождавшееся накоплением карбонатных, карбонатно-терригенных и терригенно-сланцевых отложений, слагающих обрамление Оченырдынского выступа.

Сакмаро-Кракинско-Тирляньский эпокеанический орогенический пояс и Бардымская орогеническая зона. Геодинамическая схема Сакмаро-Кракинско-Тирляньского орогенического пояса и находящейся на его северном продолжении Бардымской зоны достаточно полно может быть рассмотрена с учетом модели “сквозьлитосферного косо́го сдвига” [Казьмин, Бяков, 1997; Wernicke, 1985;

Wernicke, Burchfiel, 1982]. Такая модель позволяет объяснить многие особенности строения пояса и состава слагающих его ассоциаций. В частности, имеет достаточное объяснение значительная протяженность пояса при локализации слагающих его ассоциаций, в том числе мантийного уровня, в пределах узкой зоны, а также особенности вертикальной и латеральной зональности в размещении этих ассоциаций. Имеет свое объяснение и смена по простиранию пояса эпикратонных и эпокеанических обстановок и характеризующих эти обстановки ассоциаций. Это связывается с тем, что в зонах с отличающимися обстановками имеют место разные уровни проникновения в земную кору и литосферу сдвигово-раздвиговых структур. В свою очередь, разные уровни проникновения таких структур на глубину обуславливают смену по простиранию пояса масштабов участия в его сложении ультраабазит-базитовых комплексов. Это, в свою очередь, отражает степень проявления эпокеанических обстановок в разных частях пояса.

Наличие по простиранию пояса зон с отличающимися уровнями проникновения структур сдвигово-раздвиговых в земную кору и литосферу существенно затрудняет составление геодинамической модели этого пояса, которая имела бы применение ко всем его частям. В связи с этим предлагаемая модель характеризует в целом схему геодинамического развития Сакмаро-Медногорской зоны. Вместе с этим в этой схеме отмечаются особенности других частей пояса (см. приложение, рис. 8).

Ранней стадии геодинамики формирования Сакмаро-Кракинско-Тирляньского пояса соответствовало заложение “сквозьлитосферного косо́го сдвига”, что обусловило проявление и последующее развитие условий внутрикратонного рифтогенеза. Имеются основания предполагать, что процессы рифтогенного растяжения, обусловившие образование Сакмаро-Кракинско-Тирляньского бассейна, были приурочены к ослабленной зоне сочленения Суваньякского блока древних пород и прототеррейнов западной полосы древнего коллажа, в частности Златоустовского и Белорецкого. Эта стадия соответствует, вероятно, в основном уровню кембрия – раннего ордовика, однако могла иметь начало еще в позднем венде.

Связь Сакмаро-Кракинско-Тирляньского пояса с условиями внутрикратонного раздвига обусловили элементы симметричного размещения геологических комплексов в пределах этого пояса. Прежде всего, оно намечается в Сакмаро-Медногорской зоне. Здесь грабеновые терригенные отложения кидрясовской свиты и вулканогенно-терригенные накопления кураганской свит позднего кембрия – раннего ордовика заметно тяготеют к западной и восточной перифериям пояса. К его центральной части они сменяются континентально-склоновыми кремнисто-сланцевыми толщами сакмарской свиты, которые прослеживаются в пределы Кракинской зоны. В свою очередь, к осевой полосе Сакмаро-Медногорской зоны тяготеют тектонические блоки и покровы эпокеанических и эпиостроводужных вулканических комплексов. Отметим, что их значительная часть сопровождается по периферии серпентинитовыми протрузиями и меланжем. Вместе с этим отдельные массивы ультраабазитов и полосы серпентинитового меланжа тяготеют к восточной периферии зоны, располагаясь по границе ее сочленения с

Суваньякским и Эбетинским поднятиями. В Кракинской зоне серпентинитовым меланжем слагается периферия ультрабазитовых блоков.

К индикаторным для режимов рифтогенного раздвига магматическим образованиям в пределах пояса следует отнести трахибазальтовые комплексы магнитогорской свиты позднего кембрия – раннего ордовика в Сакмаро-Медногорской зоне и дайки субщелочных основных пород среди аршинской серии позднего венда Тирлянской полосы [Парначев, Козлов, 1982]. По своему составу ультраосновные массивы Сакмаро-Кракинско-Тирлянского пояса относятся к массивам лерцолитового профиля, которые являются более характерными для краевых океанических бассейнов рифтогенного типа.

В свою очередь, на плечах рифтогенного раздвига в интервале силура и среднего девона происходило накопление эпикратонных континентально-склоновых осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, а в участках полного разрыва континентальной коры также океанических и субокеанических и эпиостроводужных ассоциаций. Можно полагать, что формирование ультраосновных массивов этой структуры было обусловлено в основном внедрением в отдельные участки зоны растяжения крупных мантийных диапиров, близких к диапирам внутрикоровых внедрений. С быстрым остыванием диапиров связано меньшее истощение мантийного материала и присутствие в массивах значительных объемов лерцолитов. Не исключено, что связь с диапировым типом внедрения относится и к юго-восточной части Кемпирсайского массива, залегающего в пределах Эбетинского блока древней континентальной коры. Однако это положение требует дальнейших специальных исследований.

В среднем девоне произошло закрытие Сакмаро-Кракинско-Тирлянского бассейна, индикаторами чего являются трахибазальты чанчарского комплекса, а также девонские олистостромы [Кориневский, 1988]. С закрытием бассейна связан основной этап геодинамического выжимания эпиокеанических и эпиостроводужных комплексов на его плечи в виде отдельных блоков и покровов. Структурно зона выжимания фиксируется сутурой в качестве структурно-вещественного следа этого процесса и полного закрытия бассейна. В северном окончании пояса сутура сочленяется с Трансуральским коллизонным швом. В этом аспекте с достаточным основанием можно полагать, что часть ультрабазитовых массивов пояса по западной границе шва относится к этой сутуре, и, прежде всего, обладает характерным для ультрабазитов краевых бассейнов лерцолитовым типом разрезов. В частности, к числу таких массивов относятся Нуралинский и Миндякский.

В верхнем девоне вдоль сутуры произошло образование эпикратонного надшовного бассейна, в котором в течение верхнего девона и нижнекаменноугольного времени накапливались вулканомиктовые отложения Зилаирской депрессии. Надшовный бассейн имел, по-видимому, автономное развитие, о чем свидетельствует состав его отложений, отличающийся от состава отложений этого времени в восточных прогибах [Мизенс, 2002].

Уральский ороген. Для построения геодинамической модели Уральского орогена принципиальным моментом является оценка наличия или отсутствия и

на начальной стадии образования палеозойского океанического бассейна режима внутрикратонного рифтогенеза. Как предполагается рядом существующих моделей, такой режим в интервале рифея и венда захватывал внутреннюю часть Русской протоплиты и, последовательно увеличивая интенсивность и масштабы, привел к раздвигу и полному разрыву земной коры протоплиты с образованием океанического бассейна. При определяющей роли такого режима в образовании океанического бассейна, развитие которого завершилось формированием орогена, следует, по-видимому, предполагать проявление как минимум двух геодинамических последствий.

Первое последствие должно, по-видимому, состоять в наличии и составе рифтогенных ассоциаций, предшествующих образованию палеоокеанического бассейна. Соответственно, вдоль западной периферии океанического палеобассейна должна реконструироваться значительная по масштабам проявления область развития комплексов и структур, характерных для режима внутрикратонного рифтогенеза. При этом, учитывая предполагаемую связь этих элементов с последующим образованием океанического палеобассейна, они должны иметь с ним эволюционный характер соотношений. В частности, следует предполагать как минимум повышение со временем интенсивности режима рифтогенеза и, соответственно, увеличение масштабов проявления его комплексов и структур. Нельзя исключать также проявление зональности по составу комплексов, их химических и геохимических параметров, имеющих место в современных внутрикратонных рифтовых структурах. В качестве другого последствия предполагаемой решающей роли режима внутрикратонного рифтогенеза в образовании палеоокеанического бассейна следует считать необходимость наличия по восточной периферии орогена перемещенной части подвергшегося раздвигу кратона.

Однако имеющиеся материалы палеогеодинамических реконструкций и их анализ показали отсутствие тех последствий, которые должны выявляться в случае связи образования палеозойского океанического бассейна с проявлением режима внутрикратонного рифтогенеза и полным раздвигом палеократона. В частности, выявляемые на Башкирском поднятии верхнепротерозойские магматические комплексы и вмещающие их структуры, которые могут быть связаны с условиями деструкции палеократона, имеют ограниченные масштабы проявления. С другой стороны, как показывают последние материалы изотопно-геохронологических исследований, они связаны хотя и с продолжительным, но практически с одним тектоно-геодинамическим этапом. Он соответствует интервалу времени от 1.600-1.550 млн лет до 1385-1380 млн лет. Этому интервалу, отвечающему интервалу раннего и началу среднего рифея, соответствует становление как Навышского, так и Машакско-Шатакского грабеновых комплексов, а также внедрение и становление сложного Бердяушского массива. Соответственно, не подтверждается наличие нескольких импульсов магматизма, как это принималось ранее и использовалось для обоснования многоэтапности процесса рифтогенного раздвижения. В свою очередь, маломощные грабеновые структуры на Кваркушском поднятии, содержащие вулканогенные накопления, более полно увязываются с развитием

Тимано-Протоазиатского орогена, как и вулcano-интрузивные ассоциации на поднятиях Приполярного Урала. Отсутствуют достаточные основания к отнесению к продуктам внутрикратонного рифтогенеза магматических и метаморфических комплексов Кусинско-Копанской зоны. Это определяется тем, что как в современных, так и древних ассоциациях режима внутрикратонного рифтогенеза интрузии габброидов и гранитов, а также комплексы метапород практически отсутствуют.

Еще меньшее подтверждение имеет второе положение, возможное при внутрикратонном рифтогенезе, которое касается наличия по восточной периферии перемещенной части палеократона. Как по материалам геодинамических реконструкций, так и геофизическим данным по восточной периферии Уральского орогена отсутствует крупная континентальная масса, отвечающая палеократону или его крупному фрагменту. Вместе с этим в южных и северных сегментах орогена эти особенности несколько отличаются.

В обнаженной восточной части на Южном Урале Уральский орогенический пояс сочленяется с Казахстанской орогенической областью, которая формировалась в течение раннего и среднего палеозоя, а сочленение имело место, скорее всего, в позднепермское время. По-видимому, в это же время произошло закрытие океанического пространства, которое существовало между Уральским орогеническим поясом и казахстанидами. Граница сочленения имеет характер коллизионного шва, что подтверждается материалами сейсмоструктурного профиля "Уралсейс-95". По геологическим и геофизическим данным коллизионный шов прослеживается далеко в северном направлении.

В свою очередь, по восточной периферии Полярноуральского и Среднеуральского (Тагильского) сегментов по геофизическим данным под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений выявляются крупные континентальные массы [Глубинное строение..., 1986; Берлянд, 1993]. Им отвечают Ханты-Мансийский и Уват-Тавдинский выступы. По материалам редких скважин, пробуренных преимущественно на Ханты-Мансийском выступе, в их сложении участвуют гнейсы, амфиболиты, гранитоиды и другие горные породы. Такие ассоциации горных пород характерны для древних континентальных террейнов, которые присутствуют в обнаженной части орогенического пояса. Вместе с этим геодинамическая природа отмеченных континентальных масс, как и внутреннее строение, требуют дальнейших исследований. Они могут представлять как древние микроконтиненты, так и агломерации древних континентальных террейнов.

С другой стороны, широкое участие аккреционных процессов и участие в них экзотических террейнов континентальной коры свидетельствуют, очевидно, о принадлежности Уральского палеоокеана к обширному палеоокеаническому пространству. Такое пространство соответствовало, скорее всего, Палеоазиатскому океану, который имел также связи с океаническими бассейнами Палеопацифика и Палеогеетиса.

Все отмеченное позволяет предполагать, что наиболее приемлемой схемой геодинамического развития палеозойского океанического бассейна и формирова-

ния Уральского орогена является схема так называемого унаследованного развития, изложенная Л. П. Зоненшайном с коллегами (Зоненшайн и др., 1990). В последнее время эта схема была дополнена рядом новых положений, обобщенных в работах С. Г. Самыгина и С. В. Руженцева (Самыгин, Руженцев, 2003, 2004 и др.). В основе этой схемы находятся представления, что в раннем и среднем палеозое к востоку от Восточно-Европейской плиты существовало обширное океаническое пространство, которое было унаследовано от Протоуральского океанического бассейна.

Плитотектоническая палеогеодинамика формирования Уральского орогенического пояса и его тектоно-геодинамических элементов на основании всех приведенных материалов кратко можно представить в следующей последовательности.

Полярноуральский сегмент. В сложении Щучинской и Войкаро-Сыньинской покровно-надвиговых зон Полярноуральского сегмента участвуют офиолитовые ассоциации, которые включают ультрабазиты и габброиды с комплексами параллельных диабазовых даек, образуя полные разрезы океанической коры. В обеих зонах непосредственно к офиолитовым ассоциациям океанической коры прилегают комплексы протяженного Войкаро-Лаборовского вулcano-интрузивного пояса, несущего черты ассоциаций краевого надсубдуктивного образования. Отсутствие здесь островодужных комплексов может свидетельствовать, что в этом сегменте палеозойского океана имели место процессы океанического палеооспрединга и формирования океанической коры, но не проявились режимы внутриокеанической субдукции и образования систем островных палеодуг. С другой стороны, имело место проявление процессов пододвигания океанической коры под континентальную окраину с образованием Войкаро-Лаборовского краевого пояса.

В свою очередь, режим предокеанического растяжения выразился здесь в образовании Талота-Пайпудыно-Лемвинского эпиконтинентального бассейна. Сформировавшийся на его месте орогенический пояс в целом не содержит структурных и вещественных элементов, характерных для внутрикратонного рифтогенеза. Это ставит проблему геодинамической природы и механизма раздвига континентальной коры, предшествовавшей образованию палеоокеана. Одним из таких механизмов может являться проникновение в литосферу суперконтинента трансформного разлома или структуры активного срединно-океанического рифта со стороны Протоарктического суперокеана и его составной части, которой отвечал Палеоазиатский океан. С деятельностью последнего связывается также отделение Сибирского кратона и геодинамическое развитие его периферии [Зоненшайн и др., 1990; и др.].

Представляется, что в свете всего отмеченного геодинамическая модель формирования Полярноуральского сегмента Уральского орогена включала последовательное проявление как минимум трех существенно отличающихся ситуаций (см. приложение, рис. 9). Первой отвечает ситуация доордовикского и раннеордовикского времени, в которое здесь к северо-востоку существовало пространство

Палеоазиатского океана. Его западная периферия в раннеордовикское время была осложнена структурой Талота-Пайпудыно-Лемвинского эпикратонного бассейна. В среднем – верхнем ордовике континентальной массой крупного микроконтинента или системы аккрецированных террейнов от этого пространства была обособлена область остаточного океанического бассейна. Вторая ситуация связана с активизацией этого бассейна и формированием в его пределах вторичной океанической коры в условиях активного океанического спрединга. Под влиянием этого процесса в краевой части микроконтинента или его террейнового аналога возникают условия поддвига океанической коры под континентальную кору и формирование краевого вулканогенно-интрузивного пояса. Последующие обстановки затухания процессов океанического спрединга и закрытия краевого океанического бассейна отмечают третью, заключительную для сегмента ситуацию. Она характеризовалась обстановками аккреции и коллизии. В ходе их реализации произошло активное надвигание блоков океанической коры на западные структуры и причленение к этим блокам по зоне коллизионного шва ассоциаций краевого пояса.

