

Российская Академия Наук
Уфимский научный центр
Институт геологии

В. Н. Пучков

ГЕОЛОГИЯ УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ
**(актуальные вопросы стратиграфии, тектоники,
геодинамики и металлогении)**

Уфа 2010

УДК 551.242.3 (234/85)

ББК 26.3

П 88

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

П 88

ISBN 978-5-94423-209-0

Книга посвящена одному из интереснейших и хорошо изученных регионов. Тем более важно, что это первая современная монография по Уралу и Приуралья, со столь широким охватом актуальных вопросов геологии территории. В основу систематизации материала, рассматриваемого в работе, положен структурно-исторический принцип. Основное содержание работы делится на 5 глав, в соответствии с числом выделяемых структурных ярусов, общих для всей рассматриваемой территории (архейско-раннепротерозойский, отвечающий времени формирования континентального блока Волго-Уралии и его слияния с другими блоками континента Балтики; рифейско-вендский, развитие которого закончилось образованием тиманид; палеозойско-раннемезозойский, отвечающий развитию уралид; среднеюрско-миоценовый платформенный и плиоцен-четвертичный нео-орогенный). По мере необходимости, рассматриваются актуальные вопросы стратиграфии, дается характеристика зональности тектонических структур и геодинамики образования структурно-вещественных комплексов, выделенных в хронологическом порядке. Завершается каждая глава экскурсом в металлогению, в тесной связи с ранее изложенным материалом. Идейной основой монографии являются тектоника литосферных плит и плюм-тектоника в их современной интерпретации. Книга предназначена для специалистов в области стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении складчатых областей, а также студентов геологических специальностей.

Рецензенты: кандидат геол.- мин. наук А.М. Косарев (зав. лабораторией ИГ УНЦ РАН),
доктор геол.- мин. наук С.К. Мустафин (профессор Баш. Гос. Университета).

УДК 551.242.3 (234/85)

ББК 26.3

Puchkov V.N. Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). – Ufa: DesignPoligraphService, 2010. – 280 p.

The book is dedicated to one of the most interesting and well-studied regions. All the more important, it is the first modern monograph concerning the Urals and Cis-Urals as a whole, dealing with a wide scope of topical problems of geology of the territory. The material of the book is organized according to a structural-historical principle. The book is divided, apart of an Introduction, Summary and Conclusion, into 5 Chapters corresponding to 5 structural and historical stages, established in the whole territory: Archean-Paleoproterozoic, a time of formation of the Volgo-Uralia continent and its amalgamation with the other blocks of Baltica continent; Riphean-Vendian (Meso- and Neoproterozoic), a stage that was finished with formation of Timanides; Paleozoic-Early Mesozoic stage, corresponding to a development of the Uralides; Mid-Jurassic-Miocene platform stage; Pliocene-Quaternary neo-orogenic stage. When necessary, the actual questions of stratigraphy are discussed, schemes of structural zonation are given, problems of a structural geology and geodynamics of sedimentary and magmatic complexes are discussed in a chronological order; every chapter is concluded with characteristics of metallogeny, closely connected with a previous discussion. Ideologically, the book is based on plate and plume tectonics, in their modern versions. The book is suggested for specialists, as well as for students training in geology. The digest of Chapters 3–5 is published as [Puchkov, 2009 b]. The whole digest will be published in English as a chapter of the «Geology of Russia» (Springer Vlg.).

ISBN 978-5-94423-209-0

© Пучков В.Н., 2010

ВВЕДЕНИЕ

Неотъемлемой чертой науки не только нынешнего, но и ушедшего века является ее чрезвычайная специализация, и геология не представляет собой исключение. В то же время, обобщение результатов работы по многим направлениям сразу, с целью получить общее представление о геологии региона в целом, востребовано как никогда и идет в ногу с общим процессом глобализации геологических знаний. С ростом объема информации, эта задача становится и все более сложной.

В книге, предлагаемой вниманию читателя, делается попытка монографически обобщить в рамках внутренне непротиворечивого исследования результаты работы больших и разнообразных коллективов геологов. Имея опыт личного знакомства с большинством ключевых объектов на территории Урала, на всем его протяжении «от Орска до Обдорска», автор надеется, сквозь призму личных впечатлений, передать читателю свое видение геологии Урала и Приуралья, не обходя острых углов и не пытаясь создать иллюзию, что все понятно и проблем больше не существует.

