

ВАЖНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНЫЕ И ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В.Н. Пучков

*Институт Геологии Уфимского Научного Центра Российской Академии Наук,
450000, Республика Башкортостан, ул. Карла Маркса, 16/2, e-mail: puchkv@anrb.ru*

Поступила в редакцию 27 августа 2001 г.

Наиболее универсальной закономерностью развития Земли является дифференциация ее вещества, первоначально гомогенного и приближавшегося к хондриту, на тяжелое железоникелевое ядро, гипербазитовую постоянно истощающуюся мантию и легкую кору, в которой накапливается сиалический материал. На примере Урала можно продемонстрировать все основные механизмы дифференциации, главным из которых является частичное плавление, проходящее по-разному в разных геодинамических обстановках. Частичное плавление гипербазитов мантии вызывает подъем плюмов и мантийных диапиров с образованием преимущественно базальтоидов; частичное плавление базальтов и океанических осадков в зонах субдукции образует известково-щелочные расплавы; палингенез в коре приводит к образованию гнейсов и гранитов. Дифференциация происходит и другими способами – в магматических камерах, в зонах проявления неизохимического метаморфизма и на поверхности Земли в ходе выветривания и осадконакопления. Химическая дифференциация сама по себе является структурообразующим фактором. Кроме того, являясь одной из причин конвекции в мантии, она питает энергией двигатель тектонической машины. Одной из главных особенностей тектонических процессов является их цикличность. Наиболее крупным, глобальным циклам отвечают промежутки времени между периодическим образованием суперконтинентов. Более частные циклы не имеют глобального распространения. В рифейско-палеозойской истории тектонического развития Урала проявились два цикла Вильсона. Палеозойский цикл, лучше изученный, включал последовательно этапы: эпиконтинентального рифтогенеза, спрединга океанического дна и формирования пассивной континентальной окраины, субдукции и, наконец, двухстадийной коллизии, разделенной этапом формирования континентальной окраины андийского типа. Каждый из этапов сопровождался образованием присущих только ему формаций-индикаторов. Проявление каждого из этапов также характеризуется определенными закономерными чертами, являющимися предметом рассмотрения в данной статье. Вместе с тем, многофакторность геологических процессов, их нелинейность позволяют говорить об индивидуальных чертах развития Урала, придающих ему неповторимый, уникальный облик. В заключение обсужден вопрос о возможности проявления механизмов сверхпластичности в тектонических процессах. Даны рекомендации о направлениях дальнейших исследований.

THE MAIN REGULARITIES AND INDIVIDUAL FEATURES OF GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE URALS AND ADJACENT REGIONS

V.N. Puchkov

Institute of Geology, Ufimian Science Centre Russian Academy of Sciences

The most universal regularity of the Earth's development is differentiation of its primarily uniform chondrite-like substance into a dense iron-nickel core, ultramafic constantly depleting mantle and a light crust, accumulating a sialic matter. Urals give the examples of all basic mechanisms of differentiation, of which the most important is a partial melting, variable depending on the geodynamic situations. Partial melting of the mantle is responsible for mantle plumes and diapirs and provides mostly basalts. Partial melting of basalts in subduction zones gives products of calc-alkaline magmas in the crust. Finally, partial melting of the crust – palingenesis – results in formation of granites and gneisses. There are also

many other ways of differentiation, in magma chambers, in metamorphic zones and on the Earth's surface as a result of weathering, transportation and sedimentary process. Differentiation, being one of the reasons for mantle convection, provides an energy for a tectonic process. One of the main general features of the tectonic process is its cyclic character. The main, global cycles correspond to time spaces between existence of supercontinents, which are built up and fall out periodically. The lesser cycles have no global development, having a regional character. In the Rhiphaean-Paleozoic tectonic development of the Urals, two Wilson cycles are established. The Paleozoic cycle, which is better studied, includes successive processes of epicontinental rifting followed by an oceanic floor spreading and formation of a passive continental margin, subduction and finally, two episodes of collision, divided by a formation of an Andean-type active continental margin. Every stage of the development is recognized owing to a specific set of indicative volcanic and sedimentary complexes (formations, in the Russian sense of the word). The details of the development of each of the stages combine regular and individual features, the latter making the Urals unique in many aspects. The concluding remarks of the paper are dedicated to a still obscure question of a superplasticity applied to tectonic processes. The recommendations for the further research are given.

Введение

Не без смущения приступая к обозначенной в заглавии статьи сложнейшей теме, автор намерен избегать использования слова «закон», хотя в литературе имеются попытки установления законов геологии и даже свода таких законов (Казанцева, 1998). Наличие закона подразумевает предсказуемость результата того или иного процесса исходя из начальных условий его протекания. Геология же имеет дело с многофакторными и, как правило, нелинейными (Капица и др., 1997; Вопросы, 1998), бифуркационными процессами, конкретный конечный результат которых в принципе не может быть предсказан или может быть предсказан только в самом общем виде, в рамках некоей тенденции. К тому же и сама возможность предсказуемости ограничена несоизмеримостью масштабов времени протекания геологических процессов в сравнении с жизнью наблюдателя – и по этой же причине – невозможностью постановки адекватного проверочного эксперимента. В этом плане геология не хуже и не лучше других наук: просто она не такая, скажем, как классическая физика, где часто имеется возможность отвлечься от влияния второстепенных факторов и математически рассчитать действие одного, ведущего.

Закономерная направленность развития вещества Земли.

Проявление этой направленности на Урале

Пожалуй, самой универсальной закономерностью развития Земли в целом, земной

коры и такого конкретного структурно выраженного ее участка, как Урал, является направленная химическая дифференциация и усложнение структуры земного вещества с течением времени. Эта тенденция необратима, хотя могут быть второстепенные отклонения от нее. Так, метасоматические процессы на контакте геохимически контрастных сред могут приводить к обмену химическими элементами и сглаживанию контрастов с образованием реакционных пород (например, родингитов) (Зарайский, 1989). Взаимодействие пород с расплавом ведет к явлениям гибридности и, возможно, в некоторых случаях к реакционному замещению, сходному по результатам с метасоматозом (Граменицкий и др., 2001). Наконец, переплавление вещества приводит к стиранию его прежней структуры, как бы сложна она ни была. Однако в глобальном масштабе эти процессы лишь осложняют общую тенденцию.

Одной из фундаментальных общих и практически никогда не нарушаемых сторон вышеуказанной закономерности является четкая направленность и необратимость развития вещественного состава земной коры. Эта направленность заключается в смене океанического ее типа переходным, а затем континентальным. Связана она с химической дифференциацией мантии и рециклингом вещества океанической коры в последующих процессах субдукции, а также дифференциацией самой коры с увеличением сиаличности ее верхних горизонтов при коллизионных процессах (Рингвуд, 1981; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Савельева, 1987; Кейльман, Пучков, 1989; Орогенный...

1994, Кориковский, 1995 и др.). Урал дает яркое подтверждение этой тенденции, позволяя наблюдать процессы дифференциации вещества в их разнообразии и давая подтверждения выводу об их направленности.

В то же время, когда речь идет обо всей планете, допустимо говорить и о более общей тенденции – о дифференциации первично относительно гомогенного вещества Земли, близкого к хондритовому (пиролит), на тяжелое железо-никелевое ядро, существенно ультрабазитовую, постепенно истощающуюся, мантию и значительно более кислую и легкую земную кору. Иными словами, речь может идти о постоянной химической дифференциации мантии в двух противоположных направлениях – с накоплением как легкой коры, так и тяжелого ядра. Вероятно, этот процесс универсален в масштабах всей Солнечной системы.