Среднеуральский (Тагильский) сегмент. Как показывают имеющиеся данные, образование океанического бассейна, развитие которого привело к формированию Среднеуральского (Тагильского) сегмента, скорее всего, также связано с обособлением части Палеозойского океана крупным микроконтинентом или системой континентальных террейнов (см. приложение, рис. 10).

Отсутствие по западной периферии сегмента признаков существования эпикратонного бассейна и соответствующего ему орогенического пояса дает основания к иной трактовке начальных этапов его геодинамики. Можно предполагать, что с активизацией остаточного бассейна его западная периферия развивалась в режиме опускания растягивавшейся части кратона с образованием перикратона и переходом его в пассивную окраину. В современной структуре орогена отложения этой окраины слагают протяженную, разной ширины, полосу сланцевых и терригенно-сланцевых пород колпаковской толщи и ее аналогов. В сложении полосы отмечаются элементы латеральной зональности, выражающиеся в смене конгломерат-гравелитовых отложений песчано-алевролитовыми накоплениями с прослоями известняков, из которых описана фауна среднего ордовика.

Восточнее этой полосы терригенных отложений располагается полоса вулканических тектонитов, во фронтальной части которой находится Салатимский пояс ультрабазитов, а еще восточнее вулканогенные комплексы Западно-Тагильской островодужной системы. По сейсмоструктурным данным все три полосы имеют отличающееся внутреннее строение и проявляют черты надвинутых на рифейские образования покровно-чешуйчатых структур.

Вместе с океаническим спредингом в интервале среднего ордовика раннего силура в пределах Тагильского сегмента палеозойского палеоокеана в условиях внутриокеанической субдукции формируются системы энсиматических палеодуг и сопровождающие их придуговые элементы. Наличие отличающихся по возрасту и составу островодужных вулканических комплексов западной и восточной полос в Тагильской мегазоне свидетельствует, что в пределах палеоокеана фор-

мировалось как минимум две островодужные системы. Фрагменты их деструкции подвергались горизонтальным перемещениям к периферии палеократона и аккреционному сочленению, которые завершились к среднему девону по возрасту ранних отложений Мостовской надшовной депрессии.

Соответственно, с уровня позднего венлока-раннего лудлова силурийского периода субдукционные условия возникают и в пределах аккреционно-континентальной периферии палеозойского океана, сложенной блоками древней континентальной коры и литоблоками океанических накоплений. Они отметились началом активного формирования вулканических и вулканогенно-интрузивных комплексов Ауэрбаховского (Турьинского) краевого пояса и сопровождающих его тыловых и фронтальных депрессий с терригенно-осадочным выполнением, характеризующих режим активных континентальных окраин. Завершение процессов аккреции океанических и перикокеанических образований и замыкание океанического пространства следует отнести к уровню верхнего девона – нижнего карбона. Оно фиксируется образованием Сосьвинской депрессии, заполнение которой соответствует началу формирования плитного чехла, перекрывающего образования более ранних палеогеодинамических режимов и обстановок.

По гравитационным данным западная периферия Тагильского сегмента, как отмечено выше, характеризуется наличием здесь зоны супермаксимума [Глубинное строение..., 1986; Берлянд, 1993]. По расчетам, он не может быть компенсирован массивами габброидов Платиноносного пояса. Это дает основание предполагать, что по периферии сегмента располагается крупная линза основных масс, сформировавшаяся при процессах интенсивного скупивания таких масс у краевой части кратона в условиях аккреции и коллизии.

Южноуральский сегмент. Южноуральский сегмент, как было показано, имеет сложное строение и включает несколько мегазон, которые имеют некоторые отличия по строению и, по-видимому, геодинамике. Наиболее полный ряд палеогеодинамических ассоциаций сегмента проявлен в его центральной части, на широте профиля “Уралсейс-95”. Вместе с этим для обобщающей модели имеется необходимость учесть и некоторые особенности строения других частей сегмента, которые характеризуют его мегазоны.

Начальные этапы образования Южноуральского сегмента могут быть оценены, по-видимому, по возрасту наиболее ранних продуктов палеоспредигового вулканизма. В этом отношении из числа выявленных к наиболее ранним продуктам этого вулканизма в пределах сегмента относятся комплексы параллельных диабазовых даек р. Шуулдак Западных Мугоджар. Геологический возраст комплекса даек и вмещающих шаровых лав по находкам конодонтов определен как среднедевонский.

Еще одной точкой с палеоокеаническими комплексами ордовикского возраста исследователями указываются образования Денисовского блока [Пучков, Иванов, 1985]. Однако по сейсмоструктурным данным он принадлежит Троицкой аккреционной зоне, включающей палеогеодинамические элементы казахстанид [Проблема выделения..., 1996].

Развитие процессов палеоспрединга в океаническом пространстве Южноуральского сегмента вызвало проявление обстановок внутриокеанической субдукции на уровне среднего девона, сопровождавшихся образованием геодинамических систем энзиматических островных дуг и придуговых и междуговых структур. Отличаются по геологическому возрасту и строению западная Ирландийская и восточная Учалинско-Сибайско-Гайская островодужные системы. Фрагменты их при процессах аккреционно-коллизии сгущивания вошли в сложение более частных структурных зон.

На уровень верхнего девона приходится начальные этапы проявления окраинно-континентальной субдукции. Субдукция сопровождалась, соответственно, образованием краевых вулканоплутонических поясов. Для Южноуральского сегмента выделяется верхнедевонско-нижнекаменноугольный Сухоложско-Теченский пояс, развитый по восточной периферии Восточной мегазоны. В свою очередь, в посткаменноугольное время отложения мегазоны в режиме аккреции и коллизии локализовались в ряд ретрошарьяжных многопокровно-надвиговых структурных ансамблей. Основными из них являются Режевская покровно-надвиговая структура и Кувашский региональный покров.

Палеогеодинамические образования Восточноуральской мегазоны, слагающие восточную часть сегмента, несут отчетливые черты формирования в обстановках аккреционно-коллизии сгущивания. Об этом свидетельствуют участие в ее сложении тектонических блоков и литоблоков разного происхождения, широкое развитие покровных, покровно-надвиговых и чешуйчато-надвиговых структур, шовных зон и другие особенности.

Наиболее значимыми геодинамическими элементами мегазоны являются описанные выше террейны древней континентальной коры, к которым отнесены выступы и блоки мигматит-гнейсовых и гранито-гнейсовых комплексов. Они составили достаточно значимый структурный показатель проявления аккреционно-коллизии процессов, которые сопровождались вовлечением в аккрецию террейнов экзотического типа, являвшихся фрагментами удаленных от области аккреции литосферных плит. Принадлежность выступов гнейсовых, мигматит-гнейсовых и гранито-гнейсовых комплексов к террейнам древней континентальной коры, в том числе к экзотическому типу, подтверждается рядом данных.

Прежде всего, как отмечалось выше, субстрат большинства гнейсовых и мигматит-гнейсовых комплексов имеет, по-видимому, дорифейский возраст. Это не согласуется с тем, что в пределах Русской плиты развит мощный осадочный горизонт отложений рифейского возраста, который, в первую очередь, должен был вовлекаться в процессы образования гнейсовых комплексов.

По геологическим и сейсмоструктурным данным выступы гнейсовых и мигматит-гнейсовых комплексов, вместе с массивами гранитоидов, слагают крупные индивидуализированные тектонические блоки. Вместе с этим залегающие с ними ультрабазиты и палеозойские вулканогенные и осадочные отложения слагают синформные, покровные и чешуйчато-надвиговые структуры, а также выполняют шовные зоны между этими тектоническими образованиями.

Для оценки геодинамической природы гнейсовых и мигматит-гнейсовых террейнов не меньшее значение имеет факт участия в составе сложных террейнов блоков со значительно отличающимися геохронологическими возрастными параметрами для метаморфических образований. Так, сложный Сысертско-Ильменогорский террейн включает блоки как с архейско-раннепротерозойскими (2080 млн лет), так и с позднерифейскими (630-580 млн лет) возрастными. К объяснению могут быть привлечены представления, что в составе этого террейна сочетаются или блоки разных литосферных плит, или блоки одной плиты, но резко разных ее частей.

Террейны аккреции существенно отличаются по составу и строению. В сложении одних преобладают породы габбрового и габбро-гранулитового составов, что подчеркивается высокими значениями гравитационных полей над ними при отсутствии на проходящих через них геолого-геофизических профилях гранито-гнейсового слоя (Салдинский, Малышский, Тараташский выступы). Однако в целом большее распространение имеют континентальные террейны, которые сложены преимущественно гранито-гнейсовыми образованиями и характеризуются умеренными или пониженными значениями гравитационных полей, как и трехслойным строением коры. Наконец, к третьему типу террейнов относятся блоки, несущие промежуточные характеристики (Сысертский, Мариинский и др.).

К особенностям относятся данные о разном составе доаккреционного и синаккреционного чехла террейнов. В одних случаях он имеет преимущественно терригенно-осадочный, в других карбонатно-терригенный, а также вулканогенный и вулканогенно-осадочный состав. В целом это может свидетельствовать об отсутствии геологической связи между террейнами.

Существенным является то обстоятельство, что на Южном Урале террейны с архейско-нижнепротерозойскими (2,2-1,6 млрд лет) и рифейскими (0,9-1,2 млрд лет) возрастными тяготеют к двум разным зонам аккреции. Блоки с древними возрастными слагают смещенную к центру ареальную зону, а с относительно молодыми возрастными располагаются в виде дискретной полосы. В выступающей на запад части ареальной зоны располагаются Тараташский и Уфалейский террейны, которые несут черты надвигания на палеозойские отложения западной периферии складчатой системы. По-видимому, такие обстоятельства должны быть связаны с особенностями условий аккреции. Наиболее приемлемыми условиями следует рассматривать условия проявления нескольких этапов аккреции, а также участие в них разновозрастных террейнов.

Наконец, по сейсмоструктурным данным в основании многих террейнов выделяются горизонты "сильных" сейсмических элементов, которые могут фиксировать плоскости крупных горизонтальных перемещений этих террейнов.

Все приведенные данные не позволяют относить террейны докембрийской континентальной коры зон аккреции и коллизии Уральского орогенического пояса исключительно к фрагментам Русской плиты, как это считают ряд исследователей. Скорее всего, можно предполагать, что они являются в большей части фрагментами литосферных плит восточного (Сибирского, Северокитайского) и

южного (Таримского) обрамления региона, в составе которых известны гнейсы с раннедокембрийскими возрастными, а также эклогиты и другие высокобарические образования. Такие блоки обозначаются как экзотические террейны. Одновременно аккреционная тектоника является препятствием к протягиванию внутриокеанических палеогеодинамических образований, например зон срединно-океанического спрединга или энсиматических островных дуг, вдоль всего орогена [Язева, Бочкарев, 1995; Семенов, 2000]. В его разных частях присутствуют в основном деструктурированные фрагменты этих палеогеодинамических образований, имевшие к тому же, скорее всего, дискретный характер развития в океаническом бассейне.

С процессами синколлизийного сдвигового растяжения связана, по-видимому, геодинамика каменноугольных вулканогенных и осадочных накоплений Центральной Магнитогорской, Иргизской и ряда других структурных зон. Образуя структуры типа океанических плато, они перекрывают ассоциации более ранних геодинамических режимов и обстановок.

В обнаженной восточной части Южного Урала Уральский орогенический пояс сочленяется с Казахской орогенной областью, которая формировалась в течение раннего и среднего палеозоя. Сочленение имело место, скорее всего, в позднепермское время, совпадающее со временем проявления гиперколлизии в пределах орогенического пояса. По-видимому, в это же время произошло полное закрытие океанического пространства, которое существовало между Уральским орогеническим поясом и казахстанскими. Граница сочленения имела характер коллизийного шва, что подтверждается материалами сейсмоструктурного профиля "Уралсейс-95". По геологическим и геофизическим данным коллизийный шов прослеживается в северном направлении.

Геодинамическая модель Южноуральского сегмента сложна и содержит значительное число дискуссионных элементов. Вместе с этим полученные данные дают основание изложить ее основное содержание, базируясь на палеогеодинамических реконструкциях для входящих в его сложение мегазон. В сложении этих мегазон и зон участвуют палеогеодинамические ассоциации нескольких режимов и обстановок возрастного интервала от нижнего девона до поздней перми. При этом имеются основания выделить несколько периодов и этапов формирования геодинамической модели (см. приложение, рис. 11).

На раннем этапе в пределах обширного океанического пространства в его восточной части в результате агломерации и аккреции континентальных террейнов в конце раннего палеозоя произошло обособление остаточного океанического бассейна. Крупные горизонтальные перемещения континентальных террейнов в океаническом пространстве происходили, по-видимому, в значительном интервале геологического времени. Скорее всего, они обеспечивались процессами спрединга в пределах этого пространства. В свою очередь, в раннем-среднем девоне имела место активизация остаточного океанического бассейна и возникновение в его пределах зоны океанического спрединга. С деятельностью этой зоны связывается формирование новообразующейся океанической коры. Возможно, что в

межтеррейновых участках сохраняются фрагменты океанической коры раннего океанического пространства.

В интервале среднего и верхнего девона в обстановках внутриокеанической субдукции формируется основная система островных дуг и ассоциаций задуговых и междуговых бассейнов. По элементам формационной зональности, определяющей размещение в отдельных островных дугах андезитобазальтовых, андезитдацитовых и дацит-липаритовых комплексов, зоны субдукции имели восточное падение. При этом омоложение островных дуг имело место с запада, где располагаются дуги раннедевонского и среднедевонского возрастов, на восток, где локализируются островные дуги среднедевонского и средне-верхнедевонского возрастов. Соответственно, изменяются возрасты ассоциаций задуговых и междуговых бассейнов. Можно полагать, что на уровнях среднего и верхнего девона имели место геодинамические явления "перескока" зон субдукции.

По мере формирования островных дуг происходила их последовательная аккреция и причленение к восточной периферии палеократона. В этих процессах принимали участие также и ассоциации задуговых и междуговых бассейнов. Процессы аккреции имели свое проявление и в системах континентальных террейнов, что сопровождалось сближением континентальных террейнов и образованием по восточной периферии океанического бассейна аккреционно-коллизийной окраины. Это привело к развитию в пределах этой окраины обстановок субдукции с образованием краевых вулканоплутонических поясов, характерных для режимов активных континентальных и аккреционно-континентальных окраин. Аккреционная природа активных окраин дает объяснение ограниченному проявлению обстановок субдукции и, соответственно, развитию вулканоплутонических поясов в пределах рассматриваемого сегмента.