Сердцевину книги составляет материал по геологии Урала, накопленный в предыдущие десятилетия при участии автора. В то же время она представляет собой непосредственное продолжение и развитие темы ранее изданной книги [Пучков, 2000], посвященной геодинамике Южного и Среднего Урала. Ограничение территории рассмотрения только южной половиной Урала в то время не было связано с меньшим интересом автора к северным территориям или отсутствием у него собственного материала. Автор проработал на севере Урала более 25 лет, и тогда был, конечно, большой соблазн вовлечь накопленный материал при написании книги. Однако хотелось удержать публикацию в рамках объема, располагающего к прочтению. Кроме того, южные территории Урала дают наиболее полное представление о строении складчатого сооружения в целом, а значит — и более полный материал для палеотектонических построений.

В новой книге, развивающей и углубляющей идеи предыдущей¹, ряд вопросов стратиграфии и палеотектоники уже не рассматривается с той же

детальностью (чтобы избежать повторов); Урал представлен как единое складчатое сооружение, без предпочтений к каким-либо его зонам, с выходом на Восточно-Европейскую платформу, с которой он теснейшим образом связан. Автор по-прежнему считает необходимым удерживаться от описания деталей, заменяя их ссылками на соответствующую литературу (в том числе, и опубликованную при его участии). В этой книге большее место, чем в предыдущей, занимают докембрийская тектоника и геодинамика Урала с одной стороны, и мезокайнозойский этап его развития — с другой. Такой «уравновешенный» стиль освещения темы необходим автору для общей характеристики металлогении Урала (в предыдущей книге металлогеническая тема, тесно увязанная с геодинамикой, еще только намечалась). В отличие от предыдущей книги, в которой автор большое внимание уделял доработке стратиграфии палеозойских отложений Урала на основе изучения конодонтов, и дальнейшему использованию этих результатов, в этой книге освещаются, с непременными ссылками на соавторов, новые наработки преимущественно по стратиграфии докембрия, полученные в сотрудничестве с В.И. Козловым, А.А. Краснобаевым и аналитиками ВСЕГЕИ С.А. Сергеевым, Д.И. Матуковым, Г.А. Лепихиной (получение и интерпретация большого количества U-Pb анализов цирконов из вулканогенных пород стратотипических и опорных разрезов докембрия Башкирского антиклинория на SHRIMP-II во ВСЕГЕИ). Принципиально важные анализы альтернативным методом CA-ID-TIMS проводились М. Шмитцем в Университете Бойси, США, при содействии В.И. Давыдова. Необходимость доработки стратиграфии диктовалась и тогда, и сейчас, тектоническими задачами.

Ряд проблем, поднимаемых в этой работе, автор обсуждал, а в ряде случаев и детально разрабатывал (включая совместные полевые работы и геологические экскурсии, обмен публикациями, составление карт, написание статей, производственных отчетов, организацию совещаний и др.) с В.Е. Хаиным, М.Г. Леоновым, М.А. Семихатовым, А.С. Перфильевым, Г.Н. Савельевой, А.Н. Савель-

¹ Тираж книги давно разошелся, но чтобы получить ее файл в формате pdf, достаточно зайти на сайт Института Геологии УНЦ РАН в раздел «Публикации»: http://ig.ufaras.ru/?part_id=281

