

СХЕМА ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

В.Н. Смирнов, Г.Б. Ферштатер, К.С. Иванов

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН,

620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mails: smirnov@igg.uran.ru; gerfer@online.ural.ru; ivanovks@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 11 декабря 2002 г.

В результате анализа полученных за два последних десятилетия данных по геологии восточного склона Среднего Урала сделан вывод, что оптимальным способом районирования этой территории является районирование, основанное на особенностях его современной структуры. При этом в качестве главных структурных элементов следует рассматривать блоки или сегменты земной коры, образовавшиеся при ее расколе в процессе континентальной коллизии и постколлизийных процессов, а также некоторые наиболее крупные и важные для понимания структуры тектонические швы, разделяющие эти блоки. На основе этих представлений в пределах территории восточного склона Среднего Урала выделены (с запада на восток): Салатимская зона, зона Платиноносного пояса, Тагильская зона, Верхисетско-Гурьинская зона, Салдинский и Сысертско-Ильменогорский блоки (выступы) кристаллических пород, Медведевско-Арамилская зона, Мурзинско-Адуйский блок кристаллических пород и Восточно-Уральская зона. Дана характеристика особенностей геологического строения выделенных зон.

Ключевые слова: *тектоника, магматизм, районирование, Урал.*

THE SCHEME OF THE TECTONIC-MAGMATIC ZONATION OF THE EASTERN SLOPE OF THE MIDDLE URALS

V.N. Smirnov, G.B. Fershtater, K.S. Ivanov

Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of RAS

As a result of the data analysis describing the geological structure of the eastern slope of the Middle Urals obtained over the last two decades the conclusion was made that the optimal method of zonation of this territory is zonation based on the peculiarities of its contemporaneous structure. The main structural elements under consideration are represented by blocks and segments of the crust formed during its splitting in the process of continental collision and postcontinental formations, as well as some of the largest and the most significant tectonic sutures, dividing these blocks. On the basis of this data we distinguish within the territory of the eastern slope of the Middle Urals the given zones (from the west to the east): Salatimskaya zone, zone of Platiniferous belt, Tagil zone, Verhisetsk-Turyinsk zone, Saldinsky and Sysertsko-Ilmenogorsky blocks of crystalline rocks, Medvedevsk-Aramilsk zone, Mursinsko-Aduisky block of crystalline rocks and Eastern-Uralian zone. The description of the geological structure peculiarities of the zones under investigation is given.

Key words: *tectonics, magmatism, zonation, Urals.*

Постоянное совершенствование тектонического районирования является необходимым условием как для успешного ведения региональных геологических исследований, так и для научно обоснованного выбора направления поисковых работ. На протяжении двух последних

десятилетий, благодаря внедрению и быстрому распространению новых видов исследований, таких как прецизионные методы изучения вещества, использование новых групп ископаемой фауны для датирования геологических образований, а также в результате более широко-

го применения и совершенствования структурных и геофизических методов изучения земной коры, получено огромное количество новой информации о геологическом строении Урала. Одновременно происходило ускоренное развитие теоретических представлений о процессах образования подвижных поясов, связанное с распространением концепции тектоники плит. Все это способствовало дальнейшему углублению знаний о тектонической структуре Урала и истории ее формирования, основы которых были заложены работами И.И. Соболева, А.В. Пейве и С.Н. Иванова, В.А. Коротеева, В.Н. Пучкова и многих других исследователей. Предлагаемая в настоящей работе новая схема тектонического районирования территории восточного склона Среднего Урала представляет собой очередной шаг в этом направлении, являясь результатом обобщения накопленных к настоящему времени данных по геологии этого региона в свете современных теоретических представлений.

Особенности использованной методики районирования

Представления о геологической структуре Урала на протяжении более чем столетней истории его изучения неоднократно изменялись. Традиционно Уральский подвижный пояс считался эталоном геосинклинальной складчатой системы, в соответствии с чем тектоническое районирование основывалось на выделении однотипно построенных синклиналиев (прогибов) и антиклиналиев (поднятий). Этот подход, впервые использованный, по-видимому, И.И. Горским [1943] и наиболее последовательно развивавшийся в работах И.Д. Соболева [1963, 1969 и др.], пользовался единодушным признанием уральских геологов на протяжении нескольких десятилетий.

Под влиянием идей новой глобальной тектоники взгляды на геологическое строение и историю развития региона подверглись существенному переосмыслению [Hamilton, 1970; Иванов и др., 1972; Тектоника Урала, 1977; Перфильев, 1979] и преобладающими становятся представления, согласно которым Урал состоит из ряда сменяющих друг друга в латеральном направлении зон, которые существенно отличаются по глубинному строению, типу развития и характеру магматизма [Тектоника Урала, 1977; Геологическое развитие ..., 1981; Эв-

геосинклинальные габбро-гранитоидные ..., 1984]. В качестве основной единицы при районировании территории на базе этих представлений обычно используются структурно-формационные зоны, т.е. участки подвижного пояса, обладающие автономным развитием. Для восточного склона Среднего Урала попытки реализовать этот принцип были предприняты в ряде работ по корреляции магматизма [Смирнов и др., 1987а, б; Корреляция магматических ..., 1991] и легенде к среднеуральской серии геологической карты масштаба 1:200000 [Шалагинов, Стефановский, 1998]. Однако, как показал опыт работы в пределах рассматриваемой территории, при всей привлекательности этого метода районирования на практике его применение сталкивается с рядом трудностей. Одна из них заключается в том, что в процессе эволюции подвижного пояса его структурный план неоднократно менялся и каждому этапу развития региона была свойственна своя собственная структурно-формационная зональность, что предполагает необходимость создания схем районирования для каждого возрастного среза. Другая связана с тем, что во время структурных перестроек, наиболее значительная из которых относилась к эпохе позднепалеозойской континентальной коллизии, сформировавшаяся к этому времени кора дробилась на блоки, границы которых, как правило, не совпадали с контурами существовавших ранее структурно-формационных зон. Эти процессы привели к образованию современной структуры восточного склона Среднего Урала, представляющей собой агломерат таких блоков, разделенных крупными зонами разрывных нарушений (швов), которые трассируются поясами ультрамафитов, зонами дробления, рассланцевания, бластомилонитизации и меланжа. Согласно последним данным сейсмопрофилирования [Juhlin et al., 1998 и др.] эти швы маркируются системой полого залегающих отражателей с западным падением, проходящих через всю кору и уходящих в верхнюю мантию.

Все вышесказанное привело авторов к выводу, что оптимальным методом районирования рассматриваемого в настоящей работе региона, пригодным для практического использования, является районирование, основанное на особенностях его современной структуры. При этом в качестве ее главных элементов следует рассматривать упомянутые выше блоки или сегменты, которые образовались при расколе

коры в процессе континентальной коллизии, а также некоторые наиболее крупные тектонические швы, играющие особо важную роль в структуре региона. Значительная часть этих блоков коры фигурировала и в более ранних схемах районирования в качестве самостоятельных структурных единиц (синклинориев и антиклинориев, поднятий, прогибов, структурно-формационных зон или мегазон). Хорошо известен также факт, что все крупные уральские структуры отделены друг от друга мощными зонами тектонических нарушений, с которыми сопряжены пояса ультраосновных массивов. Принципиально новым в предлагаемой трактовке является то, что если ранее эти составные части подвижного пояса рассматривались как структуры, длительное время развивавшиеся в существующих границах совместно с ограничивающими их тектоническими нарушениями («глубинными разломами»), то теперь они считаются просто участками сформировавшейся к моменту дислокаций коры, ограниченными разрывными нарушениями, которые могут содержать фрагменты как одной, так и нескольких разновозрастных структур (структурно-формационных зон). В связи с этим подчеркнем, что употребляемый в дальнейшем для обозначения выделенных структурных единиц широко используемый в практике термин «зона» по содержанию не соответствует структурно-формационной зоне и означает просто участок подвижного пояса, обособляющийся как самостоятельный элемент структуры (блок коры либо крупный тектонический шов). Границы фрагментов структурно-формационных зон (в случае, если их несколько) могут быть показаны внутри этих крупных сегментов коры как структурные элементы II порядка.

Предлагаемая схема районирования

Анализ имеющихся к настоящему времени данных по геологии восточного склона Среднего Урала на основе изложенных выше представлений позволяет выделить в пределах этой территории (с запада на восток): Салатимскую зону, зону Платиноносного пояса, Тагильскую зону, Верхисетско-Турьинскую зону, Салдинский и Сысертско-Ильменогорский блоки (выступы) кристаллических пород, Медведевско-Арамилевскую зону, Мурзинско-Адуйский блок кристаллических пород и Восточно-Уральскую зону (рис. 1).