Последовательное усиление процессов аккреции и коллизии сопровождалось дальнейшим сближением островодужных систем. В области развития континентальных террейнов эти процессы сопровождались образованием синаккреционных аллохтонных структур, проявлением межблоковых столкновений с выжиманием и интенсивной деформацией межтеррейновых масс, что дополнялось образованием систем аккреционных и аккреционно-коллизийных швов.

Под влиянием аккреционно-коллизийных процессов формируются сдвигово-раздвиговые зоны, которые выполняются структурно-вещественными ассоциациями, соответствующими этим геодинамическим обстановкам.

Еще более активное вовлечение в аккрецию и коллизию континентальных террейнов и межтеррейновых масс приводило к образованию сложных аллохтонных структурных ансамблей и проявлению синколлизийных процессов гранитоидного магматизма и метаморфизма. Соответственно, по западной периферии сегмента происходит становление пассивной континентальной окраины и ее ассоциаций.

В режиме общего коллапса происходит причленение восточной части сегмента к краю палеократона с осложняющим его Сакмаро-Кракинско-Тирлянским орогеническим поясом, окончательное становление всей структуры сегмента и его коллизийное сочленение с казахстанскими.

Зона межсегментной аккреции и коллизии. Зона, находящаяся между Среднеуральским (Тагильским) и Южноуральским сегментами выделяется в качестве зоны межсекционного сочленения. С позиций плитотектонической палеогеодинамики она может соответствовать зоне коллизионного сочленения двух океанических палеоплит или их крупных фрагментов, отличающихся по геологическому возрасту и, возможно, принадлежности к глобальным литосферным системам, что будет рассмотрено при анализе материалов глобальных реконструкций.

Как было отмечено выше, зона межсегментного сочленения имеет сложное покровно-надвиговое, покровно-блоковое и чешуйчато-надвиговое строение. В ее сложении основная роль принадлежит вулканогенным, вулканогенно-осадочным и осадочным отложениям, а также ультрабазит-габбровым и ультрабазитовым блокам при значительном развитии серпентинитовых тел и меланжа. Это строение осложняется наложенными депрессиями с вулкано-интрузивными комплексами. Аллохтонные структуры прорываются интрузиями гранитов и гранодиоритов. Связь части из них с коллизионными обстановками устанавливается по геохимическим и другим параметрам. По сейсмоструктурным данным континентальные террейны и слагающие их гранито-гнейсовые и мигматит-гнейсовые комплексы, ограничивающие зону сочленения, претерпели пододвигание под океанические вулканогенно-осадочные отложения, образуя основание для аллохтонных структур.

В заключение следует отметить, что по сейсмическим данным и материалам глубинного строения земной коры восточная периферия Уральского орогена образует систему крупных выступов континентальной коры, между которыми выделяются зоны, характеризующиеся параметрами палеозойских океанических и периокеанических отложений [Глубинное строение..., 1986; Берлянд, 1993; и др.]. Им отвечают Ханты-Мансийское, Уват-Тавдинское и Петропавловское глубинные поднятия. Эти поднятия в южной части сменяются выходящими на поверхность Кокчетавским и Улутауским блоками, восточная периферия которых служит основанием Валерьяновскому вулканоплутоническому поясу. По данным сейсмопрофиля "Уралсейс-95" располагающийся западнее Троицкий аккреционный блок сочленяется с Восточноуральской аккреционной мегазоной через глубокий подвиг. Это способствовало образованию в пределах этой мегазоны внутритеррейновых гранитных плутонов, что предполагалось ранее по геологическим данным [Тектоника Урала, 1977; Перфильев, 1979].

Следует остановиться на геодинамической природе Трансуральского коллизионного шва, относящегося к общерогенному образованию.

Печорская орогеническая впадина. Палеогеодинамика Печорской орогенической впадины достаточно полно характеризуется слагающими ее комплексами и палеоструктурами. Вместе с этим следует отметить те ее особенности, которые следуют из приведенных в описательном разделе характеристик слагающих ее комплексов и структур. Прежде всего, в нем подчеркивается, что имеются основания рассматривать Печорскую палеовпадину в качестве самостоятельной геодинамической системы. Можно полагать, что энергетический источник ее обра-

зования и развития связан с системой Карского бассейна, а шире – с системой бассейнов Арктического океана. На ранних этапах она соответствовала эпиконтинентальному бассейну, развивавшемуся между Тиманским и Пайхойским поднятиями разной геодинамической природы. Первый отвечал коллизионному орогену, переход которого в эпиорогенную внутрикратонную структуру произошел на уровне среднего девона, а второй соответствовал выступу Большеземельско-Ямального микроконтинента.

Для геодинамики ранних этапов плиты существенное значение имело то, что ее основание образовано структурами и комплексами Протоазиатского орогена. Соответственно, оно состояло в основном из продуктов аккреции и коллизии палеоокеанических ассоциаций и древних террейнов, граничащих по системе крупных региональных аккреционно-коллизионных швов. Последние определяли заложение на этих этапах грабеновых депрессий в бортовых и внутренних частях плиты. В дальнейшей истории эти структурные элементы определяющим образом влияли на геодинамику накопления палеозойских осадочных комплексов, а также на образование депрессионных впадин и покровно-надвиговых структур на коллизионном этапе развития неоплиты. Существенным отличительным геодинамическим элементом этого развития является проявление в пределах плиты двух этапов траппоидного магматизма, относящихся к уровням верхнего девона и раннего триаса.

Мезозойские и кайнозойские палеогеодинамические элементы. В раннем мезозое плитотектонический цикл деструктивного растяжения и распада палеозойского суперконтинента в его евразийской части связан, прежде всего, с образованием и развитием мощной зоны рифтогенеза в пределах Западно-Сибирской эпиплитной структуры. Процессы рифтогенеза сопровождались активным триасовым магматизмом, однако не привели к образованию океанической структуры. Вместе с этим процессами растяжения и магматизма, распространявшимися по системе линеаментов, была захвачена и периферия этой зоны. В частности, эти процессы имели проявление и в пределах Уральского орогена в виде резонансного рифтогенеза. В позднем мезозое рифтогенез сменился процессами надрифтового опускания с накоплением мощного мезозойско-кайнозойского плитного чехла.

2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ СЕГМЕНТА В ГЛОБАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Предложенные региональные геодинамические реконструкции и модели имеют закономерную связь с элементами глобальных реконструкций. В основе таких реконструкций находится анализ палеомагнитных измерений, дополняемых геологическими и геофизическими материалами. Анализ этих данных имеет своей конечной задачей реставрировать меняющееся во времени взаимное положение континентов и океанов, а также входящих в их состав геодинамических элементов, в частности континентальных и океанических рифтов, островных дуг, вулкано-интрузивных поясов и других образований. Однако следует отме-

тить, что предлагаемые разными авторами схемы глобальных реконструкций, в том числе для конкретных геологических возрастных уровней, существенно отличаются и не могут рассматриваться как полностью достоверные построения. Причины этого положения связаны с двумя главными обстоятельствами. Первое обстоятельство связано с отсутствием достаточной базы и невысокой точностью палеомагнитных измерений, особенно для ранних этапов геологической истории развития земной литосферы. Соответственно, второе обстоятельство обусловлено принципиальной невозможностью определения по палеомагнитным данным палеодолгот континентов, микроконтинентов, террейнов. В свою очередь, пространственное размещение континентов и микроконтинентов определяет положение и конфигурацию океанических палеобассейнов.

Тем не менее, сопоставляя разные схемы и учитывая геологические материалы региональных реконструкций, можно принять некоторые положения глобальных реконструкций для составления общей картины. При этом, исходя из задачи предлагаемого раздела и материалов региональных реконструкций, представляется необходимым рассмотреть положение в глобальных построениях Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии и интегрированных в его пределах палеогеодинамических систем. Наибольший интерес представляют глобальные реконструкции для уровней конца верхнего протерозоя и начала раннего палеозоя, среднего и верхнего ордовика, среднего и верхнего девона, раннекаменноугольного и среднекаменноугольного периодов.

Глобальные реконструкции для ранних, допалеозойских, этапов развития земной литосферы на основании палеомагнитных измерений в силу отмеченных выше особенностей содержат существенные допущения и предположения. Это в полной мере относится и к верхнему протерозою.

Положение верхнепротерозойских палеогеодинамических систем, в том числе входящих в сложение Евразийского сегмента, связано с размещением континентов и океанических бассейнов, а также сопровождающих их геодинамически активных элементов на этот интервал времени. По палеомагнитным реконструкциям континенты Балтия, Сибирь и Лаврентия в этом интервале времени располагались в тропическом поясе Южного полушария, вблизи группы континентов Гондваны, которые находились еще южнее (см. приложение, рис. 12). По этим реконструкциям между Балтией и Лаврентией располагался бассейн Протоапетуса, а между Сибирью и континентами Гондваны бассейны океана Прототетис, открывавшегося в сторону верхнепротерозойской Панталассы.

Соответственно, между Балтией и Сибирью протягивался Протоазиатский океанический бассейн. На восточной периферии этого бассейна располагались системы островных дуг, вулкано-интрузивных поясов и пассивных континентальных окраин, которые в условиях взаимной аккреции образовали горное сооружение Тимано-Протоазиатского орогена. По возрастным параметрам и особенностям складчатости образования этого орогена сопоставимы с Кадомским орогеном Центральной Гондваны и орогеническими зонами западной периферии Сибири, включая Туруханский выступ и Енисейский кряж. Вероятно, Сибирь

и Центральная Гондвана являлись другим бортом Протоазиатского бассейна. В конце верхнего протерозоя и начале нижнего палеозоя происходит закрытие части океанических бассейнов и прежде всего Протоазиатского бассейна. Балтия, Сибирь и Лаврентия претерпевают, по-видимому, агломерацию и образуют континентальную массу, выделяемую как верхнепротерозойская Пангея.

По всем имеющимся глобальным палеогеодинамическим реконструкциям в конце кембрия и начале ордовика начинается процесс дезинтеграции и распада верхнепротерозойской Пангеи. В последующем формируется палеозойская конфигурация континентальных масс и разделяющих их океанических бассейнов. Для этого интервала приводятся геодинамические реконструкции как общего, глобального, характера, так и отстройки, имеющие существенное приближение к региональным объектам.

Материалы реконструкций глобального характера приводятся значительным числом как зарубежных, так и отечественных исследователей [Тектоническая история..., 2001; и др.]. Однако больший интерес представляют отстройки, приближенные к региональным объектам. Такие отстройки в применении к палеозойским палеогеодинамическим системам Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии были начаты еще работами Л. П. Зоненшайна с соавторами и продолжены другими исследователями [Зоненшайн и др., 1990; Геодинамика..., 1994; Самыгин, Руженцев, 2003, 2004 и др.].

По данным глобальных реконструкций в раннем и среднем ордовике, значительная часть Сибири располагалась в Северном полушарии, а Балтия находилась вблизи экватора (см. приложение, рис. 13). Одновременно произошло расчленение Центральной Гондваны на группу континентов Западной и Восточной Гондваны и существенное перемещение Восточной Гондваны в северо-восточном направлении. Это перемещение сопровождалось значительным расширением Палеоазиатского и Центральноазиатского океанических бассейнов, а также океана Палеотетиса. Вместе с этим вдоль периферии Восточной Гондваны образуется значительное число континентальных блоков. Среди этих блоков находился и Кокчетавский блок, который начиная с раннего палеозоя активно перемещался в сторону Балтии и сыграл существенную роль в геодинамике формирования земной коры северо-западного сегмента Евразии.

По палеомагнитным данным, в течение раннего палеозоя вместе с перемещением в сторону Северного полушария Балтия и Сибирь претерпели поворот против часовой стрелки, что привело к расширению океанического пространства между ними в северной части. Этой частью, по-видимому, начинался Полярноуральский сегмент Уральского океанического бассейна. Как предполагается, в позднем кембрии и раннем ордовике имело место столкновение активных вулканических поясов спредингового и островодужного типов обрамления Сибирского кратона и периферии Балтии. Результатом этого явилось образование зоны ограниченного внутрикратонного растяжения, на месте которой в последующем сформировался эпикратонный орогенический пояс.

Одновременно имело место проникновение активной геодинамической зоны

спредингового типа, которая вызвала проявление процессов внутрикратонного раздвижения в пределы внутренней части экваториальной периферии сложной агломерации континентальных масс, выделяемых в континент Родинии. В пределах кратона эти процессы постепенно затухали, что обусловило особенности развития и строения образовавшегося при этом эпикоеанического бассейна и, соответственно, строения сформировавшегося здесь эпикоеанического орогенического пояса.

Как глобальные реконструкции, так и реконструкции, приближенные к региональным особенностям, свидетельствуют, что на разных возрастных интервалах со стороны обширных океанических пространств Палеооцифика и Палеотетиса имело место перемещение крупных блоков континентальной коры к восточной периферии Балтии. Это сопровождалось образованием здесь системы отчлененных океанических бассейнов, в которых могли формироваться ассоциации палеозойского орогена и его сегментов. Вместе с этим к востоку от таких бассейнов располагалось обширное океаническое пространство, в пределах которого проявлялись процессы океанического спрединга. Спрединг обеспечивал горизонтальные перемещения микроконтинентов и блоков континентальной коры, а также их аккрецию и агломерацию с образованием крупных континентальных масс.

По материалам палеомагнитных реконструкций с учетом геологических данных в среднем и верхнем ордовике, а также раннем силуре продолжалось смещение Восточной Гондваны на восток, сопровождавшееся раскрытием обширного океанического пространства. В пределах этого пространства имели место крупные горизонтальные перемещения разных по крупности террейнов древней континентальной коры, являвшихся фрагментами континентов Гондваны и, возможно, Северо-Китайской и Сибирской континентальных плит. Часть из этих террейнов и их агломераций в течение всего палеозоя последовательно локализовались вдоль восточной периферии континента Балтии, формируя систему краевых океанических бассейнов. В частности, в раннем палеозое формируются краевые океанические бассейны северной части Евразийского сегмента, в своем развитии образующие Полярноуральский и Среднеуральский сегменты палеозойского орогена (см. приложение, рис. 14). Соответственно, в южной части сегмента в среднем палеозое формируется система краевых бассейнов, образующих в своем развитии Южноуральский сегмент и его тектоно-геодинамические элементы (см. приложение, рис. 15).

Кокчетавский блок, являвшийся наиболее крупным фрагментом допалеозойской литосферы, по данным палеомагнитных реконструкций, в палеозое претерпел перемещение от Восточной Гондваны до Южноуральского сегмента Уральского орогена [Свяжина, Пучков, 2004]. Это перемещение сопровождалось образованием по его периферии систем разновозрастных вулканических поясов и других геодинамических элементов, вошедших в состав сформировавшегося Казахстанского орогена. В конечном случае на уровне, по-видимому, позднего палеозоя произошло столкновение Уральского и Казахстанского орогенов. Соответственно, становление Евразийского сегмента включает не только закрытие остаточных океанических бассейнов по периферии Русской протоплиты, но и закрытие располагавшихся восточнее океанических пространств.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагается схема тектоно-геодинамических элементов сегмента на основании выделения структурных образований с учетом их геодинамического выполнения. Участие аккреции и коллизии отражено в выделении террейнов древней континентальной коры, структурных ансамблей, аккреционных и коллизивных швов, а также межблоковых, межсегментных и межорогенных шовных зон. Делается вывод о принадлежности протерозойских, палеозойских и мезозойско-кайнозойских ассоциаций к циклам глобальных процессов распада и агломерации литосферных плит.