евым, С.В. Руженцевым, Е.Н. Меланхолиной, А.А. Савельевым, Ю.А. Воложем, С.Г. Самыгиным, Е.В. Хаиным, А.В. Рязанцевым, С.В. Шипуновым, А.А. Беловой, Т.Н. Херасковой, М.Л. Коппом (ГИН РАН); Е.Е. Милановским, А.В. Тевелевым, А.М. Никишиным, Н.В. Лубниной (МГУ), И.Б. Филипповой, В.А. Бушем (Институт тектоники литосферных плит); Л.И. Красным, М.А. Шишкиным, А.Г. Нехорошевой, С.П. Шокальским (ВСЕГЕИ), В.А. Коротеевым, С.Н. Ивановым, А.А. Краснобаевым, А.В. Масловым, Б.И. Чувашовым, Г.Б. Ферштатером, А.А. Ефимовым, В.М. Нечехиным, Е.В. Пушкаревым, Г.А. Мизенсом, Р.Г. Язевой, В.А. Прокиным, К.С. Ивановым, В.Р. Шмелевым, Ю.Л. Ронкиным, В.В. Бочкаревым (ИГГ УрО РАН); И.А. Свяжиной (ИГ УрО РАН); Г.А. Петровым, В.А. Наседкиной (УГСЭ); В.Н. Анфилоговым, В.И. Ленных, В.В. Зайковым, В.В. Масленниковым (ИМИН РАН); П.М. Вализером (ИГЗ РАН); Н.Л. Добрецовым, Н.В. Соболевым, Ю.К. Советовым (ОИ ГГМ РАН); Н.П. Юшкиным, В.А. Дедеевым, Б.А. Голдиным, Н.И. Тимониным, В.Л. Андреичевым, Е.П. Калининым, В.В. Юдиным, А.И. Елисеевым, А.И. Антошкиной, Я.Э. Юдовичем (ИГ КНЦ РАН); В.И. Козловым, Н.Д. Сергеевой, Д.Н. Салиховым, И.Б. Серавкиным, Г.А. Данукаловой, А.М. Косаревым, А.П. Рождественским, В.А. Масловым, О.В. Артюшковой, Т.Т. и Ю.В. Казанцевыми, М.А. Камалетдиновым, Е.В. Чибриковой, В.М. Горожаниным, Е.Н. Горожаниной, В.Н. Пазухиным, В.И. Сначевым, А.В. Сначевым, Д.Е. Савельевым, А.Н. Светлаковой, Е.И. Кулагиной (ИГ УНЦ РАН); В.М. Мосейчуком, Е.П. Шулькиным, В.И. Петровым (Челябинскгеосъемка); О.А. Захаровым (БГУ), О.А. Федоренко, В.А. Быкадоровым, А.В. Смирновым (ЮГГЕО, Казахстан) и многими другими. К великому сожалению, некоторые из перечисленных ученых ушли из жизни, иные отошли от активной исследовательской работы.

Нельзя не упомянуть многолетнее плодотворное сотрудничество с иностранными учеными — из Института наук о Земле Университета г. Барселоны А. Перес-Эстауном, Д. Брауном, Х. Альварес-Маррон, германскими учеными У. Гласмахером (Институт ядерной физики М. Планка, г. Гейдельберг), А. Вильнером (Рурский Университет, г. Бохум), Б. Бушманном (Фрайбергская Горная Академия), Р. Эрнстом (Геологическая служба Канады), В. Пиз (Стокгольмский Университет, Швеция), С.В. Богдановой (Лундский Университет, Швеция), Д. Джи (университет Уппсала, Швеция), М. Рейховом и А. Саундерсом (Университет г. Лейчестера, Англия), Р. Херрингтоном (Музей Естественной Истории, г. Лондон, Англия), Д. Сьюард (Высшая Техническая школа Цюриха, Швейцария) и многими другими. Всем упомянутым и не упомянутым в этом списке, всем, кто имел отношение к данной работе, — автор выражает искреннюю благодарность.

С большой признательностью автор отмечает предоставлявшуюся ему в последнее десятилетие возможность участия с докладами в ряде металлургических и тектонических совещаний: в Гренобле, Осаке, Лондоне, Ташкенте, Пекине, Урумчи, Орлеане, Падуе, Анкаре, Вене, Тайпее, Ориндже, Иркутске, Тюмени, Новосибирске, Петропавловске на Камчатке, на трех Международных геологических конгрессах (Рио-де-Жанейро, Флоренция, Осло), в металлогенических и тектонических экскурсиях на Тянь-Шане (Узбекистан, Китай), в континентальной Европе и Англии (Уэльс, Корнуолл), Турции (в частности, Анкарский меланж), на Тайване, в Австралии, на Камчатке — в том числе по международным программам TIMPEBAR, GEODE, CERCAMS, а также МПГК: №№ 440 (Rodinia), 453 (Orogens), 475 (Rheic ocean), 524 (Arc-continent collision).

Важное значение имела для автора и его сотрудников работа по трехгодичной (2000–2003) международной программе MINURALS, спонсируемой Европейским сообществом (КЕС) и посвященной проблемам развития минеральной базы Урала и защиты его природной среды от вредоносного действия отходов горнопромышленных предприятий. В рамках этой программы, в частности, удалось провести на Южном Урале (включая Казахстан) две международные геодинамические экспедиции.

Нельзя не отметить посильную помощь Академии наук Республики Башкортостан и ее Отделения наук о Земле и природных ресурсов, с которыми у автора уже в течение довольно длительного времени наладились стабильные деловые и творческие связи.