Салатимская зона занимает крайнее западное положение в структуре региона, протягиваясь в виде узкой полосы вдоль главного тектонического шва Урала (более известного под названием ГУГР – Главный Уральский глубинный разлом), который отделяет рассматриваемый регион от геологических структур западного склона. Падение этой зоны, по геофизическим данным, восточное, обычно под углом 40–50°. Ранее развитые здесь ордовикские терригенные и вулканогенные толщи включались в состав Тагильского прогиба совместно с расположенными восточнее массивами Платиноносного пояса Урала и полосой вулканитов силурийского возраста [Соболев, 1963, 1969]. На протяжении двух последних десятилетий была обоснована необходимость выделения этой территории в качестве самостоятельного элемента структуры: шовной зоны [Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные ..., 1984; Ферштатер, 1992] или зоны ГУГРа [Перфильев, 1977; Петров, Пучков, 1994; Иванов, 1998], хотя некоторые исследователи продолжают настаивать на ее объединении в единую структуру с силурийскими вулканогенными постройками Тагильской зоны [Шалагинов, Стефановский, 1998; Каретин, 2000].

Геологическое строение Салатимской зоны свидетельствует о длительной и многоэтапной истории ее формирования [Иванов, 1998]. Наиболее важной составной частью образований, слагающих эту зону, являются толщи metabазальтов с резко подчиненным количеством метавулканитов среднего и кислого состава (мариинский, выйский, польинский и пальничнинский вулканические комплексы) и прослоями осадочных пород (метаалевролитов и метапелитов), отлагавшихся на значительном удалении от источника сноса, а также мелкими интрузиями, комагматичными вулканитам. По характеру химизма вулканические образования варьируют от толеитов и их производных до пород субщелочного состава. В некоторых разрезах в ассоциации с этими толщами находятся известняки, содержащие фауну карадокского и ашгиллского ярусов, на основании чего вулканогенные образования датируются средним и верхним ордовиком. В западном направлении вулканиты постепенно, через переслаивание, сменяются осадочными толщами, сформировавшимися в прибрежных условиях: плохо отсортированными кварцевыми и аркозовыми песчаниками со слабой окатанностью зерен и отсут-

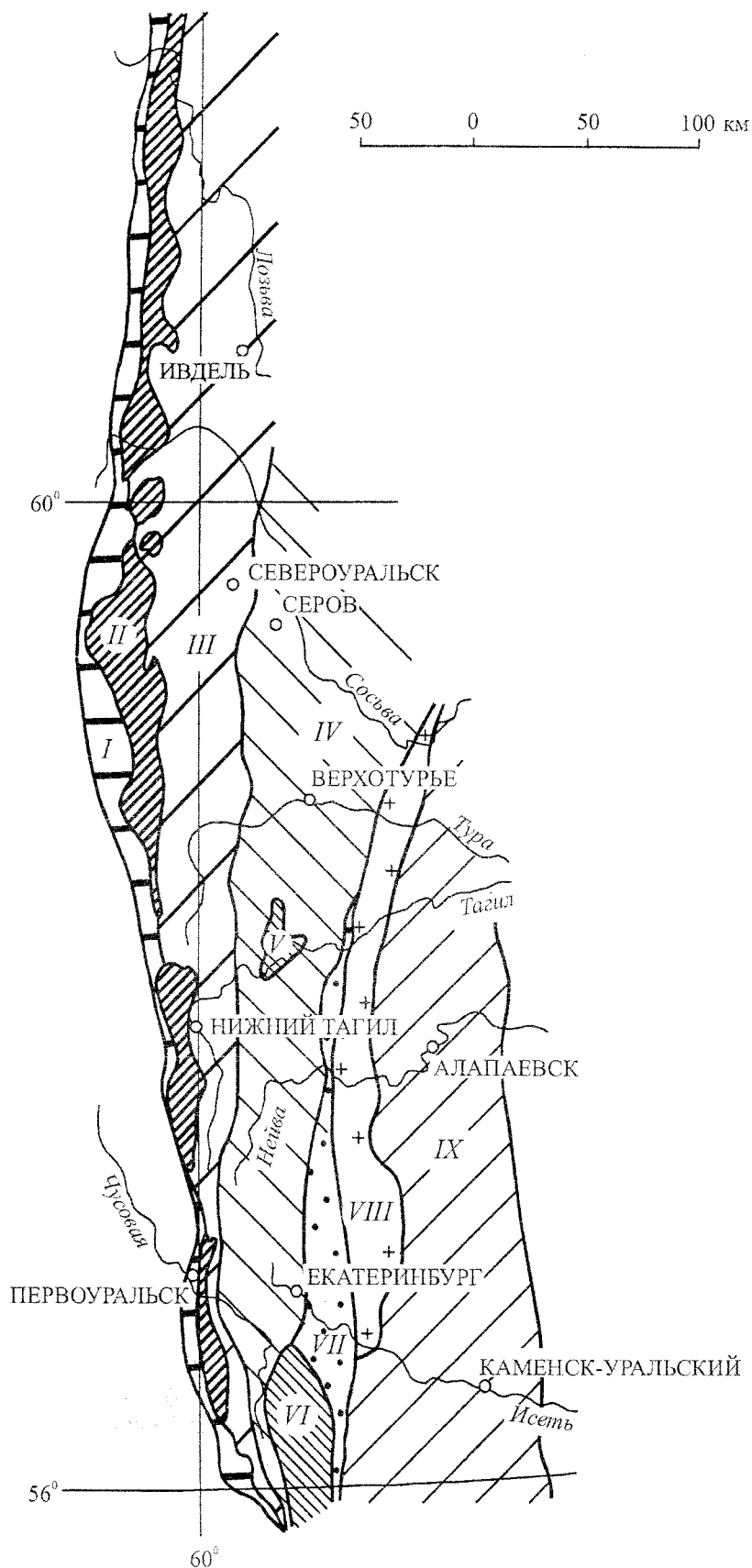


Рис. 1. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала.

I – Салатимская зона; II – Платиноносный пояс; III – Тагильская зона; IV – Верхисетско-Туринская зона; V – Салдинский и VI – Сысертско-Ильменогорский выступы кристаллических пород; VII – Медведовско-Арамилевская зона; VIII – Мурзинско-Адуйский кристаллический блок; IX – Восточно-Уральская зона.

ствием ритмичной слоистости. Ассоциации пород, аналогичные описанной, неизвестны на Среднем Урале нигде за пределами характеризуемой зоны, но прослеживаются с перерывами вдоль главного тектонического шва практически по всему протяжению Урала. Изучение характера осадконакопления и особенностей химизма вулканических пород позволили ряду исследователей обосновать вывод о том, что образование рассматриваемых толщ относилось к поздним стадиям континентального рифтогенеза, завершившегося разрывом континентальной коры и превращением континентального рифта в океанический [Петров, Пучков, 1994; Иванов, 1998; Пучков, 2000 и др.]. Это означает, что слагающие рассматриваемую полосу ордовикские вулканогенные и осадочные толщи по геодинамическим условиям образования принципиально отличаются от расположенных восточнее силурийских вулканитов, сформировавшихся, по мнению преобладающего большинства исследователей, в островодужной обстановке.

Отличительной чертой Салатимской зоны является высокая степень деформаций всех развитых здесь геологических образований, что определяется ее положением в области главного коллизионного шва Урала. Рассматриваемая полоса представляет собой типичную зону смятия: слагающие ее породы превращены в сланцы, раздроблены, будинированы; характерно широкое развитие мегабрекчий и участков дислокационного метаморфизма. Отдельные линзы, пласты и пачки пород некогда единых толщ смещены относительно друга друга, в результате чего ненарушенные разрезы здесь практически не сохранились, хотя генеральную закономерность первичного распространения пород обычно удается проследить. Наряду с перечисленными выше образованиями достаточно часто встречаются участки пород (известняков, островодужных вулканитов, высокобарических метаморфитов и т.д.), тектонически перемещенные из смежных зон или глубоких горизонтов коры. По мнению Г.А. Петрова и В.Н. Пучкова [1994], восточная часть рассматриваемой полосы вулканитов целиком сложена породами островодужного генезиса, которые были тектонически совмещены с рифтогенными толщами и деформированы совместно с ними в результате коллизионных процессов. К осевой части рассматриваемой полосы, характеризующейся максимумом деформаций,

приурочен Салатимский пояс протрузий ультрамафитов и серпентинитового меланжа.

Изложенные данные показывают, что на главных этапах своего развития рассматриваемая часть Урала отчетливо обособлялась от смежных территорий, что позволяет выделять ее в качестве самостоятельного элемента структуры – Салатимской зоны. Названная зона представляет собой область смятия и дробления пород, фиксирующую положение главного коллизионного шва Урала, в пределах которой преобладающим развитием пользуются ордовикские осадочные и вулканогенные толщи, формировавшиеся в процессе раскрытия Уральского палеоокеана.

Зона Платиноносного пояса представлена цепью разделенных небольшими промежутками тел с тектоническими внешними ограничениями (блоков), содержащих ультрамафит-габбровые массивы концентрически-зонального (урало-алюскинского) типа, а также вмещающие их толщи высокометаморфизованных пород. На фоне окружающих, преимущественно вулканогенных пород, эти тела резко выделяются повышенными значениями поля силы тяжести, создавая Уральский гравитационный супермаксимум. Судя по характеру гравитационных аномалий создающие их объекты имеют восточное падение [Рудные месторождения ..., 1996; Иванов, Винничук, 2001 и др.]. Блоки Платиноносного пояса располагаются на стыке охарактеризованной выше Салатимской зоны и находящейся к востоку Тагильской (см. рис. 1). До недавнего времени породы Платиноносного пояса считались неотъемлемой принадлежностью последней, однако, как показали проведенные здесь детальные петрологические исследования [Ефимов, 1999; Ферштатер и др., 1999; Шмелев, 1994 и др.], формирование этой ассоциации происходило в условиях значительных глубин (не менее 10–12 км), в связи с чем ее объединение в одну структуру с малоглубинными комплексами Тагильской зоны нельзя признать оправданным. На основании этих данных было предложено выделить Платиноносный пояс в качестве самостоятельной зоны [Ефимов, 1999].