Материалами палеогеодинамических реконструкций устанавливается, что в сложении Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии участвуют геодинамические ассоциации верхнепротерозойского Тимано-Палеоазиатского и палеозойского Уральского орогенов палеозойских Сакмаро-Кракинско-Тирлянского и Талота-Пайпудыно-Лемвинского орогенических поясов Печорской впадины, а также протерозойские депрессионно-грабеновые ассоциации Русской протоплиты и ассоциации мезозойско-кайнозойской неоплиты.

По комплексу признаков в составе верхнепротерозойских образований выделены фрагменты верхнепротерозойских (рифейских) депрессионно-грабеновых ассоциаций внутренних частей Русской протоплиты, формировавшиеся в режимах депрессионных опусканий и частичной деструкции основания этой палеоплиты. Другую группу образуют ассоциации выделенных при составлении карты прототеррейнов и структур сдвигового раздвижения.

На материалах комплексных исследований и палеогеодинамических реконструкций обосновывается принадлежность верхнепротерозойских образований Тиманского поднятия и расположенных к северо-востоку от него структур к ассоциациям Тимано-Протоазиатского орогена. Показано, что ассоциации орогена характеризуют проявление полной геодинамической последовательности, формировавшейся при развитии Протоазиатского океанического бассейна. Начальный этап этой последовательности связывается с перикратонным опусканием и рифтогенной деструкцией в среднем рифее северо-западной части кратона, что сменялось обстановками пассивной континентальной окраины и, наконец, образованием Протоазиатского океанического бассейна. Бассейн на северо-востоке ограничивался Пайхойским блоком, входившим в состав Новоземельско-Ямальского микроконтинента. Развитие бассейна и его континентальных окраин сопровождалось проявлением геодинамических обстановок островных палеодуг, становлением зон коллажа террейнов и межтеррейновой коллизии, а также активных континентальных окраин. В условиях вендско-раннекембрийской аккреции и коллизии здесь формируется сложный по строению верхнепротерозойский ороген. По геологическим данным, фрагменты ассоциаций пассивной континентальной окраины орогена прослеживаются по периферии Балтийского щита, а сходного типа ассоциации орогена отмечаются в пределах Енисейского кряжа периферии Сибирской плиты. Соответственно, Тимано-Протоазиатский ороген может рассматриваться в качестве межплитной шовной зоны.

В составе палеозойских палеогеодинамических ассоциаций к ранним отнесены ассоциации эпиконтинентальных и эпокеанических бассейнов. В структуре палеозойского орогена первые слагают Талота-Пайпудынскую депрессионную и Лемвинскую покровно-надвиговую зоны на Полярном Урале и Бардымскую покровно-надвиговую зону на Южном Урале, а вторые выделяются в составе Сакмаро-Кракинского эпокеанического рифтогенного пояса. Закрытие эпокеанического бассейна завершилось выжиманием океанических комплексов на плечи рифта и образованием сутурного шва, вдоль которого сформировался осадочный бассейн, выполненный отложениями Зилаирской депрессии. В структуре орогена ассоциации эпиконтинентальных и эпокеанических бассейнов и образовавшихся на их месте структур располагаются по западной периферии распространения ассоциаций палеозойских океанических бассейнов, ограниченных зоной Трансуральского коллизионного шва.

В составе образований палеозойских океанических бассейнов, слагающих часть Уральского орогена к востоку от Трансуральского коллизионного шва, выделяют океанические, периокеанические, субдукционные островодужные энзиматические дуги надсубдукционных вулканоплутоновых поясов активных континентальных окраин, аккреционные, коллизионные ассоциации и ассоциации гиперколлизии. К западу от коллизионного шва для этого уровня выделяются ассоциации палеошельфа пассивных континентальных окраин. Этот ряд близок к проявлению полной геодинамической последовательности, выделяемой при развитии океанических бассейнов и их континентальных окраин. В сложении структур аккреции и коллизии существенная роль принадлежит простым и сложным террейнам древней континентальной коры, образованным преимущественно гнейсовыми, мигматит-гнейсовыми и гранит-мигматит-гнейсовыми комплексами. По ряду параметров террейны в своей основной части соответствуют террейнам экзотического типа и не могут являться фрагментами Русской протоплиты.

В предлагаемой схеме тектоно-геодинамического районирования системы ее основные структурные элементы выделены с учетом их геодинамического выполнения. Участие аккреции и коллизии отражается в выделении террейнов древней континентальной коры, структурных ансамблей, аккреционных швов и трансструктурных межплитных и структурных межблоковых и межсекционных шовных зон.

В сложении Уральского орогена выделены Полярноуральский, Среднеуральский (Тагильский) и Южноуральский сегменты, которые отличаются геологическими возрастными палеогеодинамическими ассоциациями, полнотой их развития и другими особенностями. Имеются основания считать, что эти сегменты образованы за счет структурной трансформации отдельных океанических бассейнов. При этом Полярноуральский и Среднеуральский (Тагильский) сегменты принадлежали Палеоазиатскому бассейну, а Южноуральский сегмент — системе бассейнов океана Палеотетис.

Мезозойские и кайнозойские ассоциации сегмента связываются с геодинамикой Западно-Сибирской плиты. При этом мезозойские ассоциации отнесены к

образованиям рифтогенеза, а кайнозойские отложения — к продуктам плитного чехла.

В предлагаемой схеме тектоно-геодинамических элементов сегмента впервые предлагается структурные образования выделять с учетом их геодинамического выполнения. Этим преследуется задача, отразить в определении структурных образований не только тектонические особенности их формирования, но и реконструируемые первичные обстановки возникновения. Значительная роль отводится реконструкции внутрикратонного (эпикратонного) или океанического (эпокеанического) режимов формирования комплексов, которые выполняют структуры и их составные части. Это является основой к использованию ограниченных параметров, а также может определять пути трансформации первичных структур. В частности, такие подходы имеют существенное значение при выделении террейнов древней континентальной коры, структурных ансамблей, аккреционных и коллизионных швов и других сложных аллохтонных и аллохтон-параавтохтонных структурно-тектонических элементов.

На сопоставлении всех особенностей палеогеодинамических систем сегмента делается предположительный вывод о принадлежности протерозойских, палеозойских и мезозойско-кайнозойских ассоциаций к разным плитотектоническим циклам. В качестве таких циклов рассматриваются процессы последовательного распада и объединения ансамблей литосферных плит в разные интервалы геологического времени. Материалы глобальных реконструкций и предлагаемые геодинамические модели формирования рассмотренных сегментов в целом не противоречат этим выводам.

Литература

Аксенов Е. М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук в виде научного доклада. СПб., 1998. 107 с.

Алексеев А. А., Алексеева Г. В. Минералогия белорецкого метаморфического комплекса: геологические следствия // Региональная минералогия Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 90-92.

Андреичев В. Л. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеуского блока (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004 (а). С. 71-73.

Андреичев В. Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004 (б). 44 с.

Архипова Е. В., Павленко Т. И. Строение северного погружения Магнитогорского прогиба (Южный Урал) // Новые идеи в науках о Земле: III Международная конференция: тез. докл. Т. 1. М., 1997. С. 19.

Белковский А. И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 200 с.

Белковский А. И. Метаморфиты таганайской и уренгойской свит Таганайско-Иремельского антиклинория (Южный Урал) // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: материалы 5-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С. 28-31.

Берлянд Н. Г. Карта глубинного строения земной коры Урала: объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 120 с.

Богатилов О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.

Бороздина Г. Н. История геологического развития Тагильской мегазоны Среднего и южной части Северного Урала в раннем палеозое: автореферат дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2006. 22 с.

Борукаев Ч. Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: СО РАН, 1999. 70 с.

Бразин П. Е. Ляпинский "антиклинорий" как вероятный тектонотип коллизионных структур Урала // Известия Отделения наук о Земле и экологии. 1999. № 4. С. 37-47.

Верхнеордовикский вулканогенный колчеданосный комплекс в структуре Сакмарского аллохтона на Южном Урале / Д. В. Борисенко., А. В. Рязанцев, С. В. Дубинин, Е. А. Калинина // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 79-80.

Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала / Б. Д. Аблизин, М. Л. Ключина, Ф. А. Курбацкая. М.: Наука, 1982. 140 с.

Волчек Е. Н. Геодинамические обстановки кислого вулканизма западного сектора Севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 145 с.

Высокотемпературные граниты S-типа в составе коллизионных гранитоидов Приполярного Урала / А. А. Соболева, И. А. Кузенков, О. В. Удоратина, В. Н. Иванов // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 135-138.

Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии / А. Н. Диденко, А. А. Моссаковский, Д. М. Печерский, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-75.

Геология СССР, т. 12, ч. 1. М.: Недра, 1969. 304 с.

Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / гл. редактор А. В. Пейве. М.: Наука, 1983. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 376).

Гецен В. Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.

Гецен В. Г. Модель развития земной коры Северо-Востока Европейской платформы в позднем докембрии. Сыктывкар, 1991. 28 с. (Препринт).

Главные рудные геолого-геохимические системы Урала / А. М. Дымкин, В. М. Нечеухин, В. Н. Сазонов и др. М.: Наука, 1990. 269 с.

Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект "Уралсейс"). Тверь: Изд-во Геос, 2001. 288 с.

Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала / В. М. Нечеухин, Н. Г. Берлянд, В. Б. Соколов [и др]. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.

Голдин Б. А. Пикрит-трахибазальтовая формация западного склона Полярного Урала и проблема алмазности кимберлитов // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 2. Сыктывкар, 1999. С. 146-147.

Голдин Б. А., Спиридонов Ю. А., Илларионов В. А. Седьюско-Большепатокская оксидно-сульфидная ванадиево-железо-медная рудная формация (западный склон севера Урала). Сыктывкар, 2003. 28 с. (Научные доклады / Коми научный центр УрО РАН. Вып. 456).

Гурская Л. И., Смылова Л. В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений, 2003. Т. № 4. С. 351-371.

Даценко В. М. Геохимические критерии диагностики геодинамических условий гранитообразования // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 22-32.

Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралит-тиманид / Н. Б. Кузнецов, А. А. Соболева, О. В. Удоратина [и др.]. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.

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

Душин В. А. Рифейская офиолитовая ассоциация Полярного Урала // Известия УГГА. Сер. геол. и геофиз., вып.8, 1998. С. 32-38.

Душин В. А. Геодинамика, магматизм и минерализация Уральского Севера // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 121-134.

Душин В. А., Фауст А. В. Рифейский гранитный магматизм, металлогения

Маньхамбовского блока // Региональная геология и металлогения. 2008. № 35. С. 25-33.

Живкович А. Е., Чехович П. А. Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра. М.: Наука, 1985. 184 с.

Жилин И. В. Состав и структурное положение вулканогенных пород Нязепетровского района // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 269-271.

Жилин И. В., Нечухин В. М. Геодинамика формирования и рудоносность магматических комплексов Бардымской зоны на западном склоне Урала // Металлогения и геодинамика. Екатеринбург: УГГА, 2000. С. 43-45.

Запорожцева И. В. Глубинное строение Большеземельской тундры по геофизическим данным. Л.: Наука, 1979. 80 с.

Запорожцева И. В., Пыстин А. М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. СПб: Наука, 1994. 110 с.

Захарова А. А. Метаморфизм и метасоматизм орогенных надвиговых зон на Южном Урале. Уфа: БФ АН СССР, 1987. 36 с. (Препринт).

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1, 2. С. 328-335 с.

Иванов С. Н., Семенов И. В., Червяковский Г. Ф. Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 387-391.

Иванов К. С., Шмелев В. Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 237, № 5. С. 649-652.

Иванов С. Н., Русин А. И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6-19.

Казак А. П., Казимирова Л. Х., Литвин П. А. Глаукофансланцевый пояс Зауральского поднятия // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1989. С. 45-50.

Казак А. П., Якобсон К. Э. Соотношение таганайской свиты с рифейскими толщами севера Башкирского антиклинория // Доордовикская история Урала, вып. 2. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 48-53. (Препринт).

Казьмин В. Г., Бяков А. Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20-31.

Калиновский А. И. Редкометалльные комплексы Мань-Хамбовского металлогенического района на Северном Урале. Серия препринтов "Научные доклады". Сыктывкар: Коми НИЦ УрО АН СССР, вып. 298, 1998. 24 с.

Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.

Каретин Ю. С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН. 2000. 275 с.

Кориневский В. Г. Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала // Геотектоника. 1988. N 2. С. 37-5.

Кориневский В. Г. Относительная автохтонность структурных зон Южного Урала // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 155-157.

Коротеев В. А., Краснобаев А. А., Нечеухин В. М. Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя Севера Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 28-36.

Коротеев В. А., Нечеухин В. М. Магматические и метаморфические ассоциации полной геодинамической последовательности // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 10-22.

Коротеев В. А., Нечеухин В. М. Петрология и плитотектоника орогенов: состояние, проблемы и задачи исследований // Петрография на рубеже XXI. Т. II. Сыктывкар, 2000. С. 47-50.

Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.

Краснобаев А. А., Бородина Н. С. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1970. С. 124-154.

Краснобаев А. А., Нечеухин В. М., Соколов В. Б. Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы // Уральский минералогический сборник. 1998. № 8. С. 196-206.

Краснобаев А. А., Русин А. И., Русин И. А. Цирконология лерцолит-гранатового пироксенит-дуניתового комплекса Узьанский Крака (Ю. Урал) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: материалы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2008. С. 58-61.

Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменогорских – Вишневых гор (формации нефелиновых сиенитов Урала). М.: Наука, 1974. 223 с.

Ленных В. И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Тектоника и метаморфизм западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21-42.

Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

Лукьянова Л. И., Деревянко И. В., Марещев А. М. О проявлении мезозойского ультракалийевого магматизма и перспективах алмазоносности района гряды Чернышева // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 5. С. 617-619.

Маслов А. В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.

Маслов А. В. Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 339 с.

Маслов В. А., Артюшкова О. В., Нурмухаметов Э. М. Франские отложения Магнитогорского мегасинклиория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. 82 с.

Машакский вулканизм: ситуация 2008 / А. А. Краснобаев, В. И. Козлов, В. Н. Пучков [и др.] // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2008. С. 61-63.

Медноколчеданные месторождения Урала: геологические условия размещения / В. А. Прокин, В. М. Нечеухин, П. Ф. Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.

Мизенс Г. А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне-ранней перми юга Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 190 с.

Москалева С. В., Орлова М. Т. О генезисе гранатовых пироксенитов массива Крака // Геология и полезные ископаемые Урала: руды ВСЕГЕИ. Новая серия, вып. 28. Л., 1960. С. 143-147.

Нечеухин В. М. Плитотектоническая схема Уральской аккреционно-складчатой системы // Ежегодник Института геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 40-44.