Выделение среди дифференцированных метеоритов, при всем их разнообразии (среди них есть даже карбонатитовые), двух наиболее распространенных групп – каменных и железоникелевых – имеет, вероятно, фундаментальный смысл, наводя в частности на мысль, что это обломки соответственно оболочек и ядер расколотых планет или планетезималей, испытавших процесс дифференциации первично однородного вещества. Не случайно нормирование по хондриту, представляющему собой группу как раз недифференцированных метеоритов, является способом демонстрации относительной насыщенности или обедненности породы определенными химическими элементами. Тем самым постулируется близость хондритов к недеплетированному и первично гомогенному исходному веществу Земли.

Урал дает прекрасные примеры различных способов и механизмов дифференциации земного вещества, реализующих вышеуказанную закономерность. Один из наиболее универсальных механизмов – это частичное плавление. Каждая из геодинамических ситуаций на каждом уровне глубинности предусматривает свой сценарий реализации этого механизма – от гипотетического зарождения суперглубинного плюма в нижней мантии до куполообразования и палингенеза в коре.

Для Урала механизм плюма, горячей точки, представляется пока достаточно экзотичным (уральские геологи, в большинстве, пока не почувствовали острой потребности в этой идее или не осознали неизбежности ее

применения в какой-то конкретной ситуации). Из известных мне исключений следует назвать гипотезу о горячих точках очень неглубокого зарождения, управляющих возникновением колчеданных месторождений (Косарев, Серавкин, 1994). Можно упомянуть также и предположение о возникновении чанчаритов Сакмарской зоны как внутриплитного следа горячей точки в Уральском палеоокеане (Бочкарев, Язева, 2000). Думается, что возможны и другие приложения этой гипотезы, например, для объяснения образования уральских карбонатитов. Не исключено также, что с помощью идеи внутриокеанического плюма удастся дать альтернативное объяснение появлению в Миндякском массиве брекчий с высокобарическими гранатовыми метагаббро. Существующее толкование (Scarrow et al., 1999) связывает их появление в разрезе океанической коры с раннедевонской субдукцией и позднедевонской эксгумацией. Однако многое в этой интерпретации не вяжется, как в структурном, так и геодинамическом плане, и автору представляется более естественным взрывное происхождение брекчий с выносом обломков высокобарических пород с большой глубины в связи с действием флюидонасыщенного плюма.

Можно попытаться, и эти попытки делаются, связать образование плюмов с рифтогенезом, поскольку заложение рифта и возникновение под ним мантийного диапира тесно связаны. Проблема остается в том, как установить различия между активным и пассивным тектогенезом (Леонов, 2000). В первом случае рифт образуется под влиянием течений в мантии, во втором – сам вызывает такое течение (плюм?). Не исключено, однако, что причинно-следственные связи в механизме рифтогенеза (как и в других механизмах плит-тектоники) тесно переплетены.

Что же касается образования базальтов, то мысль о связи его преимущественно, или исключительно, с частичным плавлением мантии, сопровождающимся образованием комплементарных им реститов дунит-гарцбургитового состава, сейчас является основополагающей в интерпретации генезиса уральских базальтоидов. Вполне воспринята на Урале и идея о возникновении известково-щелочных магм в зонах субдукции в результате частичного плавления океанической коры. Наконец, убедительно

показано, что на Урале, преимущественно в пермское время, происходило плавление вещества нижней части земной коры с выделением легкоплавкого компонента – гранитной магмы, выносимой в верхнюю кору (Серавкин и др., 1992; Савельева, 1987; Семенов, 2000; Vea et al., 1997; Орогенный..., 1994; Ферштатер, Беа, 1993 и многие другие). Так, например, процессы ультраметаморфизма, корового палингенеза и перемещения гранитной магмы можно наблюдать в остановленном, «замороженном», виде в отдельных блоках земной коры, поднятых с больших глубин. На Урале они описаны в Уфалейском, Ильмено-Сысертском, Тараташском и других поднятиях, где процессы амфиболитового метаморфизма привели к частичному плавлению вещества с разделением на мелано- и лейкосомы (Кейльман, 1974).

Напротив, идея базификации – то есть, по сути дела процесса, обратного частичному плавлению мантии – не имеет четких корней в петрологии. Она возникла преимущественно из потребностей тех тектонистов, кто настаивал на фиксистском толковании происхождения океанов (Белоусов, 1966). В настоящее время, в контексте парадигмы тектоники плит, этот запрос утерял свою остроту. Правда, при полевых и региональных наблюдениях за базификацию все еще могут приниматься и последствия дифференциации, например, образование рестита, меланосомы. В этом случае игнорируется вторая сторона процесса – выплавление и отгонка мобилизата.

За базификацию, как процесс обратный сиализации, нередко принимался и рифтогенез, с растяжением континентальной коры и насыщением ее базитовыми интрузиями. Однако исчезновение сиалического вещества и при рифтогенезе, и при субдукции – кажущееся. В первом случае сиалическое вещество лишь отодвигается от оси рифтогенеза и происходит новый цикл дифференциации, обеднения (деплетирования) мантии за счет выплавки из нее базальтов. Во втором – происходит рециклинг коры: переплавление базальта, его дифференциация с расщеплением на эклогит (рестит) и известково-щелочную магму (мобилизат), и, таким образом, сиаличность коры только растет.

В качестве важных механизмов дифференциации, реализуемых лишь в самых верхах мантии и преимущественно в коре, следует называть расслоение продуктов магматизма в уже

образованных магматических камерах путем ликвации или кристаллизационной дифференциации с образованием кумулятов. На Урале эти процессы привели к появлению контрастных и последовательно дифференцированных вулканических ассоциаций, полосчатого комплекса офиолитов, расслоенных плутонов Платиноносного пояса, разнообразных дифференциатов базальтовой и гранитной магмы и др. (Фролова, Бурикова, 1977, 1997; Коротесв и др., 1979; Савельева, 1987; Савельева и др., 1999; Эвгеосинклинальные..., 1984; Орогенный..., 1994, Иванов, 1997 и др.).

Определенное, хотя и довольно скромное, место среди механизмов дифференциации отводится динамометаморфическим процессам; их действию приписывается, например, образование полосчатости альпийнотипных габброидов (Ефимов, 1984). Вообще же метаморфические процессы всегда в той или иной степени аллохимичны и сопровождаются явлениями метасоматоза, играя значительную, хотя и неоднозначную, роль в процессах дифференциации вещества земной коры (об огромном значении ультраметаморфизма в развитии коры уже говорилось).

Наконец, в приповерхностных условиях преобладающую роль играют выветривание и осадочная дифференциация вещества. При глубоком выветривании на платформах происходит, в частности, выделение наиболее устойчивой, кварцевой, минеральной компоненты, которая поступала в раствор лишь в подчиненном количестве, а в основном переносилась в твердой фазе. Такое выветривание происходило в рифейско-палеозойское время и на Восточно-Европейской платформе, чему способствовало преобладание теплого, влажного климата. Выветривание и эрозия приводили к выносу кварцевой компоненты в область будущего Урала в виде огромных по объему кварцевых и субаркозовых песков, сопровождаемых алевролитами и глинистыми сланцами (так образовались кварциты и субаркозы рифейских толщ Урала, его осадочные породы раннего-среднего ордовика, нижнедевонская такатинская и другие более молодые фалаховые формации Западного склона Урала). Вместе с тем, значительная часть Ca, Si, Na, K, Fe и др. выносилась в растворенном состоянии в водоемы, частично осаждаясь на геохимических барьерах или поступающая в мировой океан. Осаждению SiO₂, CaCO₃, C в значительной мере способствовала деятельность поглощающих их живых организ-

мов, что наиболее масштабно проявилось лишь с начала фанерозоя (до этого преобладало хемогенное осадконакопление).

Дифференциация вещества, во всех ее видах, сама по себе, даже без сопутствующих тектонических деформаций, является структурообразующим фактором. Однако у нее есть и более прямая связь и взаимозависимость с процессами формирования деформационной тектонической структуры земной коры. Вполне вероятно, что широкомасштабная химическая дифференциация вещества Земли служит главной движущей силой структурообразующих деформационных процессов, будучи (наряду с теплообменом) основной причиной конвективных потоков в мантии (Сорохтин, Ушаков, 1991). Последние же рассматриваются в качестве главного механизма тектоники литосферных плит.