Все наблюдаемые на современном эрозионном срезе массивы, входящие в состав Платиноносного пояса, сложены одинаковыми ассоциациями пород. Вмещающие платиноносные массивы толщи представлены метавулканитами гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-ам-

фиболитовой фаций. Какие-либо данные или предположения о возрасте субстрата этих пород отсутствуют. Сами массивы состоят из дунитовых ядер с клинопироксенитовой оболочкой, полосчатых дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий и анортит-оливиновых габбро, объединяемых при геологическом картировании в качканарский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс; габбро-норитов, выделенных как тагило-кытлымский комплекс; роговообманковых габбро, образование которых, по мнению А.А. Ефимова, является результатом водного метаморфизма упоминавшихся выше разновидностей габброидов; а также анортозитов, плагиогранитов и кварцевых диоритов, входящих в состав черноисточинского комплекса. При датировании пород платиноносных массивов различными методами абсолютной геохронологии получены близкие цифры – около 420 млн лет, которые интерпретируются одними исследователями как время образования этих пород [Иванов, Калеганов, 1993; Ронкин и др., 1997], другими – как время последнего термального воздействия, связанного с выведением их на поверхность [Ефимов, 1999].

Единообразие состава и условий образования пород во всех наблюдаемых на современном эрозионном срезе блоках, свидетельствуют о том, что они являются тектоническими фрагментами какого-то гораздо более крупного, некогда единого, геологического тела. Преобладающая часть исследователей в настоящее время сходится во мнении или, по крайней мере, допускает, что первоначально это тело располагалось в основании силурийской островной дуги, а позднее подверглась фрагментации и перемещению в верхние горизонты коры [Иванов, Шмелев, 1996; Ефимов, 1999 и др.].

Тагильская зона (сегмент коры) является главной вулканогенной зоной Среднего Урала. Преобладающим развитием в ее пределах пользуются вулканогенные образования силурийского возраста и комагматичные им габбро-гранитоидные массивы. Значительно меньшую роль играют девонские вулканы, их интрузивные комагматы и различные осадочные породы: терригенные толщи, сформировавшиеся за счет разрушения вулканических построек, кремнистые сланцы, яшмовиды, известняки и доломиты [Корреляция магматических ..., 1991; Язева, Бочкарев, 1995; Каретин, 2000]. Система разрывных нарушений, ограничивающая Тагильскую зону

с запада, имеет восточное падение. Серовско-Маукский разлом, являющийся восточной границей этой зоны, погружается на запад.

Эволюционный ряд широко проявившегося здесь силурийского магматизма начинается контрастными и непрерывными колчеданонными базальт-(андезит)-плагиоориолитовыми комплексами раннего и среднего лландовери (кабанский, шемурский, зюзельский, красноуральский и кировоградский) и комагматичными им габбро-плагиогранитными ассоциациями (арбатский, петропавловский, левинский комплексы). На протяжении возрастного интервала поздний лландовери-венлок произошло образование двух вулканических комплексов: павдинского риолит-андезит-базальтового и именновского базальт-андезитбазальтового. До недавнего времени считалось, что их формирование происходило в указанной последовательности, но в последних работах Ю.С. Каретина [2000] приводятся убедительные данные об одновозрастности этих образований. Интрузивные породы этого возраста представлены верхнетагильским габбро-диорит-плагиогранитным комплексом. К магматическим образованиям лудловского возраста относятся гороблагодатский базальт-грахиандезитбазальтовый комплекс, а также северо-рудничный и мысовской габбро-гранитные. Завершается силурийский магматизм этой части Урала субщелочной вулкано-плутонической ассоциацией пржидолия-лохкова, включающей туринский трахибазальт-трахитовый и кушвинский габбро-сиенитовый комплексы. Эволюция состава пород в рамках выявленного ряда магматических комплексов и их распределение в пространстве свидетельствуют о том, что Тагильский сегмент коры представляет собой фрагмент силурийской островной дуги с восточным падением зоны субдукции [Иванов и др., 1986; Язева, Бочкарев, 1995 и др.]. Следовавший затем амагматичный период, продолжавшийся на протяжении пражского века и раннего эмса, характеризовался накоплением бокситоносных известняков, краснокаменноизмененных гравелитов и туффитов.

Многие исследователи, основываясь на характере распространения магматических комплексов силурийского возраста, выделяли в пределах этой территории несколько структурно-формационных зон (две, иногда три). Наиболее отчетливо обособляется восточная часть рассматриваемого сегмента, сложенная мощными флишоидными толщами с вулканомиктовым

материалом развитых на небольшом удалении к западу субщелочных базальтов тыловой части островной дуги, под которыми залегают вулканогенные образования красноуральского базальт-андезит-риолитового либо кировоградского базальт-риолитового комплексов. Последние, по данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1995], характеризуются широким развитием параллельных даек, являющихся индикатором задугового спрединга. Указанные особенности позволяют выделить эту часть Тагильского сегмента в качестве структурно-формационной зоны, соответствующей окраинному морю в тылу силурийской островной дуги. Ранее, в ряде схем районирования, она получила название Восточно-Тагильской или Красноуральской. Остальная часть Тагильского сегмента представляет собой фрагмент самого островодужного сооружения, в пределах которого возможно выделение барьерной и тыловодужной зон, однако целесообразность этого вызывает сомнения, поскольку резких границ между ними обычно установить невозможно: смена магматических формаций в латеральном направлении происходит постепенно, поля развития смежных магматических комплексов, как правило, перекрываются.

Магматические образования следующего этапа эндогенной активности, проявившегося в пределах характеризуемого сегмента, представлены двумя вулканоплутоническими ассоциациями: позднеэмско-раннеэйфельской известково-щелочной (краснотурьинский андезитовый и верхнелобвинский гранодиоритовый комплексы) и эйфельской повышенной щелочности (взвозный трахиандезитобазальтовый и ауэрбаховский габбро-диорит-гранитный комплексы). Развитие всех перечисленных комплексов ограничивается восточной частью Тагильского сегмента. Довольно часто этот период магматической активности считают завершением силурийского цикла [Каретин, 2000 и др.], однако, как показали Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [1993], рассматриваемый эпизод никак не связан с предшествующим магматизмом, а был обусловлен существованием девонского вулканоплутонического пояса, наложенного на силурийскую островную дугу. По мнению авторов настоящей статьи, рассматриваемые вулканоплутонические постройки представляли собой островную дугу, заложившуюся в девонское время после перескока зоны субдукции.

Завершились процессы магматизма в этой зоне формированием кедровского базальт-анде-

зит-риолитового и ивдельского габбро-долеритового комплексов, имеющих позднедевонский возраст, и раннекаменноугольных маньинского базальт-долеритового и усть-маньинского долеритового комплексов, развитых в ее северной части. По петрохимическим особенностям породы этих комплексов близки трапшам. Геодинамические условия их образования пока недостаточно ясны.

Верхисетско-Туринская зона, располагающаяся к востоку от Тагильской, также представляет собой крупный, вытянутый в субмеридиональном направлении блок, или сегмент коры, ограниченный разрывными нарушениями. В южной части она резко сужается и выклинивается на широте Сысертско-Ильменогорского блока кристаллических пород (см. рис. 1), в северной заметно расширяется и погружается под чехол мезо-кайнозойских осадков. Тектонические швы, ограничивающие рассматриваемый блок (Серовско-Маукский на западе и Верхисетский на востоке), трассируются системами сближенных разрывных нарушений, зонами смятия и дробления пород, цепочками протрузивных тел серпентинитов. Согласно результатам интерпретации материалов сейсмопрофилирования [Juhlin et al., 1998] шовные зоны имеют пологое (не более 50°), западное падение. Комплексный анализ геофизических данных [Рудные месторождения ..., 1996] показывает, что выходящие в пределах этой зоны на поверхность палеозойские образования продолжаются до глубин от 5 до 12 км. Ниже залегают кристаллические породы фундамента, по составу, очевидно, близкие метаморфическим комплексам Салдинского и Сысертско-Ильменогорского блоков.