В течение последних 7 лет автор и его сотрудники пользовались также финансовой поддержкой целевых Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН. Из продолжающихся в настоящее время необходимо выделить: Программу № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», № 8 «Роль магматизма, метаморфизма и летучих компонентов в эволюции литосферы», № 10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ». Надо также упомянуть недавно начавшуюся Программу Президиума РАН № 14 «Научные основы эффективности природопользования, развития минерально-сырьевых ресурсов, освоения новых источников природного и техногенного сырья», а также Проект РФФИ 09-05-00845-а «Обоснование возрастных рубежей стратонивей в стратотипических разрезах Южного Урала». Это также в немалой степени способствовало появлению данной монографии.

Особую благодарность хочу выразить сотрудникам ИГ УНЦ РАН А.П. Черникову, выполнившему техническое редактирование и верстку книги.

О структуре и содержании монографии

В основу систематизации материала, рассматриваемого в работе, положен структурно-исторический принцип. Основное содержание работы делится на 5 глав, в соответствии с числом выделяемых структурных ярусов, общих для всей рассматриваемой территории. По мере необходимости рассматриваются актуальные вопросы стратиграфии, дается характеристика зональности, тектонических структур и геодинамики образования структурно-вещественных комплексов, выделенных в хронологическом порядке; завершается каждая глава небольшим экскурсом в металлогению, в тесной связи с ранее изложенным материалом. Конечно, не надо ждать от металлогенических описаний полной каталогизации месторождений и их типов: это, скорее, попытка еще раз, на более полном материале, утвердить геодинамический

подход к металлогении. Книга не представляет собой и педантичного описания геологии территории; основное внимание уделяется наиболее острым, спорным, нерешенным проблемам. Некоторые из принципиальных вопросов сформулированы в виде специальных вставок перед соответствующими разделами.

Чтобы облегчить англоязычному читателю доступ к информации, содержащейся в книге, автор поместил на английском языке аннотацию, переводы всех рисунков, оглавления и обширного резюме (Некоторые итоги, Summary). Кроме того, краткое изложение глав 3–5 содержится в работе [Puchkov, 2009b], а полный и подробный «дайджест» всей книги выйдет в скором времени в виде главы в коллективной монографии «Geology of Russia» (Springer Vlg.).

Сокращения, принятые в монографии

ВУО — Волго-Уральская область
 ГУР — Главный Уральский разлом
 ГГО — Главная гранитная ось
 ТОД — Тагильская островная дуга
 МОД — Магнитогорская островная дуга
 КБА — Камско-Бельский авлакоген
 САА — Серноводско-Абдулинский авлакоген
 РСА — Рязано-Саратовский авлакоген
 КА — Кажимский авлакоген

ТПБ — Тимано-Печорский Бассейн
 ПП — Платиноносный пояс
 ТКДП — траектория кажущегося перемещения магнитного полюса
 МППГ — металлы платиновой группы
 РЗЭ — редкоземельные элементы
 ВЗЭ — высокозарядные элементы
 КИЛЭ — крупноионные литофильные элементы

Структурные этажи и зоны Урала и Приуралья

В обобщенном вертикальном разрезе Урала и Приуралья различаются следующие структурные этажи первого порядка, соответствующие наиболее важным стадиям развития его литосферы и временным срезам: архейско-протерозойский, примерно отвечающий беломоридам и карелидам (хотя прямых пространственных связей с ними не выявляется), рифейско-вендский, развитие которого закончилось образованием тиманид, палеозойско-раннемезозойский, отвечающий развитию уралид, среднеюрско-палеогеновый платформенный и плиоцен-четвертичный нео-орогенный (илл. 1)¹.

Из всех этажей уралиды проявлены наиболее полно и разнообразно, хотя на севере Урала восточные зоны уралид погружены под чехол Западно-Сибирского бассейна. В структуре уралид выделяются следующие зоны, являющиеся *референтной системой* для описания не только уралид, но и бо-

лее древних, и более молодых комплексов (илл. 11), хотя они имеют свою зональность: **А. Предуральский краевой прогиб**, заполненный флишем и молассой пермского возраста; **Б. Западно-Уральская зона складчатости**, сложенная мелководными и глубоководными отложениями окраины палеозойского континента; **В. Центрально-Уральская зона**, в которой обнажены более древние комплексы протерозойских этажей; **Г. Тагило-Магнитогорская зона**, в которой обнажаются комплексы дна палеозойского Палеоуральского океана и развившихся в нем островных дуг; **Д. Восточно-Уральская зона** с фундаментом протерозойского микроконтинента, перекрытого палеозойскими отложениями различного типа и пронизанного большим количеством гранитных интрузий; **Е. Зауральская зона**, где в очень сложных отношениях находятся континентальные, океанические и островодужные комплексы.