Нечеухин В. М. Плитотектоника и металлогения Уральской аккреционно-складчатой системы // Металлогения и геодинамика Урала: материалы 2-го Всеуральского металлогенического совещания. Екатеринбург, 2000. С. 9-10.

Нечеухин В. М. Магматические, метаморфические и рудные ассоциации Урала как плитотектонические генотипы аккреционно-складчатых орогенов // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. С. 77-80.

Нечеухин В. М. Аккреционно-коллизийная тектоника Уральского орогена // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: Геос, 2001. С. 71-74.

Нечеухин В. М. Палеогеодинамические системы и плитотектоническая металлогения Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 52-88.

Нечеухин В. М., Душин В. А. Плитотектонические системы и минерагения западного склона Урала и восточной части Восточно-Европейской платформы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Пермский ун-т, 2001. С. 86-87.

Нечеухин В. М., Душин В. А. Эволюционные и интеграционные процессы в формировании Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Северной Евразии // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск: СО РАН, 2004 (а). С. 48-50.

Нечеухин В. М., Душин В. А. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Протоазиатского сегмента Северной Евразии // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2004 (б). С. 40-42.

Нечеухин В. М., Краснобаев А. А., Соколов В. Б. Проблема ксеногенных террейнов аккреционно-коллизийных структур Уральской системы // Ежегодник Института геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 52-56.

Нечеухин В. М., Краснобаев А. А., Соколов В. Б. Террейны древней конти-

нентальной коры в структурах Южного Урала и их минерагения // Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан: материалы III Республиканской конференции. Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, 1999. С. 29-32.

Нечухин В. М., Краснобаев А. А., Соколов В. Б. Террейны древней континентальной коры в аккреционно-коллизийных структурах Урала // Докл. РАН. 2000. Т. 370, N 5. С. 655-657.

Новые сведения о строении поднятия Чернышева по результатам сейсморазведочных работ / В. И. Антонов, В. В. Иванов, А. А. Гузельман [и др.] // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 7-9.

Объемная гравимагнитная модель земной коры Североуральского сегмента Платиновосного пояса / В. П. Пьянков, П. С. Мартышко, Н. И. Начапкин [и др.] // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2004. С. 57-60.

О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время / Е. В. Хаин, Е. В. Бибикова, В. А. Душин, А. А. Федотова // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: Геос. 1998. С. 244-245.

Ожиганов Д. Г. Белорецкий комплекс западного склона Южного Урала // Геология СССР Т. 13, ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 71-78.

Оловягинищников В. Г., Седлецка А., Робертс Д. Геодинамика Варангер-Тиманского складчатого пояса // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XIII геологического съезда Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар, 1999. С. 39-40.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина, М. С. Рапопорт [и др.]. Миасс: УрО РАН, 1994. 250 с.

Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса / А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. А. Моссаковский [и др.] // Сов. геология. 1972. N 12. С. 7-25.

Парначев В. П., Козлов В. И. Новые данные о специфике вендского вулканизма Южного Урала (на примере аршинской свиты Тирлянского района) // Ежегодник Института геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 66-70.

Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 219 с.

Петров В. Г. Геология и минерагения зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 195 с.

Петров Г. А., Десятниченко Л. И. Особенности стратиграфии и строения Салатимской тектонической зоны (зоны Главного Уральского разлома) // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1999. С. 165-170.

Потапова Т. А. Высокобарические метабазиты Западно-Войкарской зоны (Полярный Урал): дис. ... канд. геол.- минерал. наук. Свердловск, 1990. 18 с.

Природа машакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского мегантиклинория: новые геохимические данные / Л. А. Карстен, К. С. Иванов, А. В. Маслов [и др.] // Рифей Северной Евразии. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 155-166.

Проблема выделения каледонид Зауралья / К. Е. Дегтярев, С. А. Куренков, Н. Б. Кузнецов [и др.] // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. (Тр. ГИН РАН, вып. 500). М.: Наука, 1998. С. 118-127.

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

Пучков В. Н., Иванов К. С. Первые сведения о вулканогенно-кремнистых толщах ордовика на востоке Урала // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 4. С. 966-971.

Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб: Наука, 1994. 208 с.

Ремизов Д. Н. Метаморфический комплекс Дзеляю (Полярный Урал) // Петрология и минералогия Севера Урала и Тимана. Сыктывкар. 2003. С. 24-37. (Тр. Института геологии Коми НЦ УрО РАН; вып. 113).

Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала / М. А. Шишкин, И. М. Малых, Д. И. Матуков, С. А. Сергеев // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. 2. С. 148-150.

Рифейские седиментационные бассейны Южного Урала / А. В. Маслов, Э. З. Гиреев, Ю. Л. Ронкин, М. Т. Крупенин // Осадочные бассейны Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 28-52

Русин И. А. Гранатсодержащие парагенезисы в гипербазитах массива Крака (Южный Урал) // Ежегодник Института геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С. 134-138

Савельев А. А. Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1997. № 1. С. 48-58.

Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46-60.

Савельева Г. Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с.

Савельева Г. Н., Денисова Е. А. Структурно-геологическая карта ультраосновных массивов Крака. Масштаб 1: 100 000. Типовые геологические карты разных районов территории СССР / ред. Ю. М. Пушаровский. М.: ГИН АН СССР, 1989.

Савельева Г. Н., Суслов П. А., Ларионов А. Н. Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: новые данные U-Pb датирования цирконов из хромитов // Геотектоника. 2007. № 2. С. 23-33.

Салихов Д. Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 88 с.

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

Самыгин С. Г., Руженцев С. В. Модель тектонического развития области сочленения Палеоконтинентального и Палеоокеанического секторов Южного Урала // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 47-49.

Свяжина И. А., Пучков В. Н. Палеомагнитная модель дрейфа литосферных блоков Урала и Северного Казахстана в палеозое-раннем мезозое // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: материалы международного семинара. Казань: Изд. Казанского университета, 2004. С. 61-64.

Семенов И. В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.

Сервакин И. Б., Родичева З. И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Уфа, 1990. 53 с. (Препринт).

Смирнов В. Н., Ведерников В. В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал): Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 72 с. (Препринт).

Сначев А. В. Магматизм и осадконакопление ордовикско-силурийского этапа развития Арамильско-Сухтелинской зоны: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 2006. 25 с.

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

Соколов В. Б. Строение земной коры Урала // Геотектоника. 1992. № 5. С. 3-19.

Состав и новые возрастные датировки метагабброидов Мальковского комплекса на Полярном Урале / В. А. Душин, П. Л. Бурмако, Ю. Л. Ронкин, М. А. Шишкин // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: материалы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2008. С. 27-29.

Структура земной коры вдоль регионального профиля III (Мезенская синеклиза, Тиман, Ижма-Печорская впадина) / Л. П. Неделюк, В. П. Тарасов, А. И. Громыко, О. Л. Ходневич // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 38-40.

Структурная геология Магнитогорского синклинория Южного Урала / Ю. В. Казанцев, Т. Т. Казанцева, М. А. Камалетдинов [и др.]. М.: Наука, 1992. 184 с.

Структурная геология и тектоника плит. Тт. 1-3 / редактор К. Сейферта. М.: Мир, 1990, 1991.

Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.

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

Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.

Хаин Е. В., Федотова А. А., Сальникова Е. Б. Новые U-Pb данные о возрасте офиолитов Полярного Урала и развитие окраин Палеоазиатского океана в позднем докембрии и раннем палеозое // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 183-186.

Цирконовый возраст габбро и гранитоидов кусинско-копанского комплекса (Южный Урал) / А. А. Краснобаев, Г. Б. Ферштатер, Ф. Беа, П. Монтеро // Ежегодник-95. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300-303.

Чалыгина Н. М., Дегтярев К. Е., Савельева Г. Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25-37.

Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Уймин С. Г. О природе ультрамафитов массива Крака (Южный Урал) // Ежегодник Института геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 116-121.

Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 260 с.

Червяковский Г. Ф., Ярош П. Я., Нечухин В. М. Путеводитель геологических экскурсий. Гора Азов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974.

Чувашов Б. И. Структура форбальджа в Предуральском краевом прогибе // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 3. С. 660-666.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Южного Урала. Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: Изд-во МОИП, 1945. 156 с.

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

Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 36-44.

Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.

Язева Р. Г., Малошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал): препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 72 с.

Язева Р. Г., Нечухин В. М. О структурном соотношении и оценке потенциальной рудоносности комплексов эвгеосинклинального разреза на примере Войкарской зоны Полярного Урала / Ежегодник Института геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 96-98.

Якупов Р. Р., Мавринская Т. М., Абрамова А. Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. Екатеринбург: ИГ УНЦ РАН, 2002. 160 с.

Berzin R., Oncken O., Knapp J. H., et al. Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment // Science. 1996. Vol. 274. P. 200-222.

Carbonell R., Perez-Estaun A., Galart J. et al. Crustal root beneath the Urals: Wide-angle evidence // Science. 1996. Vol. 274. P. 222-223.

Echtler H. P., Steller M., Steinhoff F. et al. Preserved collisional crustal structure of the Southern Urals revealed by vibroseis profiling // Science. 1996. V. 274. P. 224-226.

Ernst R. E., Peoase V., Puchkov V. N., Kozlov V. I. Sergeeva N. D., Hamilton M. Geochemical characterization of precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the east European Craton, Southern Urals, Russia. Institut of Geology. 2006. "Geological sbornic" № 5. 53 p.

Glasmacher U., Giese U., Stroink L., Reynolds P., Alekseev A., Puchkov V., Bauer W. Neoproterozoic terrane at the eastern margin of Baltic - implications for Late Proterozoic paleogeography and structural evolution of SW Urals, Russia // Journal of Conference Abstracts. Strasbourg: EUG-10. 1999. Vol. 4. P. 108.

Irving E. Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculation about displaced terrains // Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16. № 3. P. 669-694.

Jones D. L., Howell D. G., Coney P. J., Monger J. W. H. Recognition of character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Advances in Earth and planetary. Tokyo, 1983. P. 21-35.

Koroteev V. A., Necheuckin V. M. Subduction and accretion paleogeodynamic systems of the Ural Orogen // L. P. Zonenchain memorial conference on plate tectonics. Moscow-Kiel: RAN, Geomar, Germani, 1993. P. 24-30.

McKenzie. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 25-32.

Matte Ph., Maluski H., Nicolas A. Geodynamic model and A-A dating for generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in SW Urals // C.R. Acad. Sci. Paris. 1993. T. 317. Ser. II. P. 1667-1674.

Necheuckin V. M., Krasnobaeв A. A., Sokolov V. B. Terrains of the Precambrian Continental Crust in the Accretion-Collisional Structures of the Urals // Early Precambrian: Genesis and Evolution of the Continental Crust. Abstracts. Moscow, 1999. P. 115-117.

Scarrow J., Piase V., Fleutelot C., Dushin V. The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? // Precambrian Research 110 (2001). P. 255-275.

Scholl D. W., Vallier T. L., Stevenson A. J. Terrane accretion, production and continental growth // Geology. 1986. Vol. 14. № 1. P. 43-47.

Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Can. J. Earth. Sci. 1985. Vol. 22. № 1. P. 108-125.

Wernicke B., Burchfiel B. Models of extensional tectonics // Struct. Geol. 1982. Vol. 4. P. 105-115.

ПРИЛОЖЕНИЕ

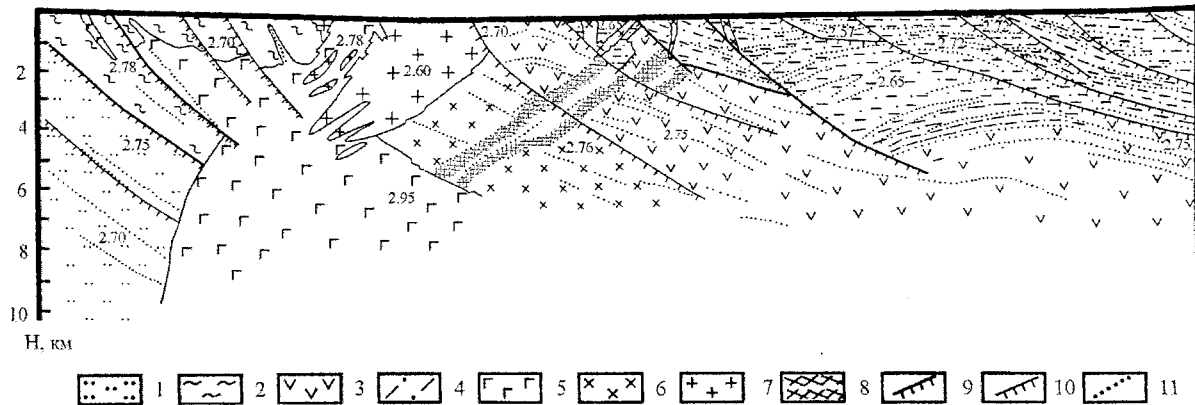


Рис. 1. Геоструктурный разрез земной коры на Северосьювинском профиле (Северный Урал):

1 – песчано-сланцевые отложения; 2 – вулканогенно-сланцевые отложения; 3 – базальты и андезитобазальты; 4-5 – габбро полосчатое (4) и массивное (5); 6 – диориты; 7 – плагиограниты; 8 – песчано-сланцевые и песчано-карбонатные отложения с прослоями вулканогенных пород; 9 – надвиги зоны Трансуральского коллизийного шва; 10 – надвиги; 11 – сейсмические элементы. Цифры на рисунке – значения плотностей, г/см³