Магматиты различного состава и возраста резко преобладают в пределах этой структуры. Значительно уступающие им по распространенности породы осадочного генезиса представлены преимущественно вулканомиктовыми толщами, иногда содержащими прослойки органогенных известняков или яшмоидов. Вулканогенные образования представлены четырьмя последовательно сформировавшимися комплексами: красноборским базальт-андезитобазальт-дацит-риолитовым, таволжанским базальт-андезит-риолитовым, кунгурковским (быньговским) базальт-андезитобазальтовым и банкарским базальт-андезит-дацитовым. Их интрузивными комагматами являются породы красноборского диорит-плагитогранитного, рещинского габбро-диорит-грондьемитового, пановского и пет-

рокаменского габбро-диорит-гранитных комплексов [Смирнов, Ведерников, 1987 и др.]. Анализ характера магматизма показывает, что наблюдаемый ряд вулканоплутонических ассоциаций отчетливо распадается на две части. Образование двух завершающих его вулканоплутонических ассоциаций (позднеэмско-раннеэйфельской и позднеэйфельско-живетской) было обусловлено заложением на границе раннего и среднего девона вулканоплутонического пояса, фрагменты которого наблюдаются сейчас в пределах Верхотурско-Верхисетской зоны и восточной части Тагильской (рис. 2). Возраст магматитов более древних ассоциаций, являющихся фундаментом этих вулканоплутонических сооружений, не установлен, однако, есть все основания предполагать, что они аналогичны породам, залегающим в основании таких же вулканоплутонических построек Тагильской зоны [Смирнов и др., 1996], т.е. представлены образованиями силурийской островной дуги и задугового бассейна.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что на ранних этапах Верхисетско-Туринская зона по характеру развития была очень близка восточной части Тагильской. Основное отличие заключается в том, что вулканоплутонические структуры здесь закладывались не на океанической, а на утоненной континентальной коре. Присутствие не характерной для Тагильской зоны кристаллической коры было показано геофизическими исследованиями и подтверждается находками ксеногенных гранатов метаморфического генезиса в магматитах Верхисетско-Туринской зоны [Смирнов и др., 1988].

Вулканоплутонический магматизм островодужного типа сменился в Верхисетско-Туринской зоне существенно гранодиоритовым окраинноконтинентальным, представленным двумя магматическими комплексами: западно-верхисетским и верхисетским. Формирование этих комплексов происходило, по имеющимся данным, в возрастном интервале поздний девон – ранний карбон. В северной части рассматриваемой зоны (восточнее г. Верхотурье) известны также выходы осадочных нижнекаменноугольных толщ (турнейско-ранневизейских терригенных угленосных и поздневизейско-серпуховских карбонатных). Площадное распространение этих пород, однако, не очень значительно, в целом образования этого типа для Верхисетско-Туринской зоны не ха-

рактерны. В связи с этим не исключено, что они представляют собой тектонические линзы, перемещенные из смежных зон.

Завершается возрастная последовательность геологических образований рассматриваемой зоны тремя последовательно сформировавшимися на протяжении коллизионного этапа развития региона комплексами: комплексом малых тел гранодиоритов и гранитов, аятским гранитным и актайским монцодиорит-гранитным. Возраст комплексов, по данным изотопного датирования, раннепермский.

Салдинский выступ кристаллических пород, расположенный среди палеозойских толщ Верхисетско-Туринской зоны, состоит, по данным Г.А. Петрова с соавторами [2000], из нескольких сравнительно небольших по размерам (первые десятки километров) тектонических блоков, сложенных метаморфическими толщами, которые разделены узкими участками развития неметаморфизованных образований палеозойского возраста. Общая протяженность полосы выходов метаморфических пород в субмеридиональном направлении – не менее 70 км при ширине около 50 км. Кристаллические породы, слагающие эти блоки, принадлежат двум метаморфическим комплексам: бродовскому и емехскому. В составе первого преобладают мигматитизированные плагиогнейсы, полевошпатовые амфиболиты и гранулиты, реже встречаются клинопироксен-гранатовые амфиболиты и гранатовые клинопироксениты. Второй представлен однородными по составу эпидотовыми амфиболитами. Возраст субстрата метаморфических пород, по имеющимся, немногочисленным пока, данным, раннепротерозойский. Этот вывод базируется на датировке наиболее древней эпохи метаморфизма пород бродовского комплекса, равной 1871 ± 35 млн лет [Краснобаев и др., 2001]. На основе этих данных блоки метаморфических пород обычно рассматриваются как выведенные на поверхность фрагменты древнего кристаллического фундамента Верхисетско-Туринской зоны. Однако по мнению некоторых исследователей [Иванов, Иванов, 1997], приводимые датировки недостаточно надежны и убедительные доказательства древнего возраста рассматриваемых метаморфических комплексов отсутствуют. Это позволяет предполагать, что образование кристаллических толщ Салдинского выступа происходило в палеозое в глубинных частях островодужных построек.

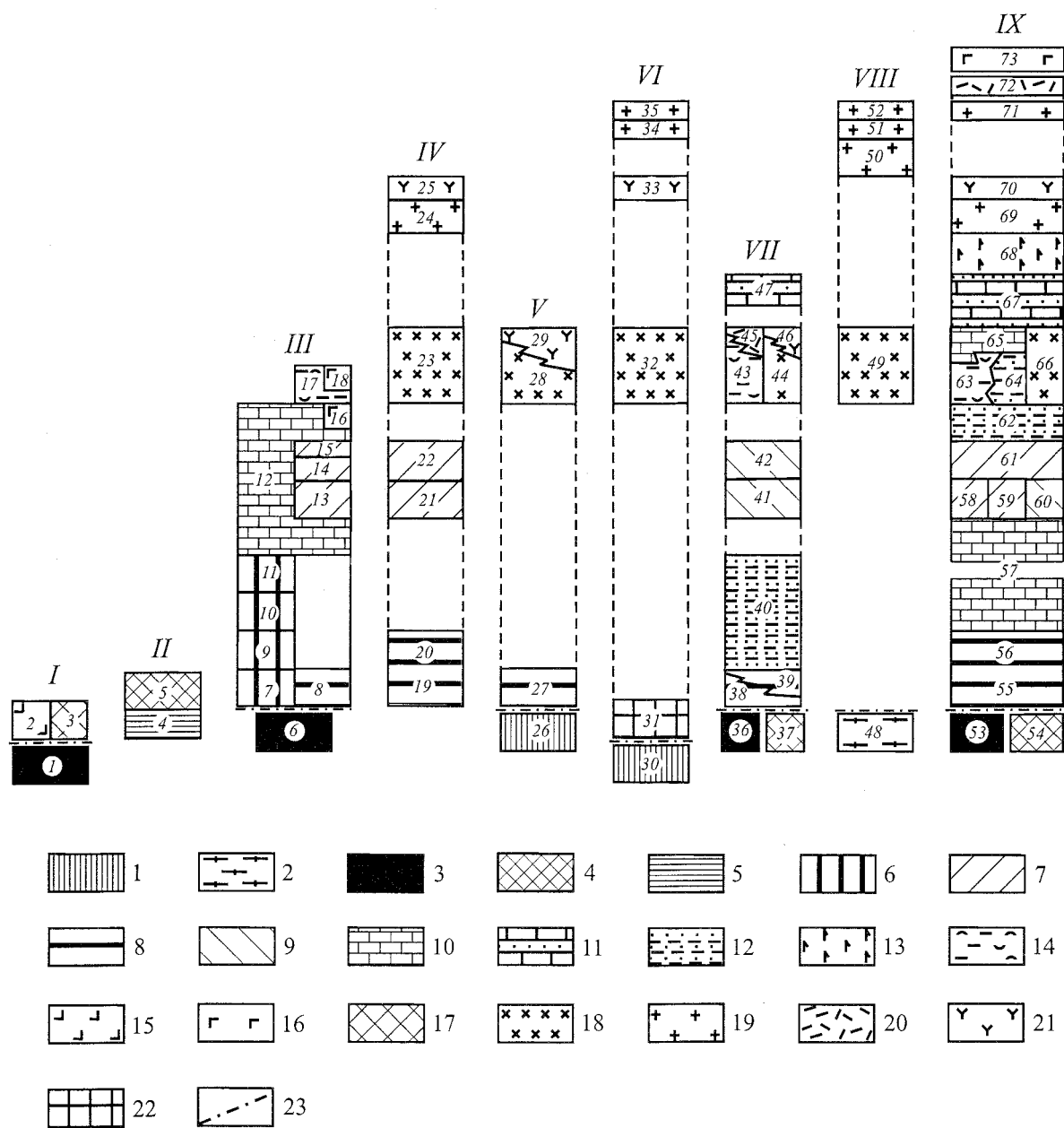


Рис. 2. Схема сопоставления структурно-вещественных комплексов разных зон восточного склона Среднего Урала.

1 – ассоциации метаморфических пород фундамента с реликтами гранулитовой фации; 2 – ассоциации пород амфиболитовой фации метаморфизма преимущественно кислого состава; 3 – дунит-гарбургут-габбровые ассоциации; 4 – дунит-клинопироксенит-габбровые ассоциации; 5 – метавулканыты в блоках Платиноносного пояса; 6-7 – вулканоплутонические ассоциации островодужного типа (6 – силурийского, 7 – девонского возраста); 8-9 – вулканогенно-осадочные и вулканоплутонические ассоциации, сформировавшиеся в условиях задугового бассейна (8 – силурийского, 9 – девонского возраста); 10 – осадочные, преимущественно карбонатные, толщи шельфа; 11 – терригенно-карбонатные толщи; 12 – терригенные толщи; 13 – эвапориты; 14 – вулканогенно-осадочные толщи; 15 – метабазальты; 16 – траппиды; 17 – габбро-гранитоидные ассоциации; 18 – тоналит-гранодиоритовые ассоциации; 19 – гранитоидные (существенно гранитные) ассоциации; 20 – риолиты; 21 – ассоциации пород субщелочного состава; 22 – ассоциации щелочных пород; 23 – крупные структурные несогласия.