¹ Ссылки на цветные иллюстрации в монографии обозначены как «илл.», на черно-белые — «рис.». Цветные иллюстрации помещены на стр. 129–152, черно-белые — по тексту после соответствующих ссылок.

Глава 1. АРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАЖ. СТРУКТУРЫ ВОЛГО-УРАЛИИ

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Комплексы этого этажа, представленные исключительно метаморфическими пара- и ортопородами, местами сохраняющими реликты гранулитового метаморфизма, наблюдаются на земной поверхности в пределах Урала в небольшом Тараташском блоке и, возможно, в некоторых других поднятиях Центрально-Уральской и Восточно-Уральской зон [Ленных и др., 1978; Краснобаев и др., 1998б; Ронкин и др., 2006в, 2007в], причем архей достоверно устанавливается только в Тараташском блоке, где помимо архейских процессов широко проявлен также раннепротерозойский амфиболитовый метаморфизм, и в меньшей степени — процессы более позднего ретроградного метаморфизма [Ленных и др., 1978] (рис. 1; положение блока показано на илл. 4).

На севере Урала, где кристаллический фундамент представлен складчатым сооружением *тима-нид* [Пучков, 2003], ни по метаморфизму, ни по абсолютным возрастам архейский уровень не проявлен. Тем не менее, рубеж, на котором происходит скачок метаморфизма и, по-видимому, имеется разрыв и кардинальное несогласие, проходит на уровне не позже 1700 ± 50 млн. лет, и этот рубеж следует и на севере, и на юге Урала. Именно в это время или чуть раньше, согласно С.В. Богдановой [Bogdanova et al., 2001], завершилось объединение трех континентальных блоков, до того независимых, — Сарматии, Свекофеннии и Волго-Уралии — в один кратон Балтики (Протобалтики) (илл. 2). Предполагается [Лубнина, 2009], что в период 1,7–1,4 млрд. лет Балтика была составной частью суперконтинента Нуна (Колумбия), где к этому времени уже установились тесные структурные связи Балтики и Лаврентии.

Отнесение архейско-раннепротерозойских комплексов к карелидам и беломоридам, порою встречающееся в литературе, на фоне таких реконструкций может быть принято лишь как чистая условность: у Волго-Уралии, до ее вхождения в Балтику, вполне могла быть независимая история, непохожая на историю Фенно-Сарматии с ее беломоридами

и карелидами. Эта история чрезвычайно слабо изучена. Если отвлечься от проблем тараташского комплекса, то Волго-Уралия значительно хуже других двух блоков охарактеризована современными изотопными определениями абсолютного возраста, даже в пределах хорошо разбуренного фундамента Татарского свода.

Что касается Тараташского поднятия, то наличие здесь архейского протолита убедительно подтверждается современными данными [Краснобаев, Чередниченко, 2005; Ронкин и др., 2007в]. Поскольку дата 2915 ± 155 млн. лет получена авторами первой из цитируемых работ по большой навеске минералогически неоднородных цирконов, предельные датировки могут быть и древнее, о чем свидетельствует вторая работа. По последним датировкам U-Pb методом SHRIMP [Field Trip Guide, 2006] поразительно четко проступил также рубеж самого молодого гранулитового метаморфизма (заключение А.А. Краснобаева в рамках совместных исследований) на уровне 2037 ± 16 млн. лет по цирконам, переданным из двух проб железистых кварцитов (г. Малый Куватал и карьер Радашный). Это близко к датировке мигматита (амфиболитовый метаморфизм) из Радашного ($2044,4 \pm 7,8$ млн. лет, U-Pb ID TIMS по [Синдерн и др., 2006]), но не противоречит ей. С другой стороны, это противоречит характеристике Тура-Ташских гранитов (2344 ± 29 млн. лет), трактуемых, по этим же авторам, как постгранулитовые. Однако стоит отметить, что на рис. 2 датировка 2,34 млрд. лет помещена в температурном интервале метаморфизма $800\text{--}900^\circ\text{C}$, т.е. на гранулитовом уровне [Фации ..., 1970; Yardley, 1991].