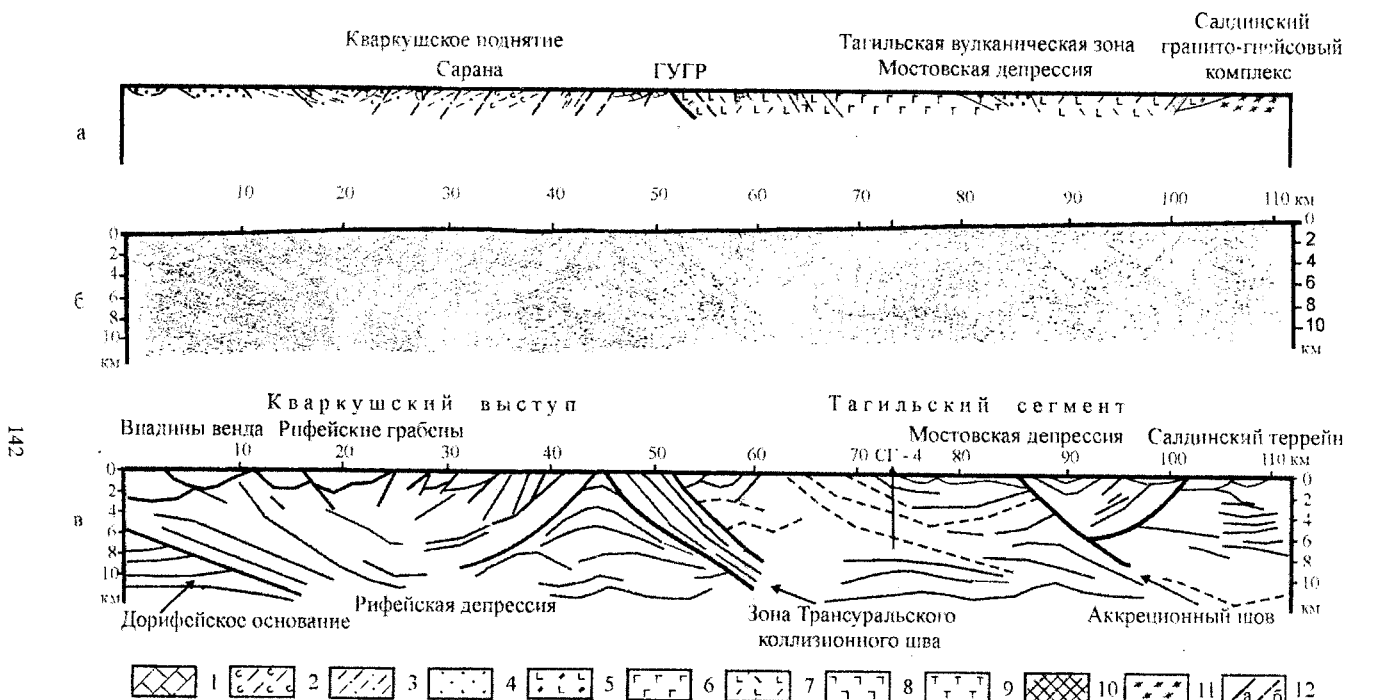


Рис. 2. Геологический, сейсмический и сейсмоструктурный разрезы земной коры по линии пос. Сарана – г. Красноярск Средний Урал):
 а – геологический разрез; б – сейсмический разрез (по материалам Баженовской экспедиции);
 в – сейсмоструктурная схема строения земной коры по линии профиля;
 1 – известняки; 2 – туфогенно-осадочные сланцы; 3 – песчаники; 4 – флишюиды; 5 – тертигенно-сланцевые отложения; 6 – андезибазальты;
 7 – базальт-дацит-риолитовые комплексы; 8 – габбро-перидотиты; 9 – трахибазальты; 10 – ультрабазиты; 11 – мигматитогнейсы; 12 – разломы, надвиги региональные (а) и локальные (б)

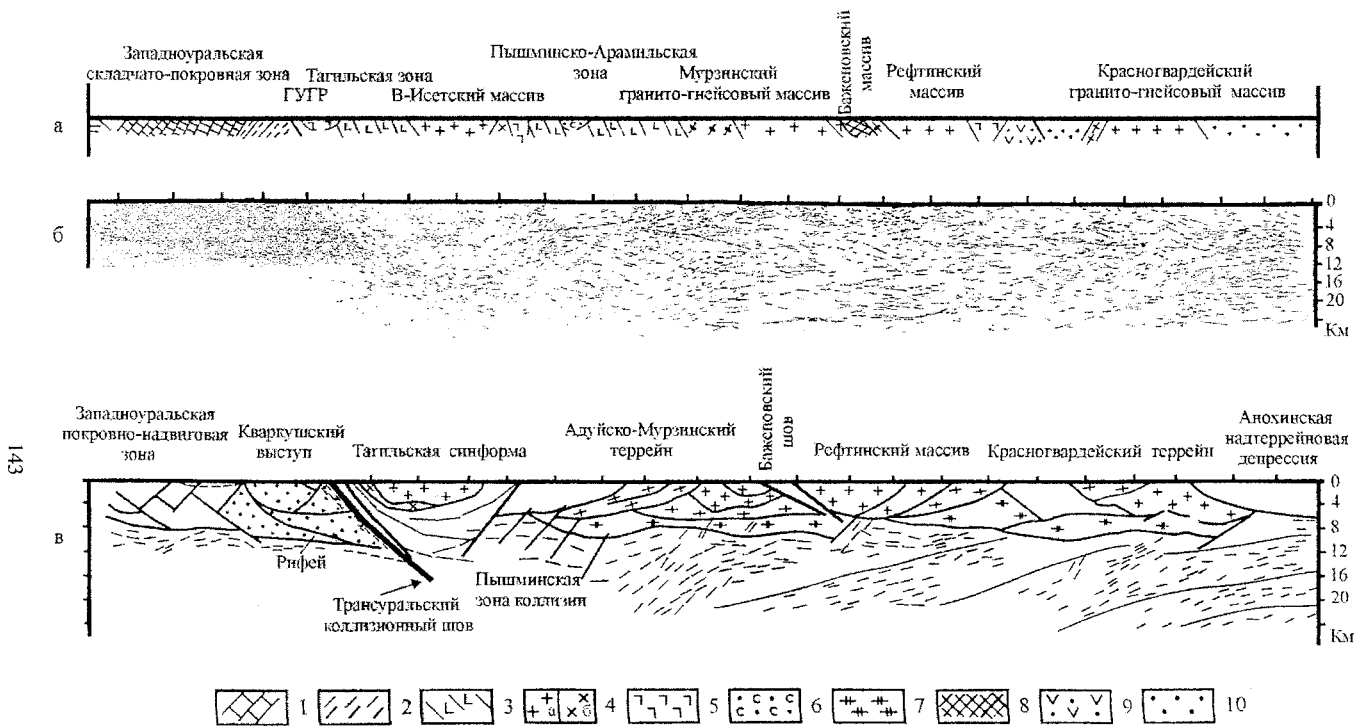


Рис. 3. Геологический, сейсмический и сейсмоструктурный разрезы земной коры по линии пос. Кормовищенский – г. Асбест (Средний Урал):
 а – геологический разрез вдоль линии профиля; б – сейсмический разрез (по материалам Баженовской экспедиции);
 в – сейсмоструктурная схема строения земной коры по линии профиля;
 1 – известняки; 2 – сланцы; 3 – андезибазальты; 4 – граниты (а), гранодиориты(б); 5 – габбро; 6 – вулкано-интрузивный комплекс; 7 – гнейсы; 8 – ультрабазиты; 9 – вулканогенно-осадочные отложения; 10 – туфогенно-осадочные породы

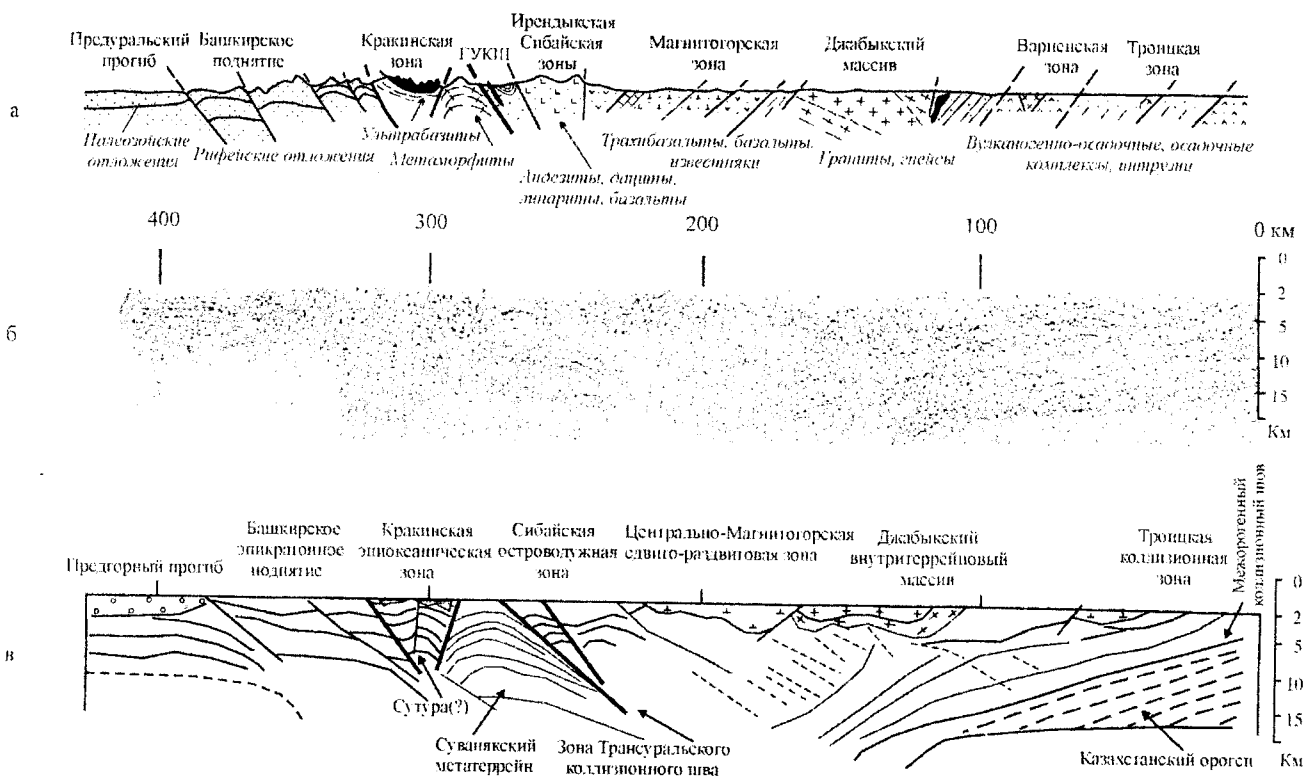


Рис. 4. Геологический, сейсмический и сейсмоструктурные разрезы земной коры на профиле "Уралсейс-95" по линии г. Стерлитамак -- пос. Николаевка (Южный Урал):
 а - геологический разрез вдоль линии профиля; б - вибросейсмический разрез (Berzin, et al., 1996; и др.);
 в - сейсмоструктурная схема строения земной коры по линии профиля

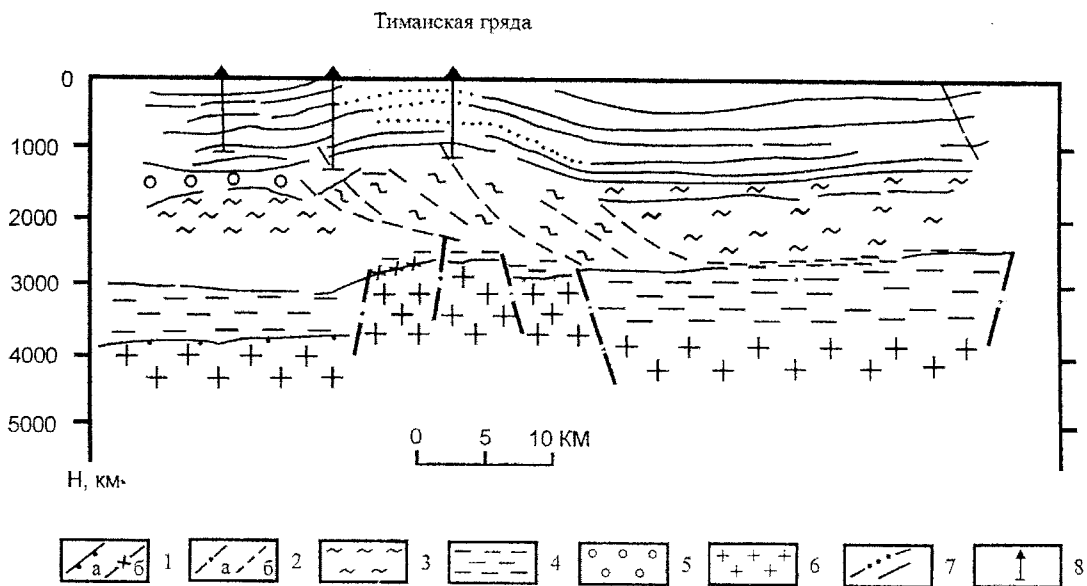


Рис. 5. Геосейсмический разрез земной коры юго-западного Притиманья:
 1 - сейсмические границы и их стратиграфические привязки (а - установленные, б - предполагаемые); 2 - надвиги и дизъюнктивные нарушения (а - установленные, б - предполагаемые); 3 - позднерифейские и вендские отложения; 4 - предполагаемые доверхнерифейские отложения Мезенской депрессии и её основания; 5 - вендские отложения краевого прогиба; 6 - дорифейское основание; 7 - палеозойские отложения; 8 - скважины
 (Из работы И. В. Запорожцевой, А. М. Пыстина, 1994, с изменениями в легенде)

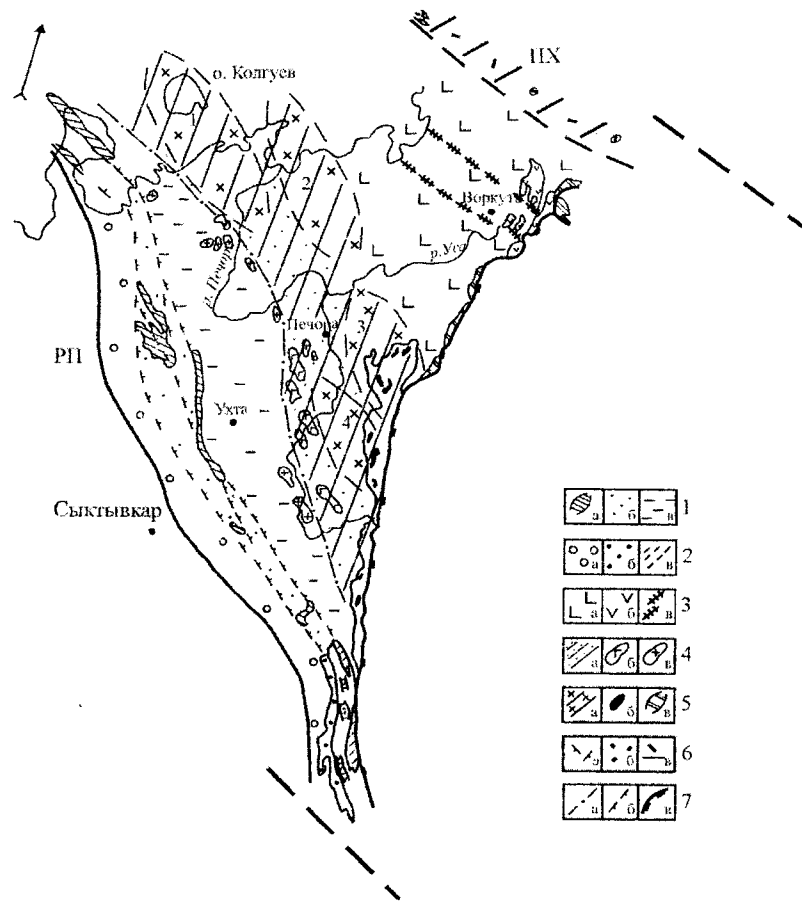


Рис. 6. Палеотектоно-геодинамическая схема Тимано-Протоазиатского орогена на начало кембрия:

1 - пассивная протоокраина и её осадочные отложения поднятий Тиманского кряжа (а) и зон песчано-терригенных (б) и сланцево-кремнистых отложений (в); 2 - краевой прогиб и зоны выполняющих его терригенной молассы под палеозойскими отложениями (а) и молассы (б) и базальт-кремнисто-сланцевых отложений (в) на поднятиях; 3 - область ультрабазит-базитовых комплексов океанического протобассейна (а) и зоны их выходов в структурах поднятий (б) и в древних сутурах (в); 4 - главная шовная зона и локализованные в ней базальт-кремнисто-сланцевые комплексы (а), интрузии габброидов (б) и гранитоидов (в); 5 - террейны континентальной протокры (а) и вулкано-интрузивные ареалы межтеррейновой коллизии (б), прототеррейны эклогит-амфиболитового и гранулит-амфиболитового составов (в); 6 - вулканогенные и вулкано-интрузивные комплексы рифтогенных грабенов (а) и активной континентальной окраины на выступах (б) и под палеозойскими отложениями (в); 7 - шовная зона сочленения области межтеррейновой аккреции и океанического протобассейна (а), синколлизивно-аккреционные надвижки на пассивной протоокраине (б), палеозойский Трансуральский коллизийный шов (в)

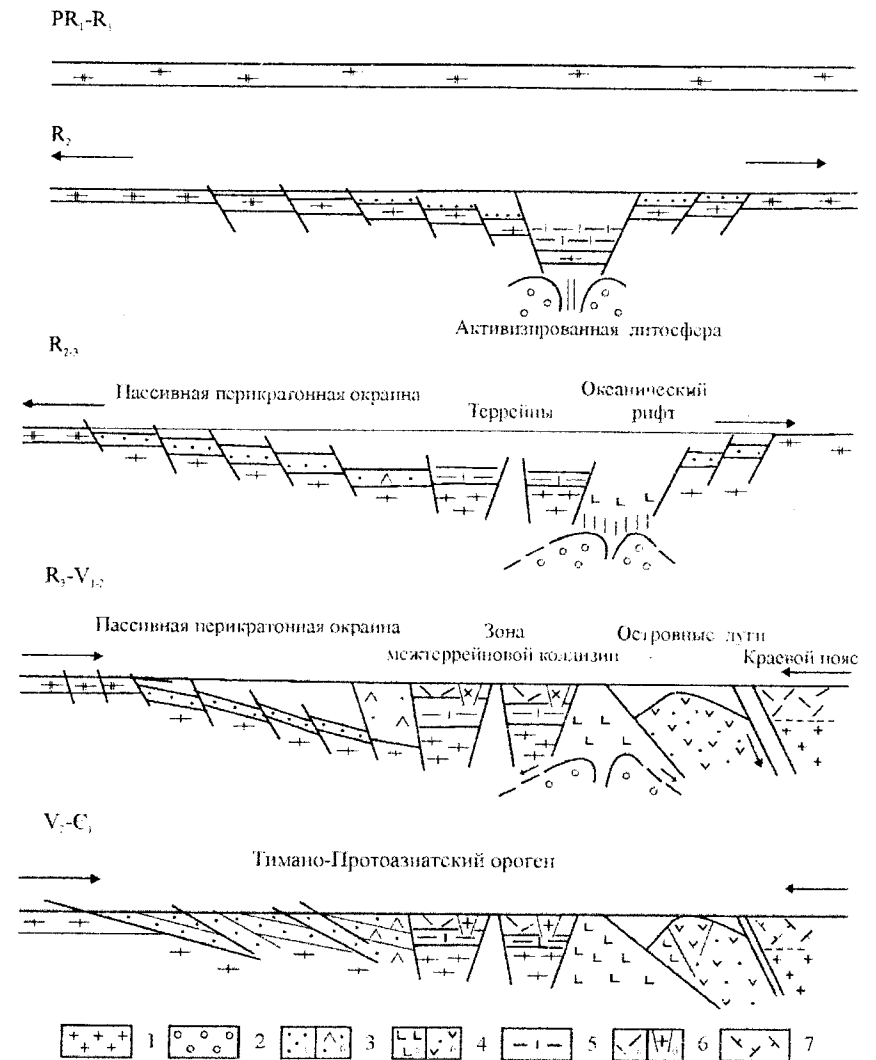


Рис. 7. Геодинамическая модель Тимано-Протоазиатского орогена:

1 - кора континентальная; 2 - активизированная мантия; 3 - осадочные (а) и вулканогенно-осадочные (б) фации пассивной континентальной окраины; 4 - океаническая кора (а) и островные дуги (б); 5 - чехол террейнов; 6 - вулканические (а) и интрузивные (б) комплексы межтеррейновой коллизии; 7 - краевые пояса активной континентальной окраины

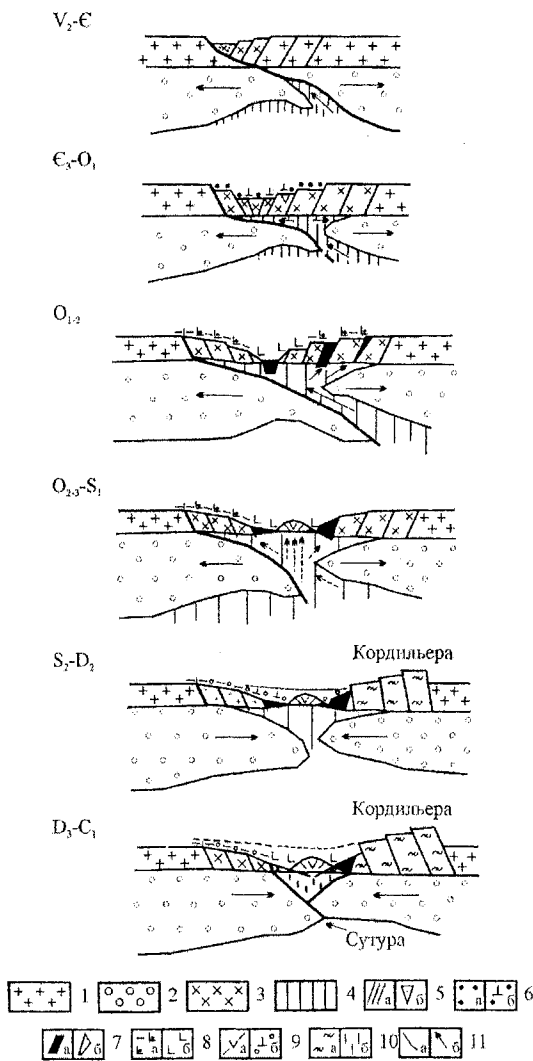


Рис. 8. Геодинамическая модель Сакмаро-Краинско-Турлянского орогенического пояса:
 1 – кора континентальная; 2 – мантия; 3 – деструктурированная континентальная кора; 4 – активизированная мантия; 5 – дайки субщелочного вулканизма (а) и пироксен-щелочные комплексы (б) раннего этапа рифтогенеза; 6 – грабеновые (а) и трахибазальт-терригенные комплексы (б) позднего этапа рифтогенеза; 7 – гарцбургит-лещолитовые комплексы (а) и серпентиниты (б); 8 – базальт-кремнисто-сланцевые (а) и базальтовые (б) комплексы; 9 – риолит-дацит-базальтовые (а) и трахибазальтовые (б) комплексы; 10 – метаморфизованная палеокора (а) и новообразованный фрагмент коры (б); 11 – глубинный сдвиг-срыв (а) и направления движений вещества и энергии (б)

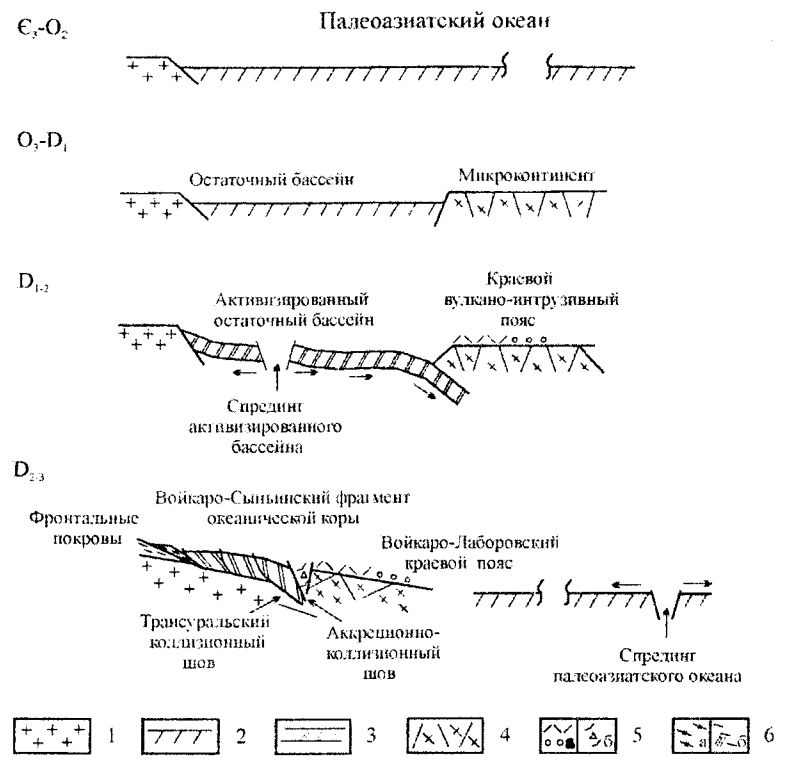


Рис. 9. Геодинамическая модель Полярноуральского сегмента Уральского орогена:
 1 – кора палеократона; 2 – кора палеоокеана; 3 – океаническая кора активизированного краевого бассейна; 4 – сложный континентальный террен (микроконтинент); 5 – краевой пояс (а) и метаморфизованный шов аккреции (б); 6 – прототеррейны (а) и комплексы Талота-Пайпудыно-Лемвинской зоны (б)

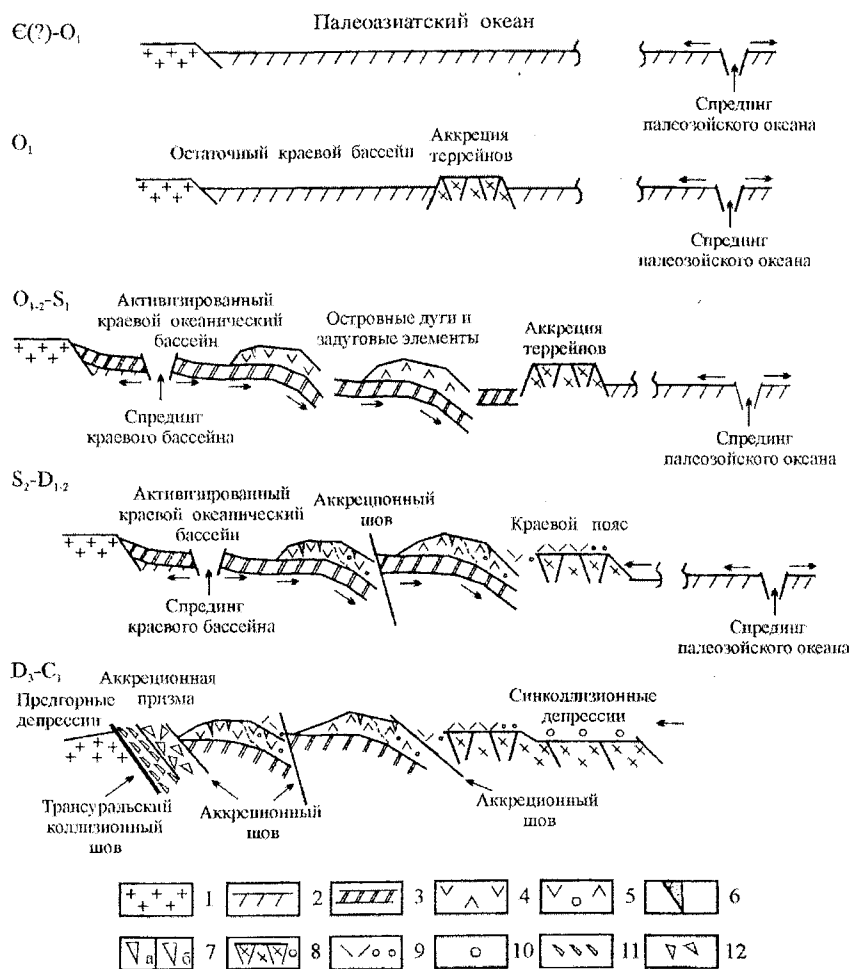


Рис. 10. Геодинамическая модель Среднеуральского сегмента Уральского орогена:

1 – кора палеократона; 2 – океаническая кора палеоокеана; 3 – океаническая кора активизированного бассейна; 4 – островные дуги; 5 – задуговые и междуговые бассейны; 6 – габбровые массивы островных дуг; 7 – диоритовые (а) и плагиогранитные (б) массивы островных дуг и задуговых бассейнов; 8 – сложные континентальные террейны; 9 – краевые пояса; 10 – депрессии и чехол сложных континентальных террейнов; 11-12 – фронтальная (11) и тыловая (12) части аккреционной призмы трансструктурного коллизионного шва

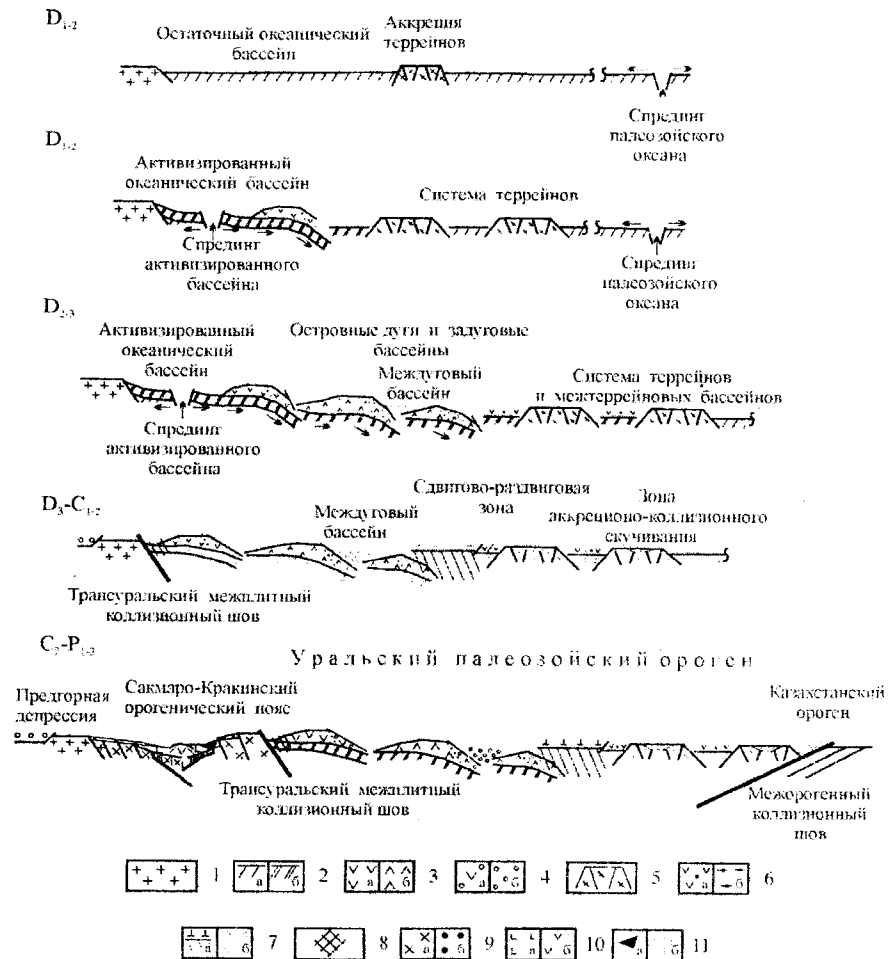
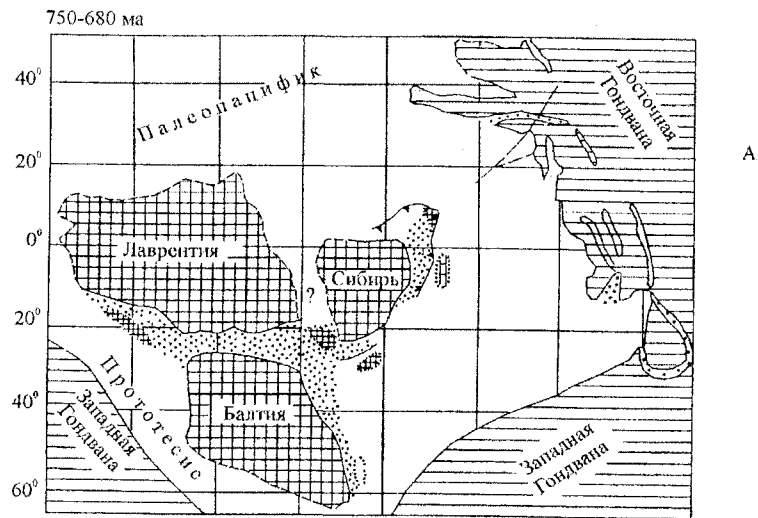
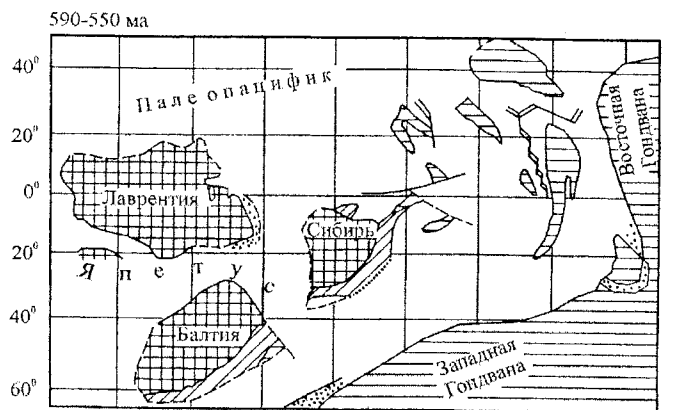