Закономерное развитие тектонических процессов и структуры Земли. Проявление этих закономерностей на Урале

Закономерное усложнение структуры означает накопление геологической (исторической) информации. При этом значительная часть геологической информации неизбежно теряется: следствие этого явления получило название «неполнота геологической летописи». Изучение развития земной коры и представляет собой историческое исследование, связанное с расшифровкой заведомо неполной геологической летописи. При этом используются специфические приемы и допущения, в частности, признание (с определенными оговорками) принципа актуализма. Оговорки эти связаны с необходимостью внесения поправок на эволюцию оболочек Земли, в ходе которой менялись состав атмосферы и гидросферы, деплетировалась мантия, наращивалась кора, изменялась (в сторону уменьшения) температура недр, менялись Р-Т условия частичного плавления, скорость конвекции и связанных с ней тектонических процессов. Широкое развитие коматиитов и джеспилитов в докембрии, появление глаукофановых сланцев в массовом количестве только в фанерозое или (тогда же) начало мощного развития биогенного осадконакопления являются лишь некоторыми, наиболее яркими, примерами такой эволюции. Тем не менее, эти изменения не столь значительны, чтобы заставить геологов отказаться от плитотектонической парадигмы при интер-

претации тектонического развития земной коры в архее и протерозое (Борукаев, 1996).

Важнейшим методом изучения истории тектонических движений является **структурный анализ**. Однако его применение осложняется и ограничивается тем, что структуры в течение геологической истории становятся все более трудно читаемыми за счет последовательного наложения разновозрастных деформаций, а в ряде случаев и вообще стираются. Поэтому необходимым дополнением к структурному методу является **формационный анализ**, в его явном или скрытом виде. Этот метод был обоснован и развит классиками геологии прошлого века Н.С.Шатским и Н.П.Херасковым и широко используется до сих пор. Правда, излишняя формализация формационного подхода не пошла на пользу методу, и официально он признан только в России и ближнем зарубежье (к тому же, во многих зарубежных странах понятие формации примерно соответствует понятию нашей свиты, и это также не располагает к взаимопониманию геологов различных школ). Однако, по сути дела, во всем мире при анализе истории региона используются осадочные, магматические и метаморфические комплексы (те же формации) – индикаторы геодинамических обстановок и активных в прошлом структур (рифтовых, субдукционных, коллизионных и др.).

Изучение структур и использование формаций – основа геодинамического анализа. Наряду с этими методами при глобальном геодинамическом анализе используется и ряд других: **палеомагнитный, палеоклиматический, палеобиогеографический** (вопрос о принципах их применения затрагивался автором раньше [Пучков, 2000]).

Имея в виду лишь один объект изучения или описания (в данном случае – Уральский складчатый пояс), невозможно говорить о каких-либо закономерностях. Для этого необходимо постоянное соотнесение его с другими складчатыми системами. Это соображение положено и в основу данной статьи, и в основу **сравнительного** геодинамического анализа (Пучков, 1991), без которого разговор о закономерностях развития структурных зон земной коры был бы беспредметен.

Применение указанных методов и подходов позволяет говорить о целом ряде закономерностей в тектоническом развитии структур земной коры Урала и сопредельных территорий.

Всеобъемлющей закономерностью раз-

вития складчатых поясов является его **цикличность**, причем циклы образуются повторением набора типовых стадий (как в блочном строительстве или детском конструкторе). Наличие такой типизации значительно упрощает восприятие основных закономерностей развития, хотя это зачастую происходит за счет утери важных деталей. Однако уже сама возможность выделения таких стадий представляется проявлением закономерностей. При этом данные закономерности не жестки и не имеют силы закона: последовательность стадий и длительность промежутков времени между их сменой могут сильно варьировать от одной складчатой области к другой, придавая им черты неповторимой индивидуальности.

Наиболее типичная, но далеко не строго обязательная, последовательность событий в цикле развития конкретной складчатой области (в цикле Вильсона): эпиконтинентальный рифтогенез – океанический спрединг – субдукция – коллизия. На деле же индивидуальность развития складчатой области и здесь может широко проявляться самым разным образом: в отсутствии эпиконтинентального рифтогенеза в начале индивидуального цикла, в появлении более или менее длительной тектонопаузы между спредингом и субдукцией, в проявлении локального спрединга перед заложением зоны субдукции или в тылу островной дуги, в эпидуговом (интрадуговом) рифтогенезе, в закономерных инверсиях наклона зоны субдукции, в перескоках активных зон рифтогенеза и субдукции, в последовательной смене коллизий различного типа (дуга–континент, дуга–микоконтинент, континент–континент), в косої направленности деформаций (транспрессия, транстенсия) и т.д. Даже в пределах одного региона, одной складчатой области однотипное событие часто бывает диахронным: момент его начала и конца может меняться постепенно или скачкообразно вдоль и вкрест простираения структуры, и это также вносит индивидуальные особенности в историю развития складчатой области.

Эпиконтинентальный рифтогенез часто, хотя далеко и не всегда, проявляется как предвестник формирования нового океана. Закономерное возникновение эпиконтинентальных рифтовых формаций в начале частного цикла нередко связано с закономерным же проявлением мегацикличности развития земной коры, которое выражается в периодическом слиянии континентов в один суперконтинент, про-

тивостоящий суперокеану, и последующем его распаде с образованием новых континентов и разделяющих их оксанов атлантического типа (суперциклы, или циклы Вильсона в трактовке В.Е.Хаина, 2000). Таким образом, практически на любых окраинах любого океана – современного или древнего – можно найти рифтовые комплексы, как вещественные свидетельства распада древнего суперконтинента. Вместе с тем, рифтовые комплексы могут возникать и вследствие значительно более локальных событий – в соответствии с иерархией разнопорядковой цикличности.

На Урале рифтовые комплексы пользуются значительным распространением и проявились на многих возрастных уровнях. Это низы нижнего рифея (навышский комплекс Южного Урала), низы среднего рифея (машакский комплекс и его аналоги), верхи верхнего рифея (саблегорский комплекс Приполярного Урала и его аналоги), нижний венд (аршинский комплекс Южного Урала, щегровитский – Среднего, лорцемпейский – Приполярного и другие). Следующий уровень – поздний кембрий и преимущественно ранний ордовик (кидрясовская свита Южного Урала, козинская и колпаковская(?) – Среднего, тельпосская, манитаньрдская, моллодшорская, погурейская, хойдышорская и другие свиты – Приполярного и Полярного Урала (Парначев, 1988; Голдин и др., 1999; Дембовский и др., 1990). Особое место занимают продукты преддугового и эпидугового рифтогенеза Магнитогорского синклиория.

Для эпиконтинентальных рифтовых комплексов характерны следующие особенности: первичная прерывистость их развития, присутствие вулканитов преимущественно субщелочного (до щелочного) характера, часто контрастных, иногда в сочетании с траппоидами или с их преобладанием, присутствие грубообломочного терригенного материала, преимущественно полимиктового, молассоидного. От орогенных коллизионных моласс эти молассоиды отличаются наличием повсеместного несогласия в их основании и обычно согласного перехода в вышележащие шельфовые или батальные комплексы (у коллизионных моласс обычно все наоборот). Связь рифтогенеза с образованием океана не является строго обязательной. Рифтогенез раннего и среднего рифея в Уральском регионе и на смежной части Восточно-Европейской платформы не приводил к полному раскалыванию континента и переходу к океаничес-

кому спредингу. Лишь в позднем рифее, и только в районе Полярного Урала, имеются признаки формирования океанического бассейна, реликты которого выражены в виде офиолитовой Манюкуюской сутуры на поднятии Енгане-Пе (Gee, Pease, 1997). Рифтогенез позднего кембрия–раннего ордовика привел к раскалыванию более крупного континента и перешел в океанический спрединг в среднем ордовике. При этом отдельные ветви первичного рифта еще продолжали жить в среднем ордовике, что привело к формированию нижнесергинского, вишневогорского, и других комплексов. В целом же, несмотря на прерывистость развития раннепалеозойских рифтовых комплексов, диахронность позднекембрийско-ордовикского рифтогенеза выражена довольно слабо, и решение этого вопроса, поднятого в недавнее время в излишне категоричной форме И.В.Семеновым (2000), осложняется дискусионностью стратиграфических вопросов. Так, на Южном Урале до сих пор не закончены споры о наличии или отсутствии верхнекембрийской фауны в низах рифтовых комплексов; на Полярном Урале этот спор решается в пользу наличия кембрия в связи с присутствием кембрийских конодонтов (Руженцев, Аристов, 1998).