Две другие древние датировки, полученные С. Синдерном и др. [2006] по метаморфическим породам Тараташа — $1848 \pm 8,1$ (U-Pb ID TIMS) и $1800,8 \pm 2,6$ млн. лет (Rb-Sr изохрона), приближаются ко времени слияния блоков Балтики и указывают на нижний возрастной предел авлакогенов и айской свиты рифея.

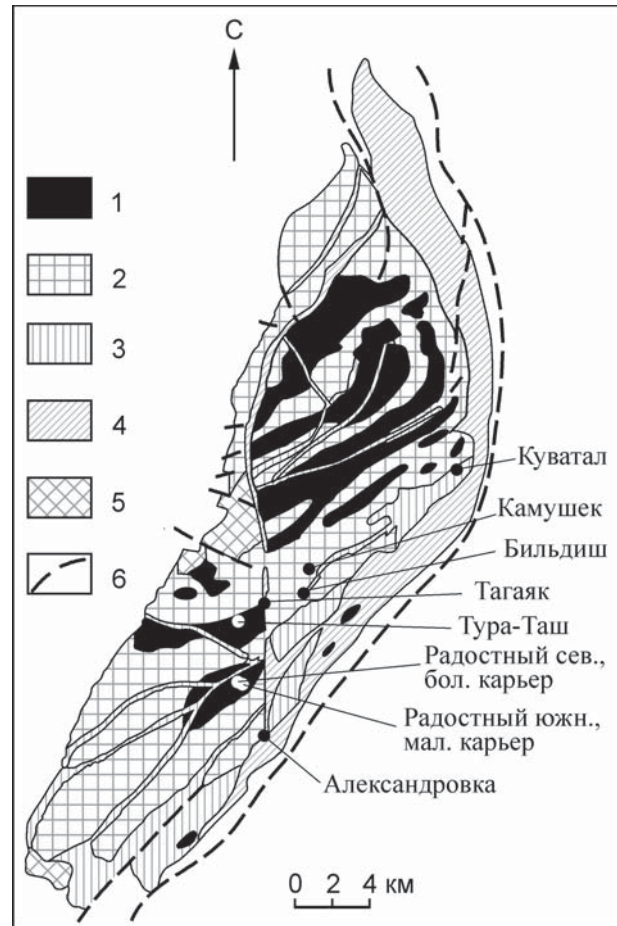
Обращает на себя внимание очень четко выраженный уровень остывания Тараташского блока по

Рис. 1. Метаморфические образования тараташского и александровского комплексов, по В.И. Ленных, с указанием мест взятия проб на абсолютный возраст [Синдерн и др., 2006]

Условные обозначения: 1 — площади преимущественного развития гранулитовых ассоциаций, 2 — диафториты амфиболитовой фации, 3 — blastsмилониты эпидот-амфиболитовой фации, 4 — зеленосланцевые диафториты, 5 — катаклазиты фации зеленых сланцев, 6 — тектонические контакты

Fig. 1. Metamorphic complexes of the Taratash and Alexandrovsky complexes, after V. Lennykh, with sampling points [Синдерн и др., 2006]. Relic granulite complexes are shown in black

Symbols: 1 — areas of predominant development of granulitic associations, 2 — diaphthorites of amphibolitic facies, 3 — blastomylonites of the epidote-amphibolite facies, 4 — greenschist diaphthorites, 5 — cataclasites of the greenschist facies, 6 — tectonic contacts

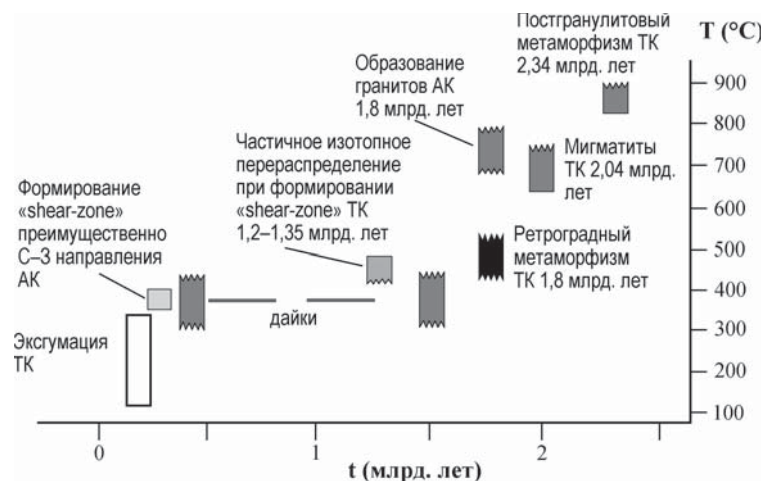


Аг-Аг датировкам тех же авторов — около 300 млн. лет, что отвечает времени общей коллизии, деформации и эродирования Центрально-Уральской зоны на границе карбона и перми. В целом (рис. 2) новые данные подтверждают общую тенденцию, отмеченную уже В.И. Ленных, — о последовательном проявлении на Тараташском поднятии все более низких стадий ретроградного метаморфизма: зоны их развития все более узкие в плане, и на стадиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций отвечают blastsмилонитам зон разломов («shear zones»).