Рис. 11. Геодинамическая модель Южноуральского сегмента Уральского орогена:

1 – кора кратона; 2 – океаническая кора палеоокеана (а) и активизированного краевого бассейна (б); 3 – островные дуги раннего (а) и позднего (б) этапов; 4 – задуговые (а) и междуговые (б) бассейны; 5 – сложные террейны; 6 – зоны частных раздвигов (а) и внутритеррейновые гранитные плутоны; 7 – сдвигово-раздвиговые зоны (а) и депрессии синколлизионного краевого прогиба; 8 – зона межорогенной коллизии; 9-11 – сегмент рифтогенного орогенического пояса: 9 – деструктурированная земная кора (а) и базальт-кремнисто-сланцевые комплексы растяжения (б); 10 – океанические базальты (а) и риолит-дацит-базальтовые комплексы (б); 11 – гарцбургит-лерцолитовые массивы и блоки (а) и фрагмент новообразованной литосферы (б)



А

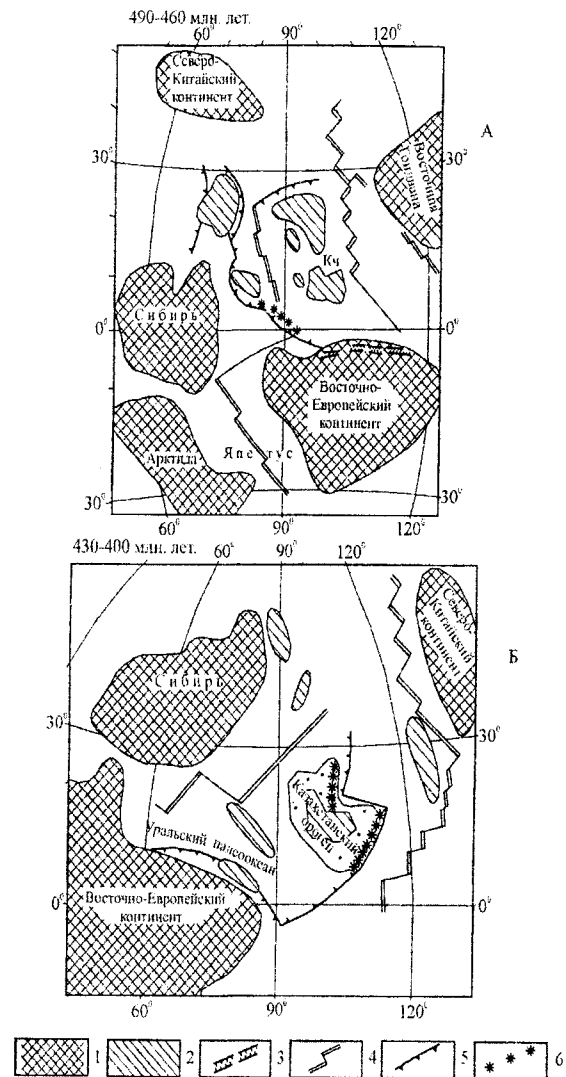


Б



Рис. 12. Глобальные реконструкции для позднего рифея (А) и конца венда-начала кембрия (Б), по (Диденко и др., 1994), с упрощениями:

1 – континенты, микроконтиненты и террейны Балтийско-Сибирского (а) и Гондванского (б) рядов; 2 – бассейны с океанической корой и корой переходного типа (а) и зоны рифейской аккреции (б); 3 – простирания осей спрединга (а) и вулканические пояса (б)



А

Б

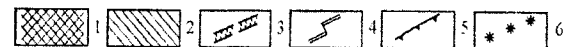


Рис. 13. Глобальные реконструкции для раннего и среднего ордовика и раннего девона (Б), по (Зоненшайн и др., 1990), с упрощениями:

1 – континенты; 2 – микроконтиненты и террейны; 3 – континентальные рифты; 4 – оси спрединга; 5 – зоны скучивания; 6 – зоны вулканизма островных дуг и активных континентальных окраин. Кч - Кочетавский блок

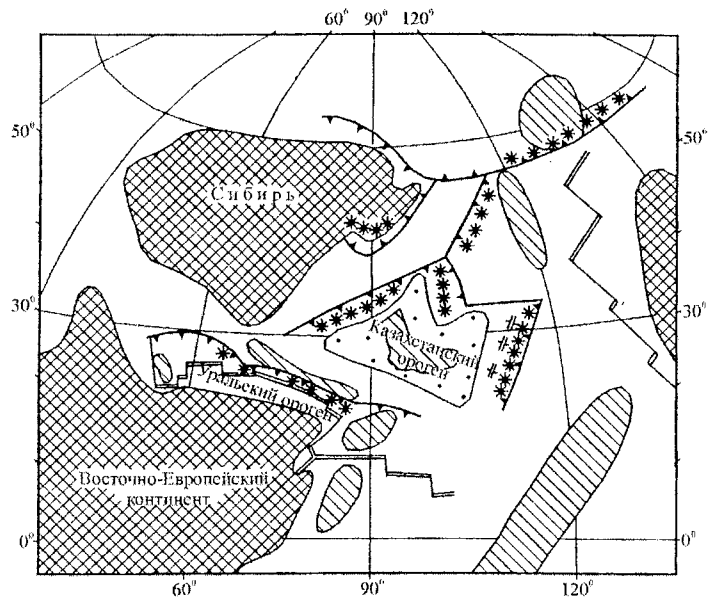


Рис. 14. Глобальные реконструкции для среднего-позднего девона, по (Зоненшайн и др., 1990), с упрощениями
Условные обозначения см. на рис. 13

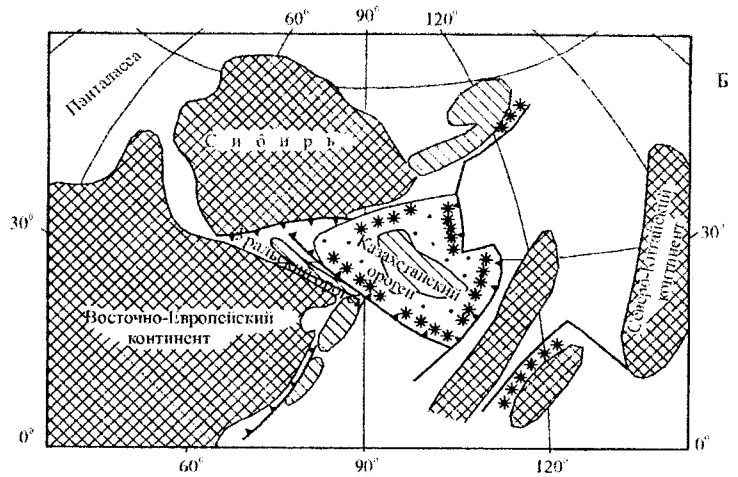
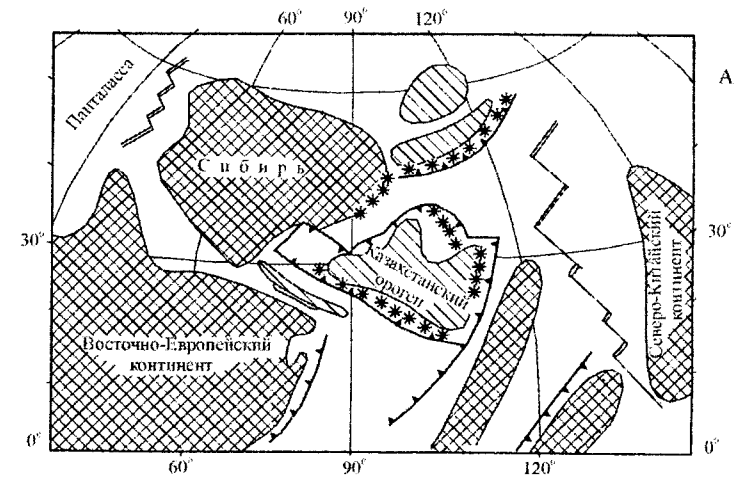


Рис. 15. Глобальные реконструкции для раннего (А) и среднего-позднего (Б) карбона, по (Зоненшайн и др., 1990), с упрощениями
Условные обозначения см. на рис. 13

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. ВВЕДЕНИЕ	3
I. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ СЕГМЕНТА	8
1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ВНУТРЕННИХ ЧАСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПРОТОПЛИТЫ	8
А. ВНУТРИПЛИТНЫЕ ДЕПРЕССИИ И ГРАБЕНЫ	8
Б. ЭКЗОТИЧЕСКИЕ ПРОТОТЕРРЕЙНЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОТОБЛОКИ	12
В. СДВИГОВО-РАЗДВИГОВОЕ РАСТЯЖЕНИЕ	17
Г. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	18
2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ПРОТОБАССЕЙНА	19
А. ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА	20
Б. ЭНСИМАТИЧЕСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ	20
В. ПАССИВНАЯ ПЕРИКРАТОННАЯ ПРОТООКРАИНА	21
Г. КОЛЛАЖ ТЕРРЕЙНОВ И МЕЖТЕРРЕЙНОВАЯ КОЛЛИЗИЯ	27
Д. АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ПРОТООКРАИНА	32
Е. КОЛЛИЗИЯ И ГИПЕРКОЛЛИЗИЯ	32
Ж. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	34
3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ЭПИОКЕАНИЧЕСКИХ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ	35
А. ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПАЛЕОБАССЕЙНЫ	35
Б. ЭПИОКЕАНИЧЕСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ ПАЛЕОБАССЕЙНЫ	39
В. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	45
4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ	45
А. ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА	46
Б. ЭНСИМАТИЧЕСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ	49
В. ЗАДУГОВЫЕ И МЕЖДУГОВЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ	54
Г. КОЛЛИЗИЯ И ГИПЕРКОЛЛИЗИЯ	56
Д. СДВИГОВО-РАЗДВИГОВОЕ РАСТЯЖЕНИЕ	62
Е. ЛИТОБЛОКИ ЗОН АККРЕЦИИ И КОЛЛИЗИИ	64
Ж. АКТИВНЫЕ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПАЛЕОКРАИНЫ	66
З. ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПАЛЕОКРАИНЫ	68
И. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	69
5. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА	72

А. РИФТОГЕННАЯ ДЕПРЕССИОННО-ГРАБЕНОВАЯ ДЕСТРУКЦИЯ	72
Б. ПОСТДЕСТРУКЦИОННОЕ ПОГРУЖЕНИЕ И ВНУТРИДЕПРЕССИОННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ	73
В. КОЛЛИЗИОННОЕ СЖАТИЕ	76
Г. ПЛИТНЫЙ ЧЕХОЛ	78
6. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ НЕОПЛИТЫ	78
А. ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РЕЗОНАНСНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ	78
Б. ПЛИТНЫЙ ЧЕХОЛ	80
II. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЕГМЕНТА	81
1. СТРОЕНИЕ И ГЛУБИННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕГМЕНТА	81
2. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЕГМЕНТА	85
А. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФРАГМЕНТОВ РУССКОЙ ПРОТОПЛИТЫ	85
Б. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТИМАНО- ПРОТОАЗИАТСКОГО ОРОГЕНА	86
В. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ	88
Г. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА	91
Д. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПЕЧОРСКОЙ ОРОГЕНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ	100
Е. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФРАГМЕНТА КАЗАХСТАНСКОЙ ОРОГЕНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ	101
Ж. ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ МЕЗОЗОЙ- КАЙНОЗОЙСКОЙ НЕОПЛИТЫ	102
III. ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА СЕГМЕНТА	102
1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА	103
2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ СЕГМЕНТА В ГЛОБАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ	123
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	127
ЛИТЕРАТУРА	130
ПРИЛОЖЕНИЕ	140

Научное издание

Виктор Михеевич Нечеухин

Владимир Александрович Душин

Всеволод Георгиевич Оловянишников

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ЭЛЕМЕНТЫ УРАЛО-ТИМАНО-ПАЛЕОАЗИАТСКОГО СЕГМЕНТА ЕВРАЗИИ
Объяснительная записка к Геодинамической карте Урало-Тимано-Палеоазиатского
сегмента Евразии масштаба 1: 2 500 000

Ответственный редактор
академик РАН В. А. Коротеев

Редактор Л. В. Устьянцева

Компьютерная верстка Н. И. Морева

Подписано в печать 27.02.2009 г.

Формат 60x84 $\frac{1}{16}$. Бумага офсетная. Гарнитура Times New Roman.
Печ. л. 10, 0. Уч.-изд. л. 12,4.

Тираж 200. Заказ 50

Издательство Уральского государственного горного университета.
620144, Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30. Уральский государственный горный университет.

Отпечатано с оригинал-макета в ООО "ИРА УТК"
620219, Екатеринбург, ул. К. Либкнехта, 42.