Закономерным продолжением эпиконтинентального рифтогенеза может быть перерастание его в спрединг океанического дна, то есть образование океанического бассейна. Одновременно с этим на месте половинки эпиконтинентального рифтогена начинает формироваться **пассивная континентальная окраина**, развитие которой в свою очередь подчиняется определенным закономерностям. Анализ этих закономерностей, выведенных на основании материалов не только по Уралу, но и по другим складчатым областям и современным пассивным окраинам, дан автором в ряде публикаций (Пучков, 1979, и в печати).

Вкратце основные закономерности развития Уральской пассивной континентальной окраины и строения ее реликтов, соотнесенные с аналогичными закономерностями в других складчатых поясах и современных окраинах континентов, сводятся к следующему. Пассивная окраина развивалась вдоль одной из сторон Восточно-Европейского континента (Балтики). Позже этот континент стал частью более крупного континента, Лавруссии, благодаря столкновению Балтики с Лаврентией. Окраина имела длительную историю, начавшуюся в раннем

ордовике как результат раскалывания более крупного континента или суперконтинента. Вопрос этот не решен до конца. Недавно автором была сделана попытка вернуться к этой проблеме, и был сделан вывод о том, что в позднем венде, в результате мощного орогенеза (кадомская, доуральская, панафриканская, бразилианская и другие складчатости) мог возникнуть суперконтинент Пантерра – более крупный, чем Гондвана, но не включавший Лаврентию (Пучков, 2001). В ордовике он распался, с образованием, в частности, Балтики и Палеоуральского океана.

Очертания окраины характеризовались наличием выступов и заливов, что повлияло на ход дальнейших деформационных и метаморфических процессов на границе континент-океан (напротив выступов деформации и метаморфизм были интенсивнее). До позднего девона (а на севере – до позднего турне) тектоническая активность на окраине была слабой; можно упомянуть лишь эпизод рассеянного рифтогенеза в девоне. Анализ фаций осадков, накопившихся на окраине, позволяет выделять шельфовую, батимальную и иногда абиссальную зоны. Осадконакопление управлялось взаимодействием постоянного медленного опускания окраины и эвстатическими колебаниями уровня моря. Так, в периоды регрессий рифовые постройки концентрируются на внешнем краю шельфа, а при трансгрессиях рассеиваются в его внутренних частях. Начало трансгрессии характеризуется формированием кварцево-терригенных формаций, пик ее – развитием карбонатных и иногда доманиковых формаций на шельфе и конденсированных кремнистых – в батимальной и абиссальной зоне. Окраина существовала в таком режиме, который можно назвать тектонопаузой, до момента начала коллизии.

Шельфовая зона характеризовалась накоплением преимущественно мелководных карбонатных и терригенных осадков; среди последних грубообломочные отложения представлены преимущественно кварцевыми песчаниками. Иногда, в периоды очень высокого стояния моря, возникают относительно глубоководные формации доманикового типа. В основании разрезов пассивной окраины иногда наблюдаются рифтовые формации. Смена кварцевых песчаников полимиктовыми в верхах разреза означает переход от пассивной к коллизионной стадии развития.

Батимальная и абиссальная зоны характеризуются следующими особенностями:

1. Их разрезы состоят из комбинации мощных терригенных и маломощных конденсированных, часто существенно кремнистых, осадков. Абиссальные осадки отличаются полным отсутствием карбонатов. 2. Типичный разрез начинается рифтовыми формациями, часто с вулканитами, и заканчивается граувакковым (ранне-коллизийным) флишем. При этом в нижней части разреза источником терригенного материала являются локальные местные поднятия и удаленные поднятия внутренних частей континента; в средней – местные поднятия практически не играют роли, в верхней – полярность сноса меняется радикально: источником терригенного материала становится ороген. 3. Вулканиды могут появляться эпизодически, благодаря эпизодам рифтогенеза, иногда распространяющимся на весь континент. 4. Присутствие конденсированных разрезов коррелируется с трансгрессиями, когда приток терригенного материала блокируется широким карбонатным шельфом. 5. Появление грауваккового флиша обычно диахронно – как вкрест, так и вдоль простирания формирующейся складчатой зоны. Это, как и скольжение возраста эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма вдоль складчатой области (Пучков, 1996б, 2000), является указанием на диахронность коллизийных процессов. Развитие грауваккового флиша на батиальных осадках реликтового глубоководного прогиба при продолжении коллизии плавно перетекает в образование собственно краевого прогиба, причем формирование последнего на шельфовых осадках начинается не раньше, чем терригенный материал заполнит глубоководную «ловушку». 6. В современной структуре батиальные комплексы чаще всего слагают покровы; структуры обычно имеют вергентность в сторону континента. Это объясняется тем, что при коллизии батиальные и абиссальные фации сдвигаются с их фундамента и надвигаются на флиш или подстилающие шельфовые осадки. В конечном счете, следует отметить, что территория пассивной окраины проходит три стадии развития: рифтогенную; пассивную или зрелую; коллизийную.

Формирование пассивной окраины шло параллельно формированию океанической впадины; оба процесса являются следствием рифтогенеза. Перерастание рифтогенеза в **спрединг океанической коры** в палеозойской истории Урала произошло в среднем ордовике. В это время на Южном Урале началось формирова-

ние хорошо датированных по конодонтам подушечных базальтов, с прослоями яшмовидных кремней-радиоляритов, указывающих на глубоководные условия их образования (сугралинские, поляковские, сухтелинские, варненские, денисовские и др. базальты). Некоторые из них, например кемпирсайские, близки к срединно-океаническим (Savelieva et al., 1997). Однако чаще всего их химизм не отвечает базальтам СОХ (Серавкин и др., 1992; Штейнберг, Жилин, 2000). Будучи несколько более щелочными, они однако вполне могли бы отвечать самым начальным стадиям раскрытия океана – структурам типа Афара или Красного моря. Эти базальты, вместе с развитыми на юге Урала относительно слабо деплетированными гипербазитовыми массивами перцолитового типа, автор предположительно отнес к маргинальным офиолитам (Пучков, 2000). Настоящие же базальты СОХ плохо сохранились на Урале. Более того: это, по-видимому, общая тенденция. Правда, не все так считают. В монографии, посвященной проблеме генезиса и природы дайковых комплексов Урала (Семенов, 2000) описано большое количество комплексов параллельных даек, и все они отнесены к океаническим, принадлежащим СОХ. Однако есть большие основания подозревать, что некоторые из этих комплексов в еще большей степени похожи на островодужные толеитовые базальты.

Попытка разделения дайковых комплексов толеитовых базальтов на срединно-океанические и островодужные делалась на Среднем Урале Г. А. Петровым и В. Н. Пучковым (1994 г.); позже Д. Н. Ремизовым в его докторской диссертации лагортинский комплекс параллельных даек был отнесен к островодужным. А еще раньше, в 1991 г., хабарнинские дайки в дайках были описаны Е.В.Пушкаревым и Е.А.Хазовой просто как базальт-андезитово-базальтовая формация. К этому присовокупим гистограмму распределения SiO_2 для палеоокеанических базальтов Магнитогорского блока (Семенов, 2000, рис. 104). Она дает одномодальное распределение с максимумом 54-56%.