Основные элементы структуры региона: I – Салатимская зона; II – Платиноносный пояс; III – Тагильская зона; IV – Верхисетско-Туринская зона; V – Салдинский и VI – Сысертско-Ильменогорский выступы кристаллических пород; VII – Медведовско-Арамилевская зона; VIII – Мурзинско-Адуйский блок; IX – Восточно-Уральская зона.

Структурно-вещественные комплексы Салатимской зоны: 1 – салатимский дунит-гарбургут-габбровый комплекс; 2 – метабазальтовые толщи с прослоями осадочных пород средне-позднеордовикского возраста (маринский, выйский, польнинский и пальничинский вулканические комплексы); 3 – ассоциации пород, слагающие мелкие гипабиссальные тела – предполагаемые комагматы метавулканических толщ (кривинский долерит-плагιοгранитный и чекменский монциорит-сиенитовый комплексы). Платиноносный пояс: 4 – аповулканогенные гранулиты и амфиболиты; 5 – дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация, габбро-нориты, роговообманковые габбро, плагιοграниты и анортозиты, слагающие массивы плати-

ноносного типа. Тагильская зона: 6 – дунит-гарцбургит-габбровый комплекс; 7 – позднеордовикско-раннесилурийские вулканоплутонические ассоциации натриевого типа из западной части Тагильской зоны, включающие базальт-риолитовые (шемурский, кабанский, зюзельский) и габбро-плагиогранитные (петропавловский, арбатский) комплексы; 8 – близкие по составу и возрасту вулканоплутонические ассоциации восточной части Тагильской зоны (красноуральский базальт-андезит-риолитовый, Кировоградский базальт-риолитовый и левинский габбро-плагиогранитный комплексы); 9 – позднескандинавско-венлокская вулканоплутоническая ассоциация (павдинский риолит-андезит-базальтовый, именновский базальт-андезит-базальтовый и верхнетагильский габбро-диорит-плагиогранитный комплексы); 10 – субщелочная вулканоплутоническая ассоциация лудловского возраста (гороблагодатский базальт-трахиандезит-базальтовый, северо-рудничный и мысовской габбро-гранитные комплексы); 11 – субщелочная вулканоплутоническая ассоциация пржидольско-лохковского возраста (туринский трахибазальт-трахитовый и кушвинский габбро-сиенитовый комплексы); 12 – девонские карбонатные, карбонатно-терригенные, в верхней части терригенно-карбонатные, толщи, в нижней – с прослоями вулканомиктового материала, сиалитов и бокситов (перевозская, вагранская, лангурская, высотинская, шегультанская, кедровская, лимкинская и лозьвинская свиты); 13 – позднеэмско-раннеэйфельская известково-щелочная вулканоплутоническая ассоциация восточной части Тагильской зоны (красноуральский андезитовый и верхнелобнинский гранодиоритовый комплексы); 14 – позднеэйфельская субщелочная вулканоплутоническая ассоциация восточной части Тагильской зоны (взвозный трахибазальт-трахиандезитовый и ауэрбаховский габбро-диорит-гранитный комплексы); 15 – кедровский базальт-андезит-риолитовый комплекс нормальной щелочности; 16 – позднедевонские долериты, габбро-долериты и габбро траппоидного типа (ивдельский габбро-долеритовый комплекс); 17 – нижнекаменноугольные терригенные толщи с прослоями вулканитов и известняками в верхней части (маньинская свита и карбонатная толща); 18 – раннекаменноугольные оливиновые долериты и габбро-долериты (усть-маньинский габбро-долеритовый комплекс). Верхисетско-Туринская зона: 19 – предположительно раннесилурийская вулканоплутоническая ассоциация натриевого типа (красноборский базальт-андезит-риолитовый, дегтярский базальт-риолитовый и коагматичный им диорит-плагиогранитный комплексы); 20 – предположительно раннесилурийская вулканоплутоническая ассоциация малокальцевого типа (таволжанский базальт-андезит-дацитовый и репинский габбро-диорит-гроньемитовый комплексы); 21 – раннедевонско-раннеэйфельская вулканоплутоническая ассоциация известково-щелочного типа (кунгурковский базальт-андезит-базальтовый и пановский габбро-диорит-гранитный комплексы); 22 – позднеэйфельско-живетская вулканоплутоническая ассоциация слабо повышенной щелочности (башкарский базальт-андезит-риолитовый и петрокаменский габбро-диорит-гранитный комплексы); 23 – раннекаменноугольные тоналит-гранодиоритовые ассоциации (западно-верхисетский тоналит-плагиогранитный и верхисетский гранодиорит-гранитный комплексы); 24 – раннепермский аятский гранитный комплекс; 25 – раннепермский актайский моноклиорит-гранитный комплекс. Салдинский выступ кристаллических пород: 26 – метаморфические толщи раннепротерозойского возраста; 27 – габбро-диорит-плагиогранитный комплекс предположительно раннесилурийского возраста; 28 – раннекаменноугольные тоналит-гранодиоритовые ассоциации (западно-верхисетский и верхисетский комплексы); 29 – раннекаменноугольный баяновский комплекс габбро повышенной щелочности. Сысертско-Ильменогорский выступ: 30 – раннепротерозойские метаморфические толщи; 31 – позднеордовикский ильмено-вишневогорский карбонатит-миаскитовый комплекс; 32 – раннекаменноугольные тоналит-гранодиоритовые ассоциации (западно-верхисетский тоналит-плагиогранитный и верхисетский гранодиорит-гранитный комплексы); 33 – раннепермский моноклиорит-гранитный комплекс; 34 – флюоритсодержащие граниты и 35 – пегматиты позднего палеозоя-раннего мезозоя. Медведовско-Арамилская зона: 36 – дунит-гарцбургит-габбровая ассоциация (первомайский и пышминский комплексы); 37 – уктусский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс; 38 – предположительно позднеордовикский комплекс натриевых базальтов; 39 – предположительно позднеордовикско-раннесилурийская вулканоплутоническая ассоциация натриевого типа (красноаудыйский базальт-андезит-риолитовый и монетинский габбро-диорит-плагиогранитный комплексы); 40 – силурийская кремнисто-терригенная толща; 41 – раннедевонская медведовская вулканогенно-осадочная толща; 42 – средне-позднедевонская вулканогенно-осадочная толща с вулканомиктовым материалом преимущественно субщелочного состава; 43 – нижнекаменноугольная арамилская терригенная толща; 44 – известково-щелочные гранитоиды, параллелизуемые с верхисетским комплексом; 45 – раннекаменноугольный кореловский трахит-риолитовый комплекс; 46 – раннекаменноугольный зверевский комплекс субщелочных гранитоидов; 47 – карбонатно-терригенная толща московского яруса. Мурзинско-Аудыйский блок: 48 – допалеозойские метаморфические толщи преимущественно кислого состава; 49 – раннекаменноугольный каменский тоналит-гранодиоритовый комплекс; 50 – «водные» плутонические граниты позднепермского возраста (аудыйский, ватихский, мурзинский гранитные комплексы); 51 – пегматитовые жилы (мокрушинский комплекс) и 52 – лейкограниты (мальшевский комплекс) позднепалеозойско-раннемезозойского возраста. Восточно-Уральская зона: 53 – асбестовский дунит-гарцбургит-габбровый комплекс; 54 – давидовский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс; 55 – вулканоплутоническая ассоциация известково-натриевых пород предположительно позднеордовикско-раннесилурийского возраста (базальт-дацитовый и рефтинский габбро-диорит-плагиогранитный комплексы); 56 – раннесилурийская (предположительно позднескандинавско-венлокская) вулканоплутоническая ассоциация (межевской базальт-андезит-дацитовый, колпаковский субвулканический и аверинский диорит-гроньемитовый комплексы); 57 – карбонатные и карбонатно-терригенные толщи позднесилурийско-раннедевонского возраста; 58 – вулканогенно-осадочная толща раннедевонского (предположительно позднеэмского возраста); 59 – предположительно ранне-среднедевонский брусянский гранодиорит-гранитный комплекс; 60 – кремнисто-вулканогенная толща раннего-среднего девона (глинский комплекс натриевых базальтов); 61 – позднеэйфельско-живетская вулканоплутоническая ассоциация слабо повышенной щелочности (базальт-андезит-дацитовый, маминский базальт-андезит-базальтовый и некрасовский габбро-диорит-гранитный комплексы); 62 – позднедевонский флиш (кодинская и усть-кодинская свиты, мосинская толща); 63-66 – образования раннекаменноугольного возраста: 63 – вулканогенно-осадочные толщи, сформировавшиеся в прибрежно-морской обстановке (бекленицкая свита), 64 – континентальные терригенные угленосные толщи (каменская, егоршинская и бурсунская свита), 65 – карбонатные толщи (исетская свита), 66 – ассоциация интрузивных пород тоналит-гранодиоритового типа (кривчанский комплекс); 67 – среднекаменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные толщи (малобелоносовская, шербаковская, цироговская, кунарская, силавская и усмановская свиты); 68 – карбонатно-терригенно-глинистые эвапоритовые осадки с залежами ангидрита и гипса (караболовская свита); 69 – раннепермские известково-щелочные гранитоиды; 70 – раннепермская моноклиорит-гранитная ассоциация (петуховский комплекс); 71-73 – магматические образования позднепалеозойско-мезозойского возраста: 71 – юго-коневский гранит-лейкогранитовый комплекс, 72 – покровский риолитовый комплекс, 73 – базальтоидные ассоциации траппового типа.