Обобщение данных о дорифейских комплексах, обнажающихся в ядрах поднятий и куполов на севере Урала, дано в публикациях ([Пыстин, Пыстина, 2001; Пыстина, Пыстин, 2002] и ссылки в этих работах, в том числе и на наши данные по Хобеизскому поднятию) и в целом подтверждает наличие вышеупомянутого уровня 1700 ± 50 млн. лет. На юге Урала указанный рубеж четко выражен базальными полимиктовыми конгломератами и резким угловым несогласием в основании айской свиты севера Башкирского антиклинория и отвечает нижней границе рифея. Датировка этого уровня (1635 ± 35 млн. лет [Нижний рифей ..., 1989]) дана U-Pb методом по цирконам из навьшских субщелочных вулканитов айской свиты, документирующей первый эпизод рифтогенеза в истории развития рифейской системы авлакогенов Южного Урала

Рис. 2. T-t диаграмма для тараташского и александровского метаморфических комплексов [Синдерн и др., 2006]

Fig. 2. T-t diagram for the Taratash and Alexandrovsky complexes [Синдерн и др., 2006]



и смежной части Восточно-Европейской платформы. На севере Урала прямых аналогов этого комплекса не наблюдается. Однако полученные в последнее время древние (раннерифейские?) датировки эклогитов Полярного Урала, интерпретируемые как возраст протолита [Андреичев, 2003], позволяют поставить вопрос об их возможной коррелируемости с основанием рифея. Пока далеко не все с этим согласны: например, по данным [Glodny et al., 2004], возраст протолита значительно моложе (< 700 млн. лет).

На севере Урала уровень 1700–1650 млн. лет может интерпретироваться двояко: как отражение события, спаявшего Волго-Уралию с другими блоками Балтики, или же как рубеж, с которого началось разрушение этого края кратона (рифтовые события этого уровня хорошо изучены в кратоне Балтики, и в частности, в Волго-Уральской области).

В современной структуре Южного Урала архейско-протерозойский комплекс является непо-

средственным продолжением кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на Южном и Среднем Урале, и согласно данным сейсмических профилей URSEIS-95 и ESRU-SB (рис. 98, 99 в главе 3), непрерывно прослеживается под Урал вплоть до западной половины Магнитогорской мегазоны, будучи стратиграфически и отчасти тектонически перекрыт рифейско-палеозойскими комплексами.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Итак, если говорить о строении земной коры Урала в целом, на всю ее глубину, архейско-протерозойский комплекс развит под Уралом очень широко. Однако даже при таком широком развитии и гигантском возрастном диапазоне — значительно больше, чем для других этажей (илл. 1), — современный экономический потенциал этого этажа крайне мал вследствие его глубокой погруженности под более молодыми комплексами, достигающей местами 20 и более км (см. рис. 40).

Некоторые кварц-магнетитовые месторождения рассматриваемого комплекса с различной величины запасами (до весьма крупных) принадлежат тараташскому (Радашное, Куватальское месторождения как типичные примеры), ильмено-сысертскому и салдинскому комплексам. Залежи субсогласны с полосчатостью метаморфических пород, и в этом аспекте напоминают джеспилиты. При этом, прав-

да, приводятся аргументы в пользу их осадочно-метасоматического происхождения, и этот тип месторождений рассматривается как не очень перспективный [Овчинников, 1998]. Не будучи специалистом в данной области, отмечу, однако, что если железистые кварциты Тараташа были метаморфизованы в гранулитовой фации (см. выше), их первично-осадочные черты могли быть затушеваны.

Метаморфические комплексы вмещают также метаморфогенные месторождения антофиллит-асбеста, кианита, графита, абразивов, рутила. Однако имеются очень большие трудности в датировании как самих наложенных метаморфических процессов, так и вмещающих толщ. Некоторые из этих датировок были в последнее время радикально пересмотрены, как, например, в случае салдинского комплекса, для части которого доказаны палеозойские возраста [Friberg et al., 2000].