И.В. Семенов (2000) обосновывает тезис о том, что “вариации химического состава базальтов, установленные вкрест простирания палеоспрединговой структуры Урала, обусловлены разноглубинностью магмогенерации и эволюционным трендом спредингового процесса”. Рациональным в этом выводе мне кажется утверждение, что именно глубинность процес-

са частичного плавления – то есть Р-Т условия и связанное с ними фазовое состояние вещества мантии – а не процент частичного плавления и не деплетированность этого вещества – являются первым, ведущим фактором в формировании химсостава базальтовой выплавки и в частности во фракционировании РЗЭ. Этот тезис подробно аргументирован. Что же касается «палеоспрединовой структуры» Урала и «эволюционном тренде спредингового процесса», то здесь больше спекуляций, чем фактов. Подчеркну лишь, что одинаковые Р-Т условия в мантии могут создаваться и под СОХ, и над зоной субдукции в момент ее заложения. Значит, конвергенция геохимических особенностей расплава, образующегося в разных геодинамических условиях, не только может, но и должна в некоторых случаях иметь место. При всем этом, я глубоко убежден, что использование для диагностики только геохимии, без привлечения широкого круга геологических фактов, легко может привести к заблуждениям. В данном случае необходимо обратить внимание на следующие геологические данные: 1. Появление в долеритовых комплексах фрагментов более древних офиолитов, т.е. апопироксенитовых, апоперидотитовых и др. серпентинитов и альпинотипных габбро, метаморфизованных и остывших еще до внедрения даек. Таковы, например, дайковые комплексы р. Лагорты на Полярном Урале и Хабаровинского массива на Южном. Это как бы офиолит в офиолите. Тут трудно обойтись без допущения, что заложение зоны субдукции сопровождается новым этапом ограниченного предостроводужного и/или раннеостроводужного растяжения уже сформированного океанического субстрата. 2. Взаимоотношения даек и Платиноносного комплекса. Меня очень смущает вывод И.В.Семенова о том, что породы Платиноносного комплекса рвутся океаническими толеитами (другое дело – если это островодужные толеиты, но и это еще надо доказать). Ведь за этим выводом следует умозаключение о докембрийском возрасте, платформенной природе концентрически-зональных массивов и их чудесном сохранении при спрединговом формировании палеозойской океанической коры – все то, что никак не вяжется ни с картировочными данными, ни с последними определениями абсолютного возраста этих массивов, ни, наконец, с геохимическими данными, указывающими на их островодужную природу (Иванов, Шмелев, 1996; Шмелев и др.,

1997). А ведь прямых наблюдений о наличии этих пород в скринах дайковых комплексов почти не приводится; говорится лишь об их пространственной связи. 3. Взаимоотношения некоторых дайковых комплексов с вулканитами – там, где они их прорывают – также нередко прямо подталкивают к выводу о вторичном, ограниченном, спрединге в раннеостроводужных условиях. Так, широко известный факт прорывания островодужных пород – андезито-базальтов зюзельской свиты – параллельными долеритовыми дайками на г. Азов трудно согласовать с представлением об этих дайках как срединно-океанических. Да и площадь их невелика в сравнении со всей площадью развития вмещающего комплекса. Почти то же самое можно сказать и о дайках в районе руч. Таналык, где многочисленные (но в сущности не так уж и значительные по площади в сравнении с общими площадями развития вмещающих пород) долеритовые дайки секут базальтовые (толеитовые) лавы низов баймак-бурибайской свиты, принадлежащие основанию разреза островной дуги. Таким образом, и в этих случаях дайковый комплекс оказывается связан с зоной субдукции, а не с СОХ. Создается впечатление – о нем говорилось в некоторых публикациях последних лет (см. ссылки в [Пучков, 2000]), что зона субдукции закладывается первоначально как структура ограниченного растяжения – значительно более локального, чем СОХ, но хорошо сохраняющего свои следы. Формируются «вторичные» офиолиты, возникающие по первичным, океаническим. При этом происходит дополнительное деплетирование мантийного вещества (нередко высказывается мнение, что жильные, часто образующие штокверки, дуниты непосредственно под границей кора-мантия допустимо считать «следом» базальтовой или иной магмы), формируется новая порция габбро и пироксенитов в полосчатом комплексе и новый комплекс параллельных даек толеитовых базальтов (медленноспрединговый, с низким TiO_2) и комагматичные им базальты низов островной дуги.

Так почему же такие дайковые комплексы сохраняются в складчатых областях лучше, чем срединно-океанические? Эта закономерность универсальна и имеет, на мой взгляд, достаточно простой геодинамический смысл: офиолиты СОХ есть образования открытых океанических пространств, и поэтому они беспрепятственно и в первую очередь подвергаются субдукции, чего не скажешь об офиолитах пе-

реходных зон от континента к океану (маргинальных), которые при коллизии могут обдуцироваться, или о «вторичных» офиолитах основания островных дуг, сохранность которых обеспечивается плавучестью последних.

Итак, начав с закономерностей развития на Урале зон океанического спрединга, мы перешли к вопросу о сохранности их вещественных следов и к проблеме заложения зон **субдукции**. Рассмотрим некоторые другие закономерности развития зон субдукции, проявляющиеся на Урале.

Время начала и окончания субдукции в разных частях Уральского океана было разным, и это хорошо доказывается стратиграфическими данными. В Уральском палеоокеане было две главные островные дуги, Тагильская и Магнитогорская, отличавшиеся временем заложения и отмирания (ордовик-эмс и эмс-фамен, соответственно) и своим местоположением. Развитие островных дуг, являвшихся главным отражением субдукции, сопровождалось, по-видимому, процессами внутридугового рифтогенеза (образование карамальташской формации) и задугового спрединга (актогайский комплекс параллельных даек). Смена положения зоны субдукции произошла в течение краткого момента (в эмсе) путем перескока, джампинга, обычного для таких процессов. О причине смены положения зоны субдукции трудно судить, исходя только из уральского материала. Более широкие сопоставления (Пучков, 2000) позволяют предполагать, что причиной была коллизия и заклинивание островной дуги в Аппалачском (Акадском) орогене. Более четко из уральского материала вычитывается причина остановки развития Магнитогорской островной дуги: это коллизия ее с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента (Brown et al., 1997; Пучков и др., 1998).

С дальнейшей судьбой зоны субдукции на Урале связывается образование раннекаменноугольной Валерьяновской зоны вулканоплутонических комплексов в Зауралье. Исходя из общих закономерностей постколлизионного развития зоны субдукции, описанных в Тихоокеанском кольце и продемонстрированных на тектонофизической модели (Константиновская, 1999), автор высказал предположение, что после коллизии Магнитогорская островная дуга и прилегающий к ней Восточноуральский микроконтинент аккретировали к окраине Восточно-европейского континента, нарастив его, а зона

субдукции поменяла направление падения на противоположное, образовав активную континентальную окраину андского типа. Одновременно в тылу активной окраины образовалась рифтовая зона, с которой связано накопление субщелочных контрастных вулканитов березовской и греховской свит Магнитогорской зоны (Пучков, 2000).

Автор (Puchkov, 1997) предложил различать в палеозойской истории Урала **коллизии** двух типов: мягкую (островная дуга–континент) и жесткую (континент–континент). Последняя началась с завершения функционирования Валерьяновской зоны субдукции и соприкосновения окраин Восточно-Европейского и Казахстанского континентов. Жесткая коллизия сопровождалась скучиванием земной коры и развитием палингенеза с образованием нормальных гранитов вдоль Главной гранитной оси Урала, и формированием краевого складчатонадвигового пояса форланда и Предуральского краевого прогиба на западной окраине Урала. Ороген, возникший в результате столкновения островной дуги и пассивной окраины континента, был асимметричным, с вергентностью в сторону континента. Ороген, окончательно сформировавшийся в результате жесткой коллизии двух континентов, был бивергентным, что естественно, так как растущий ороген начал разваливаться на оба низко стоявшие континента – как это имело место, например, и во многих звеньях Альпийского орогена.