Метаморфические толщи прорваны многочисленными интрузиями, сложенными породами широко распространенной в Верхисетско-Туринской зоне раннесилурийской габбро-диорит-плагиогранитной ассоциации, раннекаменноугольных верхисетского и западно-верхисетского тоналит-гранодиоритовых комплексов, а также близкого им возрасту басьяновского комплекса габбро и монцодиоритов.

Сысертско-Ильменогорский выступ кристаллических пород имеет форму узкой, вытянутой в субмеридиональном направлении, полосы, заходящей на характеризуемую территорию своим северным окончанием. Преобладающая же часть этого выступа располагается в пределах южной части Урала. Выходы кристаллических пород, слагающих рассматриваемую полосу, начинаются в районе южного выклинивания Верхотурско-Верхисетской зоны, располагаясь кулисообразно по отношению к последней, и протягиваются в южном направлении на расстояние более 200 км при максимальной ширине около 30 км. Особенности геологического строения этой территории наиболее полно охарактеризованы в недавней работе В.Я. Левина с соавторами [Щелочно-карбонатитовые ..., 1997].

К центральной части Сысертско-Ильменогорской полосы приурочены выходы древних толщ (блоков), метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой. Наиболее древними среди них являются плагиоклазовые гнейсы селянкинской и вишневогорской свит с возрастом более 2 млрд лет [Краснобаев и др., 2001]. Более молодой возраст, 643 ± 46 и 576 ± 65 соответственно [Краснобаев, Давыдов, 2000], имеют породы ильменогорской и шумихинской свит, представленные преимущественно амфиболитами, переслаивающимися с гнейсами, кварцитами и мраморами. Следует отметить, что породам среднеуральской части рассматриваемого блока соответствуют наиболее молодая из перечисленных цифр возраста, а более древние значения получены только в южной (ильменогорской) части этой полосы. Наряду с докембрийскими толщами широко распространение имеют здесь метаморфические породы палеозойского возраста («сланцевое обрамление»), часть которых, возможно, возникла в результате диафореза древних образований, а часть, по-видимому, образовалась по палеозойскому субстрату.

Метаморфические толщи являются рамой для многочисленных интрузий различного состава и возраста. Тела интенсивно метаморфизованных ультрамафитов, мафитов и гранитов, залегающие среди древних толщ, имеют, по мнению некоторых авторов, архейско-протерозойский возраст [Щелочно-карбонатитовые ..., 1997]. К концу ордовика относится образование пород широко развитого здесь карбонатит-миаскитового комплекса [Кононова, 1980; Чернышов и др., 1987], связанного, по-видимому, с рифтогенным этапом развития Урала. В начале каменноугольного периода сформировались породы западно-верхисетского и верхисетского комплексов, которые слагают небольшой по размерам Осинковский гранодиоритовый массив, находящийся в северной части Сысертско-Ильменогорского выступа. В раннепермское время произошло внедрение позднеколлизийных монцодиорит-гранитных массивов (Кисегачского, Аргазинского, Увильдинского). Наиболее молодые гранитоиды, представленные посторогенными жильными гранитами и пегматитами, а также флюоритсодержащими гранитами Аракульского массива, принадлежат по возрасту позднему палеозою – раннему мезозою.

В процессе многолетнего изучения региона высказаны многочисленные, в значительной мере противоречащие друг другу, взгляды на происхождение этой структуры. В разное время ее трактовали как крупную антиклинальную складку – мегантиклинорий [Соболев, 1969]; гнейсово-мигматитовый комплекс, состоящий из нескольких куполов [Кейльман, 1974]; срединный массив [Щелочно-карбонатитовые ..., 1997], ксеногенный террейн [Нечеухин и др., 1998] и глубинный срез палеозойской зоны субдукции [Иванов, 1998]. Большого внимания заслуживает также точка зрения, в соответствии с которой Сысертско-Ильменогорский блок является выходом на поверхность кристаллических толщ, аналогичных фундаменту смежной с ним Верхисетско-Турьинской зоны.

Медведевско-Арамилская зона, отделенная от Верхисетско-Турьинской крупным тектоническим швом – Верхисетским разломом, тем не менее характеризуется присутствием некоторых общих с ней геологических образований. Примером последних являются породы медведевской вулканогенно-осадочной толщи, которая является полным аналогом характерной для Верхисетско-Турьинской зоны кунгуровской свиты. Очевидно, что во время их фор-

мирования граница между зонами была достаточно условной. С востока Медведевско-Арамилевская зона ограничена Мурзинским разломом, отделяющим ее от кислых кристаллических пород Мурзинско-Адуйского блока.

Последовательность формирования ассоциаций горных пород, слагающих эту зону, пока однозначно не установлена. Предполагается, что наиболее древними геологическими образованиями здесь являются породы дунит-гарцбургит-габбровой ассоциации офиолитового типа (первомайский и пышминский комплексы) и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации (уктусский комплекс), отождествляемой с массивами Платиноносного пояса. В основании стратифицированного разреза, согласно легенде к Среднеуральской серии листов геологической карты масштаба 1:200000 [Шалагинов, Стефановский, 1998], залегают новобсрезовская толща недифференцированных натриевых базальтов и красноадуйская базальт-андезит-дацитовая толща, также представленная породами натриевого ряда. Интрузивными комагматами последней, по-видимому, являются габбро, диориты и плагиограниты, выделенные в качестве монетнинского комплекса. Считается, что формирование всех перечисленных пород произошло на протяжении ордовика и раннего силура. Достаточно надежные данные о возрастном положении рассматриваемых ассоциаций, однако, отсутствуют, а их геологические взаимоотношения с фаунистически охарактеризованными толщами не установлены, что обусловило появление альтернативных представлений, согласно которым все эти комплексы, или часть из них, могут иметь девонский возраст.

Образования заведомо силурийского возраста представлены в Медведевско-Арамилевской зоне кремнисто-терригенной толщей, состоящей из кремнистых, углисто-кремнистых и глинисто-кремнистых пород, вулканомиктовых и олигомиктовых песчаников и алевролитов. Стратиграфически выше залегает медведевская вулканогенно-осадочная толща, сложенная базальтами, андезибазальтами, их туфами, вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками и алевролитами, кремнистыми породами, мраморизованными известняками. Возраст толщи раннедевонский (по-видимому, эмский). Образования средне- и позднедевонского возраста представлены вулканогенно-осадочной толщей, сложенной различными осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканокластическими по-

родами, в обломочном материале которых преимущественно трахиандезиты и трахиты. Сравнительно редко встречаются прослой базальтовых лав, иногда трахиандезитов и трахитов. Эти же разновидности пород присутствуют в субвулканической фации.

Таким образом, приведенные данные как будто бы свидетельствуют о наличии в рассматриваемой зоне двух вспышек магматизма, разделенных эпохой осадконакопления. Одна из них приходилась на вторую половину ордовика и начало силура, другая охватывала эмс, средний и часть позднего девона. Наличие раннего этапа магматизма, правда, пока слабо обосновано фактическими данными. Судя по составу ассоциаций как осадочных, так и магматогенных пород формирование преобладающей их части происходило в условиях задугового моря. Ограниченное распространение имеют образования островодужного типа, формирование которых происходило, скорее всего, у подножья вулканических построек в тыловой части дуги (медведевская толща).

Выше разрез надстраивается арамилевской толщей раннекаменноугольного возраста, которая представлена ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами (часто углистыми) с редкими прослоями гравелитов, конгломератов и мраморизованных известняков, единичными прослоями базальтов и трахиандезитов. Образование толщи происходило, скорее всего, в пределах континентального склона. Еще одна толща раннекаменноугольного возраста – кореловская вулканогенная, представленная преимущественно туфами и игнимбритами риолитового, трахириолитового, трахидацитового и трахитового состава, при подчиненной роли лав и туфоконгломератов, является, скорее всего, латеральным аналогом верхней части арамилевской толщи. Одновременно с накоплением этих двух толщ произошло внедрение интрузивных комплексов: комплекса известково-щелочных гранитоидов, параллелизуемого с верхисетским, и зверевского комплекса субщелочных гранитоидов. Разрез завершается карбонатно-терригенной толщей московского яруса, которая представлена пестроцветными (красноцветными и сероцветными) полимиктовыми ритмично-слоистыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевропесчаниками, подчиненными им алевролитами, с редкими прослоями известняков.

Мурзинско-Адуйский блок сложен допалеозойскими (?) метаморфическими тол-

щами преимущественно кислого состава, интерпретируемыми обычно как выход кристаллической коры континентального типа, которые вмещают многочисленные, нередко очень крупные, тела гранитоидов, сформировавшихся на поздних этапах развития региона.

Наиболее ранними проявлениями магматизма здесь являются разнообразные гранит-мигматитовые ассоциации среди метаморфитов. Какая-то часть этих мигматитов, по всей вероятности, представляет собой корни позднепалеозойских гранитных массивов, но значительное их количество, по-видимому, имеет допалеозойский возраст.

Заведомо палеозойский магматизм начинается каменским тоналит-гранодиоритовым комплексом предположительно раннекаменноугольного возраста, формирование которого, судя по вещественному составу пород, происходило в условиях активной континентальной окраины. Далее возрастной ряд магматических образований этого блока надстраивается тремя гранитными комплексами (адуйским, ватихским и мурзинским), формирование которых было обусловлено процессами континентальной коллизии. Возраст гранитов позднепермский. Завершаются процессы магматизма внедрением пегматитовых жил (мокрушинский комплекс) и небольших тел гранитов и лейкогранитов (малышевский комплекс). Возраст гранитоидов малышевского комплекса, по имеющимся данным, мезозойский, что позволяет связывать их образование со стадией постколлизиионного растяжения.

Восточно-Уральская зона была выделена В.А. Коротеевым с соавторами [Коротеев и др., 1979] как крупная общеуральская структура, протягивающаяся параллельно Тагильской и Магнитогорской зонам на расстоянии 80–100 км к востоку. Позднее появились данные о неоднородности этой полосы. К настоящему времени установлено, что геологические образования, слагающие среднеуральский сегмент Восточной зоны, продолжают в юго-западном направлении на территорию Южного Урала и далее, по-видимому, постепенно выклиниваются. От охарактеризованных выше структур (сегментов коры) Восточно-Уральская зона отделена очень крупным тектоническим нарушением левосдвигового характера с западным падением, местами осложненным малоамплитудными надвигами. Нарушение трассируется полосой деформированных

пород шириной до 20 км, в пределах которой интенсивность деформаций с запада на восток, т.е. с удалением от плоскости сместителя постепенно затухает. Положение восточной границы зоны недостаточно ясно. По-видимому, в этом направлении рассматриваемая зона продолжается вплоть до Красногвардейского выступа кристаллических пород в Зауралье. Характерной чертой внутреннего строения Восточно-Уральской зоны является плохая сохранность первичных геологических структур. Значительная ее часть сложена пакетами тектонических пластин, которые обычно имеют крутое субвертикальное падение, но местами выволакиваются, образуя структуры типа чешуйчатых надвигов.

Наиболее древними геологическими образованиями в пределах этой территории являются породы асбестовского дунит-гарцбургит-габбрового и давыдовского дунит-клинопироксенит-габбрового комплексов, вулканогенные образования базальт-дацитового и базальт-андезит-дацитового (межевского) комплексов, а также их предполагаемые интрузивные комагматы, относимые к рефтинскому габбро-диорит-тоналитовому и аверинскому диорит-плагитогранитному комплексам. Все перечисленные образования являются продуктами наиболее раннего эпизода магматической активности этой зоны, датированного ранним силуром на основании находок фауны в прослоях осадочных пород среди вулканитов. Судя по имеющимся, сравнительно немногочисленным, данным о вещественном составе пород их образование происходило в условиях островной дуги или задугового моря. Выше геологический разрез этой зоны надстраивается мощными карбонатными и терригенно-карбонатными толщами, которые сформировались на протяжении амагматичного периода, охватывавшего вторую половину силура и преобладающую часть раннего девона.

Следующая вспышка магматизма началась во второй половине эмса и завершилась в начале франского века. На протяжении этого времени произошло формирование нескольких толщ, сложенных вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, разновозрастных им образований осадочного генезиса, а также интрузивных комагматов вулканических толщ, которые представлены породами брусянского гранодиорит-гранитного и некрасовского габбро-гранитного комплексов. По химическому составу перечисленные магматические образо-

вания варьируют от толеитовых до известково-щелочных и субщелочных. Анализ особенностей состава пород и палеогеографической обстановки позволяет заключить, что преобладающая часть пород этого этапа развития сформировалась в пределах островной дуги, а некоторая их часть – в условиях задугового моря. Широкое же распространение обломков раннедевонских известняков в вулканогенно-осадочных породах свидетельствует о том, что эти известняки (также, по-видимому, как и нижележащие силурийские вулканиты) служили фундаментом для среднедевонских вулканических построек. Наряду с девонскими вулканитами в пределах Восточной зоны присутствуют карбонатные толщи этого возраста. В настоящее время вулканогенный и карбонатный типы разреза чередуются по площади, образуя узкие (1–10 км) субмеридиональные полосы, разделенные разрывными нарушениями. По мнению ряда авторов [Пучков и др., 1989; 1990] все вулканогенные комплексы шарьированы сюда с запада (предположительно из Серовско-Маукской сутуры), и позднее покровная структура была разбита крутопадающими разломами на «клавиши». Это предположение, однако, нуждается в доказательстве, поскольку известняки содержат примесь вулканомиктового материала, что может свидетельствовать об их образовании на не очень значительном удалении от вулканических построек. Широкое развитие пологих надвигов в западной части описываемой зоны не вызывает сомнений, однако, их амплитуда, по-видимому, была невелика, более вероятно, что это были перемещения в пределах одной зоны. Размыв девонских островодужных комплексов привел к накоплению в позднедевонское время мощных толщ флиша (кодинская и устькодинская свиты, мосинская толща).

Нижнекаменноугольные образования, залегающие стратиграфически выше флишевых толщ, представлены тремя типами разреза: континентальными угленосными фациями турнейско-визейского возраста (каменская, егоршинская и бурсунская свиты), синхронными им вулканогенно-осадочными толщами, образовавшимися в прибрежно-морской обстановке (беклеищевская свита) и визейско-серпуховскими карбонатными отложениями (исетская свита). К этому же времени, по-видимому, относилось внедрение гранодиоритовых массивов кривчанского комплекса. Образование перечисленных ассоциаций пород раннекаменноугольного воз-

раста происходило, скорее всего, в разных частях активной континентальной окраины.

Среднекаменноугольный интервал разреза сложен карбонатными и терригенно-карбонатными толщами, отлагавшимися в условиях мелководного морского бассейна (малобелонсовская, щербаковская, пироговская, кунарская, сипавская и усмановская свиты). Перекрываются они верхнекаменноугольными карбонатно-терригенно-глинистыми эвапоритовыми осадками с залежами ангидрита и гипса (карабольская свита), что свидетельствует об окончательном обмелении водоема, связанном с общим поднятием территории в результате коллизионных процессов. К ранней перми приурочена мощная вспышка коллизионного гранитоидного магматизма, которая началась внедрением известково-щелочных гранитоидов и завершилась формированием субщелочной монцодиорит-гранитной ассоциации (петуховский комплекс). В конце палеозоя-начале мезозоя произошло образование юго-коневского гранитлейкогранитового, покровского риолитового комплексов и базальт-долеритовой ассоциации траппового типа, связанными, по всей вероятности, с этапом постколлизионного растяжения.

Наряду с охарактеризованными выше сегментами (зонами) и блоками коры, являющимися основными (базовыми) элементами тектонической структуры восточного склона Урала, возможно также выделение структурных элементов более высокого порядка – мегаблоков или мегазон, объединяющих ряд зон с общими тенденциями развития.

Анализ геологического строения территории восточного склона Среднего Урала с этих позиций позволяет сделать следующие выводы. Крайняя с запада Салатимская зона по характеру слагающих ее ассоциаций горных пород отчетливо обособляется от всей остальной территории Среднего Урала. Специфика геологического строения этой зоны определяется ее шовным характером, т.е. положением между палеоконтинентальным (западный склон) и палеоостроводужным (восточный склон) секторами Урала. Преобладающим типом геологических образований здесь являются интенсивно деформированные на протяжении коллизионного этапа развития вулканогенные и осадочные толщи, образование которых относится ко времени раскрытия Уральского палеоокеана. В соответствии с этим Салатимскую зону следует рассматривать как состав-

ную часть крупной общеуральской структуры – главного тектонического шва Урала.