На примере коллизионных орогенов хорошо демонстрируется закономерная связь геодинамики с метаморфизмом (Кейльман, Пучков, 1987; Добрецов, 1995; Пучков, 1996а). В фанерозое с зонами субдукции обычно связывается возникновение эклогит-глаукофансланцевых метаморфических комплексов (Maquyama et al., 1996). В ряде работ по Уралу эксгумация этих комплексов, требующая очень короткого времени, объясняется плавучестью блока, сталкивающегося с островной дугой и затягиваемого в зону субдукции: микроконтинента (Пучков, 1996а) или пассивной окраины континента (Shemenda et al., 1997). Таким образом, эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм не является чисто субдукционным: для его проявления требуются условия хотя бы частной, локальной (мягкой) коллизии. О том же – в частности, о связи эксгумации высокобарических комплексов с коллизией типа островная дуга–симаунт – говорят и материалы по другим ре-

гионам (Добрецов, 1995).

С условиями жесткой коллизии связаны палингенез, гранитообразование, образование гранито-гнейсовых куполов, что также хорошо проявлено в позднем палеозое на Урале и других складчатых областях (Кейльман, 1974; Орогенные..., 1994; Кориковский, 1995; Echter et al., 1997 и др.).

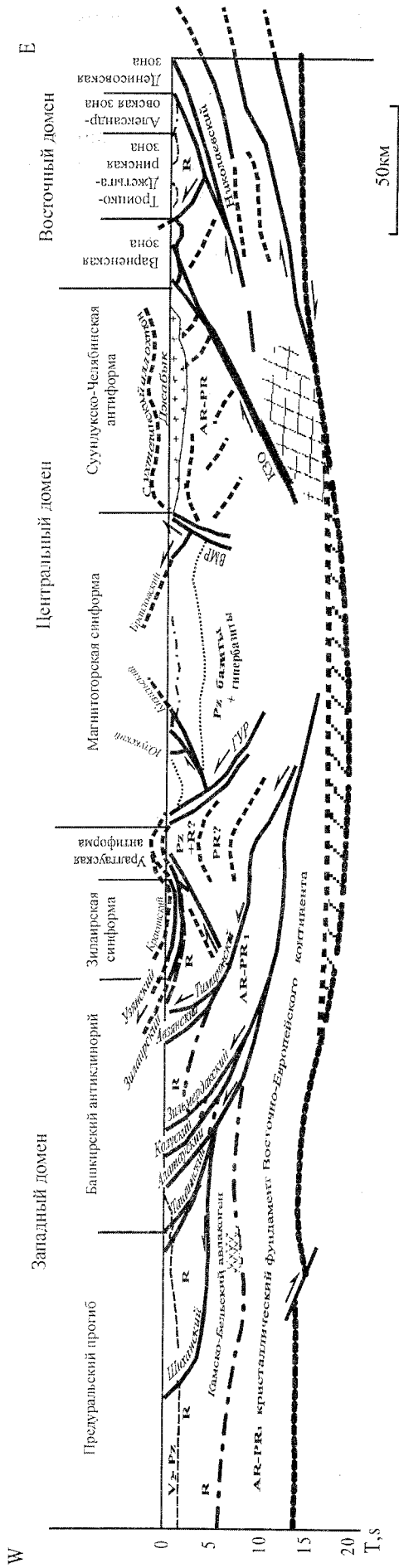
Одним из наиболее поздних процессов, проходящих в коллизионном орогене, наряду с палингенезом и формированием гранитов в его внутренних частях, является образование пояса краевых складчато-надвиговых структур Форланда. На Южном Урале он был изучен довольно подробно (Brown et al., 1997; Пучков и др., 1998). Были построены сбалансированные разрезы через этот пояс; показана приложимость теории треугольной структуры (Jones, 1991) к его генезису. В то же время, масштабы сокращения поперечника структуры по сбалансированным профилям оказался неожиданно мал (менее 20%). Однако такие черты генезиса, как образование поверхности тектонического срыва, и влияние давления со стороны внутренних блоков орогена, типичные для других складчатых систем, выявляются достаточно уверенно.

На примере вышеуказанных структур демонстрируется один из конкретных механизмов формирования тектонической расслоенности земной коры, являющейся ее фундаментальным свойством (Пейве и др., 1980). Тектоническая расслоенность земной коры Урала, как и бивергентный характер этого межконтинентального орогена, прекрасно иллюстрируются серией геологических профилей, пройденных через Урал методом отраженных волн. В особенности это касается профиля УРСЕЙС-95 (Berzin et al., 1996, Пучков и др., 2001); (рис.). В этом плане, представления о шарьяжном строении Урала (Камалетдинов и др., 1991) вполне укладываются в общую геологическую парадигму, сложившуюся к настоящему времени (если только не принимать всерьез такие крайности, как идея этих авторов о полной шарьярованности Урала на Восточно-Европейскую платформу).

Представляется перспективной, и не вполне реализованной в случае Урала, идея В.С. Буртмана (1976) о том, что в истории развития складчато-надвиговых поясов, по мере роста их жесткости, шарьяжи сменяются сдвигами. Прямолинейный Карталинский разлом, проходящий через деформированные триасовые депрессии, представляется таким крупным

сдвигом, однако амплитуда перемещения с трудом поддается оценке, хотя такие попытки делались (Клишевич, Храмов, 1995).

Образование краевого прогиба, как типично коллизионной структуры, является закономерностью, проявляющейся лишь при определенных условиях. Типичные краевые прогибы встречаются тем реже, чем древнее складчатая область – и это предположительно может быть связано с реологическими свойствами коры в глубоком докембрии. В то же время индивидуальная особенность Скандинавских каледонид – отсутствие краевого прогиба – вероятно каким-то образом связана с ее противолежащим древнему щиту. Закономерности развития Предуральского краевого прогиба были с достаточной полнотой рассмотрены Б.И. Чувашовым (1998 и др.). Были отмечены такие особенности, как наличие осадочной триады и последовательная смена шельфовых образований глубокоководными конденсированными предфлишевыми отложениями и затем флишем, накатывание прогиба на платформу с образованием барьерных рифов в моменты остановки движения прогиба, формирование форбалжа и др. Подобные закономерности описаны и во флишевых прогибах других коллизионных орогенов (Sinclair, 1997). К этому надо отметить, что образование внешней ванны Зилаирского прогиба и его аналогов на севере Урала совершенно подобно этому процессу; этот прогиб по сути является зачатком краевого прогиба, его предтечей или ранним вариантом; он характеризуется наличием той же осадочной триады, иногда имеет карбонатные рифы на внешней окраине (Надотинский визейский риф на внешней стороне Лемвинского прогиба, описанный А.И.Елисеевым). В отличие от более позднего краевого прогиба, в его традиционном понимании и привычном структурном выражении, он первично закладывался на глубокоководных батальных осадках, но, мигрируя на запад, захватывал край шельфа, накатываясь на него. На Урале эти ранние прогибы полностью переработаны складчатостью и входят в структуру западного склона Урала. В качестве отличительной черты флишевых осадков западного склона Южного и отчасти Среднего Урала следовало бы отметить неоднократное появление в фаменско-артинской флишевой последовательности глубокоководных осадков некомпенсированного накопления, отвечающих значительным промежуткам геологического времени и заслу-



- Разломы. Названия даны курсивом.
- Граница Мохо по данным МОВ
- Граница Мохо по данным широкоугольной сейсмоки
- Переходная зона на границе Мохо
- Кровля архейско-раннепротерозойского фундамента
- Предполагаемая область развития раннерифейских изверженных пород в авлакогене
- Кровля рифейского разреза
- Кровля кристаллического фундамента островной дуги
- Подощва каменноугольных отложений
- Джабыкские граниты
- Предполагаемое развитие кислых пород в нижней коре

Главнейшие элементы структуры земной коры на профиле УРСЕЙС-95

живающих выделения в качестве самостоятельных свит (ямашлинская, бухарчинская, янгантауская, курмаинская, карамурунская, сарабильская и др.). Они отвечают значительным остаткам привноса терригенного материала из области орогена и их можно назвать межфлишевыми отложениями.