Сегменты коры, расположенные к востоку от Салатимской зоны, несмотря на наличие существенных различий в геологическом строении, характеризовались единым типом развития. Это выражается в наличии одинаковых или близких по составу, возрасту и условиям образования ассоциаций пород в смежных зонах, свидетельствующих об отсутствии резких границ между зонами во время формирования этих ассоциаций, и закономерном изменении геологического строения от Тагильской вулканогенной зоны к Мурзинско-Адуйскому кристаллическому блоку. Фрагменты силурийских и девонских островодужных построек сменяются в этом направлении ассоциациями задуговых бассейнов. Далее на восток, в пределах Мурзинско-Адуйского блока, представляющего собой, по всей вероятности, остатки существовавшего здесь континентального склона, образования этого возраста исчезают (см. рис. 2). Одновременно изменяется состав и мощность земной коры. Вместо характерной для Тагильской зоны островодужной коры появляется кристаллическая кора континентального типа (сиало-фемическая в Верхисетско-Туринской зоне и сиалическая в Мурзинско-Адуйской). Все это позволяет считать перечисленные зоны (сегменты коры) тектоническими фрагментами единой структуры – активной континентальной окраины раннекаменноугольного возраста с привлеченными к ней островодужными постройками, сформировавшимися в силурийское и девонское время, и объединить их на основании этого в структуру более высокого порядка. Сохранность первичного взаимного расположения геологических образований, образовавшихся в разных обстановках, свидетельствуют о том, что масштаб тектонических перемещений этих сегментов относительно друг друга, по-видимому, был незначителен, что позволяет объединить их в структуру более высокого порядка – Тагило-Мурзинский мегаблок [Ферштатер, 1992].

В Восточно-Уральской зоне, отделенной от Мурзинско-Адуйского блока мощной зоной тектонических дислокаций, отмеченная выше закономерность постепенного изменения характера геологического строения в широтном направлении нарушается. По набору слагающих ее ассоциаций горных пород эта часть Урала практически аналогична Верхисетско-Туринской зоне и восточной части Тагильской. По мнению неко-

торых авторов [Смирнов и др., 1969; Ферштатер, 1992] Восточно-Уральская зона является продолжением структур Магнитогорской.

Более дробное расчленение выделенных зон при крупномасштабных геологических исследованиях целесообразно проводить путем выделения сохранившихся фрагментов структурно-формационных зон разного возраста. Потребность в этом часто возникает при проведении прогнозной металлогенической оценки территории.

Заключение

Анализ накопленных к настоящему времени данных свидетельствует о том, что оптимальным методом районирования территории восточного склона Среднего Урала, является районирование, основанное на особенностях ее современного геологического строения. При этом в качестве главных элементов структуры следует рассматривать сегменты (зоны) и блоки, образовавшиеся при расколе земной коры в процессе континентальной коллизии, а также некоторые наиболее крупные и важные для понимания геологической истории региона тектонические швы, разделяющие такие участки подвижного пояса. Возникшие на этапе континентальной коллизии сегменты и блоки коры могут содержать фрагменты как одной, так и нескольких существовавших ранее структурно-формационных зон разного возраста, которые предлагается выделять в качестве структурных элементов более низкого порядка.

В соответствии с предлагаемой схемой тектоно-магматического районирования, созданной на базе этих представлений, в пределах восточного склона Среднего Урала выделяются (с запада на восток): Салатимская зона, зона (блоки) Платиноносного пояса, Тагильская зона, Верхисетско-Туринская зона, Салдинский и Сысертско-Ильменогорский блоки (выступы) кристаллических пород, Медведевско-Арамилевская зона, Мурзинско-Адуйский блок кристаллических пород и Восточно-Уральская зона.

Сегменты (зоны) и блоки, обладающие общими тенденциями развития, могут быть объединены в структуры более высокого порядка – мегазоны или мегаблоки. Так, Салатимская зона представляет собой составную часть крупной общеуральской структуры – главного тектонического шва Урала (Главного Уральского глубинного разлома). Расположенные во-

сточнее участки коры, от зоны Платиноносного пояса на западе до Мурзинского кристаллического блока на востоке включительно, образуют Тагило-Мурзинский мегаблок, представляющий собой фрагмент активной континентальной окраины раннекаменноугольного возраста с причлененными к ней островодужными постройками, сформировавшимися в силурийское и девонское время. Восточно-Уральская зона, отделенная от Мурзинско-Адуйского блока мощной зоной тектонических дислокаций, принадлежит к другому мегаблоку, границы которого пока недостаточно ясны. По мнению ряда авторов, она представляет собой продолжение структур Магнитогорской зоны Южного Урала.

Авторы признательны А.А. Ефимову, Ю.С. Каретину, Г.А. Петрову, Р.Д. Калугиной, А.В. Коровко и В.В. Ведерникову за ценные советы и консультации, способствовавшие выполнению настоящей работы.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (проекты 01-05-65184, 02-05-64111) и гранта «Ведущие научные школы» (НШ-85.2003.5).

Список литературы

Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К. Золов, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 254 с.

Горский И.И. Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала и связанные с ними особенности геологического строения месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. №4–5. С. 12–40.

Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. №3. С. 31–39.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строение Урала: Дис. ... доктора геол.-мин. наук в форме научного доклада. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.

Иванов К.С., Винничук Н.Н. Геологическая природа Уральского гравитационного супермаксимума // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 5. С. 654–657.

Иванов К.С., Иванов С.Н. Основные проблемы рифея Урала // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 111–127.

Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649–652.

Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о К-Аг возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса

Урала // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720–724.

Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М. и др. Природа Уральской геосинклинали // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 5. С. 1177–1180.

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

Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Кононова В.А. Щелочные магматические серии пород и источники слагающего их вещества (по данным изотопных отношений Sr, O, C) // Докл. советских геологов к XXVI сессии МГК, петрология. М.: Наука, 1980. С. 30–40.

Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.

Корреляция магматических комплексов Среднего Урала / Под ред. Г.Б. Ферштатера, М.С. Рапопорта и В.Н. Смирнова. Свердловск: УрО РАН, 1991. 75 с.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Возраст и происхождение ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Южный Урал) // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 89–94.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Шулькин В.А., Чердынченко Н.В. Цирконология Селянскинского блока Ильменских гор // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 6. С. 807–811.

Краснобаев А.А., Петров Г.А., Давыдов В.А. и др. Цирконология и некоторые особенности петрологии Салдинского комплекса // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 191–196.

Нечухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Проблема ксеногенных террейнов аккреционно-коллизонных структур Уральской системы // Ежегодник-1997 ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 52–56.

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

Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.

Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.М., Шмелев В.Р. Новые данные по геологии и метаморфизму Салдинского комплекса (Средний Урал) // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: ОАО УГЭС, 2000. С. 66–93.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Пучков В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В. О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1203–1205.

Пучков В.Н., Коровко А.В., Иванов К.С. и др. Геология Режевской структурно-фациальной зоны // Путеводитель геологических экскурсий Всесоюз-

ной тектонической школы «Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшанской складчатой системы». Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 33–45.

Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала, Россия // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях: Тез. докл. Межд. Симпозиума, посвященного 100-летию со дня рождения акад. А.Г. Бетехтина. М.: 1997. С. 300–302.

Рудные месторождения и физические поля Урала / *Е.М. Ананьева, К.К. Золоев, Р.И. Лутков и др.* Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 295 с.

Смирнов В.Н., Ведерников В.В., Бородин Н.С. и др. Особенности эволюции магматизма в разных структурно-формационных зонах Среднего Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987а. С. 93–94.

Смирнов В.Н., Ведерников В.В., Двоеглазов Д.А. и др. Латеральная зональность магматизма и эндогенной металлогении Восточно-Уральского поднятия // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987б. С. 151–153.

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

Смирнов В.Н., Мурзин В.В., Язева Р.Г. О корреляции девонского магматизма и рудных формаций восточной части Тагильской и Петрокаменско-Верхотурской зон на Среднем Урале // Ежегодник-1995 ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 106–107.

Смирнов В.Н., Чащухина В.А., Пушкарев Е.В., Ведерников В.В. О природе аксессуарных гранатов в породах габбро-гранитоидных серий Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С. 256–259.

Смирнов Г.А., Мухина В.П., Смирнова Т.А. История Урала в среднем палеозое по данным палеогеографических исследований // Труды II Уральского петрографического совещания. Вып. 1. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969. С. 205–214.

Соболев И.Д. Тектоника и магматизм Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1963. С. 31–37.

Соболев И.Д. Схема тектонического районирования Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала // Геология СССР. Т. XII. Ч. 1. Кн. 2. М.: Недра, 1969. С. 8–9.

Тектоника Урала / *А.В. Пейее, С.Н. Иванов, В.М. Нечехин и др.* М.: Наука, 1977. 120 с.

Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3–17.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.

Чернышов И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауерт Б. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–338.

Шалагинов В.В., Стефановский В.В. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. Екатеринбург: ОАО «УГЭС», 1998. 156 с.

Шмелев В.Р. Структура и петрология Хорасюрского габбро-ультрабазитового массива // Петрология. 1994. Т. 2. № 5. С. 495–510.

Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала / *В.Я. Левин, Б.М. Роненсон, В.С. Самков и др.* Екатеринбург: ОАО «УГЭС», 1997. 274 с.

Эвгеосинклиналильные габбро-гранитоидные серии / *Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородин и др.* М.: Наука, 1984. 263 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Урала // Геотектоника. 1993. № 4. 56–65.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.

Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian Platforms // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. P. 2553–2579.

Juhlin C., Friberg M., Echter H.P. et al. Crustal structure of the Middle Urals: results from the (ESRU) Europrobe seismic reflection profiling in the Urals experiments // Tectonics. 1998. V. 17. N 5. P. 710–725.

Рецензент член-корр. РАН В.Н. Пучков