Выше уже затрагивался **вопрос о соотношении глобальной коррелируемости и локальности геодинамических событий, фаз и циклов**. С одной стороны, мы придерживаемся представлений о периодическом образовании и распаде суперконтинентов – что представляет собой глобальную канву тектогенеза. С другой – мы приводим данные о том, что даже одно событие в пределах одного региона может быть диахронным. Как разрешить это противоречие? Вопрос этот уже рассматривался автором при анализе мезо-кайнозойской геодинамики литосферы (Пучков, 1994).

Общий сценарий в палеозое следует примерно тем же закономерностям, которые подчеркивались в цитируемой статье и которые на деле представляют реальную альтернативу штиллеанского видения тектонической хронологии. Показано (Пучков, 2000), что на фоне глобального мегацикла, во временном промежутке между распадом одного суперконтинента и возникновением другого, глобально распространенные фазы складчатости не проявляются. Интенсивная складчатость и орогенез возникают как следствие частных, регионально проявленных, коллизий континентов, микроконтинентов и островных дуг. Перестройки геодинамической системы происходят как в результате «ползучих», смещающихся по времени и месту процессов, так и путем быстрых перескоков отдельных ветвей глобальной системы постоянно действующих зон субдукции и рифтогенеза. Конфигурация этой системы является грубым отражением распределения восходящих и нисходящих ветвей конвективных ячеек. В то же время, поверхностное механическое взаимодействие литосферных плит между собой также является фактором эволюции геодинамической системы, и в свою очередь оказывает влияние на перестройки конвективных ячеек (активный и пассивный варианты тектогенеза?). Так, например, заклинивание какой-то части субдукционной системы вследствие коллизии приводит к перескоку и зачастую изменению полярности зоны субдукции на большом ее протяжении. В целом же, тектонический механизм колеблется между хаосом и организованностью.

Черты относительной индивидуальности Урала и смежных территорий

Среди таких черт можно отметить: 1. Линейность. 2. Наличие лишь одного микроконтинента. – Эти две черты отличают Урал от мозаичных систем типа Казахстанской. 3. Необычно малая роль офиолитов в строении доуралид. 4. Редкое для современной геодинамической картины, длительное противолежание островной дуги и континента в Палеоуральском океане (падение зоны субдукции от Восточно-Европейского континента). 5. Огромное, как нигде, количество палеозойских офиолитов. Большое количество и разнообразие комплексов параллельных даек, в которых узнаются не только и не столько диабазы СОХ, но и другие их типы. 6. Уникальная для палеозойских складчатых областей сохранность островодужных формаций, возможно связанная с тем, что Урал – порождение коллизии жесткого древнего Восточно-Европейского кратона и молодого, палеозойского Казахстанского континента, еще не успевшего приобрести достаточную жесткость. 7. Малый процент сокращения земной коры в краевых складчато-надвиговых структурах Форланда на Южном Урале. Это также может иметь причиной молодость и недостаточную жесткость Казахстанского континента. 8. В развитии краевого прогиба наблюдается наличие не только предфлишевых, но и межфлишевых конденсированных отложений. 9. Хорошая сохранность всех черт орогена, лишь в слабой степени затронутого посторогенными деформациями. Четко проявлена бивергентность (последняя характерна для Альп и вообще для внутриконтинентальных поясов, не разрушенных рифтогенезом и не разделенных впоследствии спредингом). 10. Наличие сохранившегося корня земной коры, отличающегося, однако, от корней гор, характерных для современных альпийских орогенов, большей плотностью слагающего вещества. Сочетание закономерных и индивидуальных черт придает Уральской складчатой области неповторимое своеобразие.

В заключение затронем один практически неисследованный вопрос – о роли **сверхпластичности** в геологических процессах (этот вопрос касается и ряда проблем геологии Урала). Еще в сравнительно недавнем прошлом явление сверхпластичности казалось присущим лишь некоторым экзотичным сплавам. Однако последнее время исследования пластичности

различных искусственных материалов показывают, что сверхпластичность является чуть ли не их универсальным свойством, и может наблюдаться, в частности, в керамиках (Кайбышев, 2000). Логично предположить, что и горные породы при определенных условиях могут проявлять эти свойства. Специальных исследований, направленных именно на выявление граничных условий проявления сверхпластичности в горных породах, не проводилось, однако экспериментальное изучение пластичности горных пород имело место. В частности, изучалась пластичность дунитов. При этом было выяснено, что механизмов пластического течения довольно много: это механическое двойникование, скольжение по ослабленным направлениям кристаллической решетки, трансляция с образованием кинк-бэндов, миграция кристаллических дислокаций. С повышением температуры и давления, над внутрикристаллическими процессами начинают доминировать синтетоническая рекристаллизация, полигонизация, межзерновое скольжение (Nicolas, Poirier, 1976; Щербаков, 1990). А ведь именно зернограничное проскальзывание (ЗГП) по сверхтонким зонам в настоящее время описывается как основной механизм сверхпластичности. При еще более высокой температуре механизм пластического течения может модифицироваться в связи с формированием пластинчатой структуры и образованием жидкой фазы на границах зерен (Кайбышев, 2000).

Приведу примеры возможных проявлений этого механизма в геологических процессах: 1. Шарьирование, требующее чрезвычайно малого трения в подошве тектонического покрова. В настоящее время единственным альтернативным объяснением является повышенное давление флюида на подошве шарьяжа. Однако нельзя быть уверенным, что при шарьяжеобразовании (особенно в сухих породных массивах) это условие соблюдается – наоборот, нередко такие признаки флюидонасыщенности, как наличие большого количества жильных пород в ассоциации с надвигами, совершенно отсутствуют. Сродни этому и процесс формирования зоны срыва (детачмента) в основании краевых складчато-надвиговых структур Форланда. Не исключено, что и в явлении формирования отделителя (по С. Н. Иванову) определенную роль играет сверхпластичность. 2. Объяснение свойств астеносферы. Изостазия, то есть поведение литосферы в соответствии с

законом Архимеда, есть следствие существования астеносферы. Вся глобальная тектоника построена на понятии астеносферы и ее жесткой противоположности – литосферы. Более того, механизм конвекции, без которого трудно дать адекватное объяснение движению литосферных плит, кажется невозможным и даже абсурдным, если подходить к оценке деформационных свойств твердофазного вещества мантии с традиционных позиций (В.Н. Анфилогов, устное сообщение). 3. Принципиальная возможность эксгумации высокобарических метаморфитов из зоны субдукции под действием плавучести затянутых в нее сиалических блоков. Силы, возникающие при этом, казалось бы незначительны, но возникновение условий сверхпластичного течения может способствовать высокоскоростной реализации этого процесса. 4. В последнее время Е.В. Артюшков (1999 и др.) приходит к выводу о возможности резкого перехода порога прочности в литосфере, связанного с флюидным потоком и появлением тонких пленок флюида или расплава по граням зерен (читай – со сверхпластичностью).

Заключение

Тема, поднятая в этой публикации, заслуживает значительно более глубокого и пристального рассмотрения, чем это позволяют журнальный формат и весьма ограниченное время, отведенное на подготовку данной заказной статьи. Тем не менее, автору показалось интересной и полезной возможность хотя бы конспективно подытожить и увязать на примере Урала те основные представления о закономерностях развития земной коры и верхней мантии, которые были выработаны за последние десятилетия, и наметить некоторые особенно актуальные проблемы. В качестве таких проблем, совершенно не претендуя на полноту списка, хотел бы еще раз упомянуть: 1. Необходимость дальнейшего уточнения глобальных палеогеодинамических реконструкций и, в частности, решения вопроса о поздневендском суперконтиненте, как имеющим прямое отношение к генезису Палеоуральского океана. 2. Геодинамическую типизацию офиолитов (проверка возможности выделения маргинального и островодужного типов). 3. Дальнейшее развитие альтернативных (не-штиллеанских) представлений о тектонических фазах и циклах. 4. Выявление соотношений активного и пассивного типов тектоге-

неза. 5. Выяснение роли сверхпластичности в тектогенезе и, в частности, необходимость экспериментального ее изучения в горных породах по методике, уже отработанной на сплавах и керамиках.

Список литературы

- Артюшков Е.В.* Размягчение континентальной литосферы, его возможные причины и следствия //Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. М.: Геос, 1999. С.47–51.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 149 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г.* Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000, 256 с.
- Борукаев Ч.Б.* Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск: НИЦ ОИГТМСО РАН, 1996. 59 с.
- Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
- Вопросы нелинейной геологии и геодинамики //Материалы III семинара по нелинейной геологии и геодинамике. М.: ГЕОС, 1998. 109 с.
- Вулканизм Южного Урала / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Батанова А.М., Курбыко Т.А.* Образование зональности при взаимодействии гранитного расплава и пироксенита //Вестн. Моск. Университета, сер. 4. Геология, 2001, №3. С.27–37.
- Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н.* Магматические формации западного склона севера Урала и их минерогения. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1999. 214 с.
- Добрецов Н.Л.* Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма //Петрология, 1995. Т.3. №1. С.4–21.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключкина М.Л., Наседкина В.А.* Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 196 с.
- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 230 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Иванов К.С., Шмелев В.Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции //Доклады РАН, 1996. Т.347. №5. С.649–652.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского госуниверситета, 1997. 488 с.
- Кайбышев О.А.* Научные основы, достижения и перспективы сверхпластической деформации. Уфа: Гилем, 2000. 149 с.
- Казанцева Т.Т.* Системные представления и законы геологии //Изд. отделения наук о Земле и экологии. Геология. Уфа: АН РБ, 1998. №3. С.53–64.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В., Постников Д.В.* Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы. М.: Наука, 1991. 255 с.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б.* Колчеданосные островные дуги Южного Урала и модель мало-глубинных плюмов //Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Тез. докл. I Всероссийского металлогенического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С.197–198.
- Капица С.П., Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г.* Синергетика и прогнозы будущего. М.: Наука, 1997. 285 с.
- Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Кейльман Г.А., Пучков В.Н.* Метаморфизм и геодинамика. Геотектоника, 1987. №6. С.25–38.
- Кейльман Г.А., Пучков В.Н.* Сиализация земной коры. Препринт. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1989. 49 с.
- Клишев В.Л., Храмов А.Н.* Палеогеодинамическая модель Урало-Тяньшанской складчатой системы для ранней перми //Доклады РАН, 1995. Т.341. №3. С.381–385.
- Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии дуга-континент на западной окраине Тихого океана //Геотектоника, 1999. №5. С.15–36.
- Кориковский С.П.* Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции //Петрология, 1995. Т.3. №1. С.45–53.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 132 с.
- Леонов Ю.Г.* Рифт и рифтогенез: о некоторых дискуссионных вопросах //Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 2000. С.296–298.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б.Ферштатер, Н.С.Бородина, М.С.Рапопорт и др. Миасс: УрО РАН, 1994. 250 с.
- Парначев В.П.* Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Урала: Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. 32 с.
- Пейве А.В., Руженцев С.В., Соколов С.Д.* Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
- Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Пучков В.Н.* Сравнительная геодинамика складчатых поясов //Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО РАН, 1991. С.6–7.

- Пучков В.Н. Тектонические фазы и циклы в контексте тектоники литосферных плит//Геотектоника, 1994. №4. С.90–94.
- Пучков В.Н. Геодинамический контроль метаморфизма на Урале//Геотектоника, 1996а. №2. С.16–33.
- Пучков В.Н. Формирование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной, косоориентированной коллизии континентов//Геотектоника, 1996б. №5. С.66–75.
- Пучков В.Н. О некоторых принципах и методах палеогеодинамического анализа//Геологический сборник №1 ИГ УНЦ РАН, Уфа, 2000. С.3–5.
- Пучков В.Н. Были ли вендский суперконтинент? //Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С.213-218.
- Пучков В.Н., Перес-Эстаун А., Браун Д. Альварес-Маррон Х. Краевой складчато-надвиговый пояс орогена: структура и происхождение (на примере Башкирского Урала)//Вестник ОГТГН РАН, 1998б. №1(3). С.70–99.
- Пучков В.Н., Косарев А.М., Знаменский С.Е. и др. Геологическая интерпретация комплексного сейсмического профиля УРСЕЙС–95//Геологический сборник №2, Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001 (в печати).
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Руженцев С.В., Аристов В.А. Новые данные по геологии Полярного Урала//Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С.25–41.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В. и др. Структура и геодинамика становления плутона Кыглым на Северном Урал//Геотектоника, 1999. № 2. С.36–60.
- Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 362 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991. 446 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм//Геохимия, 1993. №11. С.1579–1599.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 1977. 266 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: М.: МГУ, 1997. 320 с.
- Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины//Геотектоника, 2000. № 6. С.3–14.
- Чувашов Б.И. Динамика в развитии Предуральяского краевого прогиба//Геотектоника, 1998. №3. С.22–37.
- Шмелев В.Р., Седлер И., Борг Г. Петролого-геохимические особенности пород Тагильского платиноносного массива//Ежегодник-1996 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, 1997. С.89–92.
- Штейнберг А.Д., Жилин И.В. Условия формирования базальтов ордовика на Южном Урале//Геология и металлогения Урала. Ежегодник-1999. Екатеринбург: ДПР УрФО, ОАО УГСЭ, 2000. С.94-102.
- Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала//Гр. ГИН РАН, в. 450. М.: Наука, 1990. 120 с.
- Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии/Т. Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородин и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Bea F., Fershtater G., Montero P. et al. Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen//Tectonophysics, 1997. V.276. N1-4, (Europrobe volume). P.103–116.
- Berzin R., Oncken O., Knapp J.H. et al. Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment//Science. 1996. V.274. P.200–222.
- Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A. et al. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the Southern Urals//Tectonics, 1997. V.16. N3. P.551–562.
- Chemenda A., Matte Ph., Sokolov V. A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low temperature rocks//Tectonophysics. 1997. V. 276. N1-4, (Europrobe volume). P. 217–227.
- Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. et al. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal//Tectonophysics. 1997. V.276. N1-4, P.229–251.
- Gee D., Pease V. Europrobe TIMPEBAR – Polar Urals Transect, Excursion 12-24 July, 1997//EUROPROBE News, Issue N1, 1997. Uppsala. P. 4–7.
- Jones P.B. Quantitative geometry of thrust and fold belt structures. AAPG, Tulsa, Ocla. 1991. 26 p.
- Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation//International Geol. Rev., 1996. Vol.38, P.485–594.
- Nicolas A., Poirier J.C. Crystalline plasticity and solid flow in metamorphic rocks. L; N.Y., John Wiley and Sons, 1976. 437 p.
- Puchkov V.N. Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals//In press.
- Savelieva G.N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A. et al. Ophiolites of the southern Uralides adjacent to the East European continental margin//Tectonophysics, 1997. V.276. N1-4. P.117–137.
- Scarraw H., Savelieva G.N., Glodny J. et al. The Mindyak Palaeozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals:

Mindyak Palaeozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals: Geochemistry and geochronology//Ophioliti, 1999. 24 (2). P.239–246.

underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective//GSA Bull., 1997. V.1209. N3. P.324–343.

Sinclair H.D. Tectonostratigraphic model for

Рецензент Нечехин В.М.