Глава 2. РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИЙ ЭТАЖ И СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС ТИМАНИД



ПРОБЛЕМА:

Позднепротерозойское складчатое сооружение, частично лежащее в основании уралид и предшествовавшее ему по времени, имело много названий: тиманиды, байкалиды, доуралиды, протоуралиды, рифейды, кадомиды. Не пора ли разобраться в этом терминологическом хаосе? Не пора ли также дать аргументированный ответ и тем исследователям, которые до сих пор отрицают наличие поздневендского складчатого сооружения в основании уралид?

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ТИМАНИД. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

В последнее время тиманиды были охарактеризованы на Урале достаточно подробно, хотя нередко и в дискуссионном ключе [Gee, Pease (eds.), 2004; Пучков, 2005 (и ссылки в этой работе); Пучков, Маслов, 2005; Кузнецов и др., 2005; Кузнецов, 2009].

Тиманиды получили свое название от Тиманского кряжа на северо-западе России. Однако Тиманский ороген *sensu lato* значительно обширнее: современный Тиманский кряж отвечает лишь части его форланда; сам же ороген прослеживается на расстоянии по крайней мере 3000 км от Мугоджар в южной части Урала до Варангер-фьорда Норвегии, обрамляя древний кратон и срезаясь скандинавскими каледонидами. По мнению автора ([Пучков, 2000] и ссылки в этой работе), имеется достаточно данных, чтобы утверждать, что тиманиды лежат и в фундаменте каледонид Свальбарда/Шпицбергена. В последнее время эта точка зрения получила дополнительное подтверждение в данных Н.Б. Кузнецова с соавторами ([Кузнецов, 2009] и ссылки в этой работе), выявивших, благодаря сборам конодонтов, пост-тиманское несогласие с выпадением большей части кембрия. Правда, Н.Б. Кузнецовым был сделан из этого странный вывод... об отсутствии на Свальбарде каледонид — что, конечно, неверно: присутствие каледонских складчатых деформаций

здесь видно невооруженным глазом. Тем не менее, отвлекаясь от неверной интерпретации, следует заметить, что вывод Н.Б. Кузнецова с соавторами, подтверждающий мое более раннее предположение, очень важен — не только в плане прослеживания реликтов тиманид под каледонидами, но и в том, что каледониды Свальбарда отличаются укороченным циклом Вильсона, начавшимся не в конце рифея — венде, как в Скандинавской их части, а только в ордовике (как в уралидах). Этот вывод пригодится нам для дополнительного обоснования предлагаемой совместно с Н.В. Лубниной реконструкции положения Балтики, соседних континентов и складчатых зон в позднем докембрии — венде.

От Тиманского кряжа ороген тиманид прослеживается также и вкрест простирания: далеко на северо-восток, до фундамента древнекеммерийского складчатого сооружения Новой Земли. Вопрос о северо-восточном и восточном фланге тиманид решается по-разному: нами [Puchkov, 2001] предполагалось внутриконтинентальное положение тиманид. Тиманиды, по-видимому, отсутствуют на Земле Франца-Иосифа, и это край какого-то континента или микроконтинента. В последнее время появились данные об их присутствии на средней части Новой Земли — в районе пролива Маточкин Шар [Corfu

et al., 2010]. Однако ключевое положение в решении этого вопроса занимают Северная Земля вместе с севером Новой Земли и Таймыром (так называемый Карский террейн). Грубо говоря, высказывались две основные точки зрения: 1. Карский террейн был микроконтинентом, который с раннего палеозоя находился в «свободном плавании» и столкнулся с Сибирией и с Балтикой только в позднем палеозое — раннем мезозое, в ходе коллизионной «сшивки» Пангеи [Metelkin et al., 2005; Cocks, Torsvik, 2005]. 2. Согласно другой точке зрения, Карский террейн представлял собой континентальный фланг коллизионного орогена тиманид, и самостоятельным микроконтинентом в палеозое не был ([Gee et al., 2006; Кузнецов, 2009] и более ранние публикации разных авторов 90-х годов). Эта проблема пока далека от решения.

Комплексы, слагающие тиманиды, подняты на дневную поверхность в Центрально-Уральской зоне и севернее — в отдельных антиклинальных структурах Пай-Хоя и Новой Земли, где они доступны подробному изучению.

Тиманский ороген назывался по-разному: Н.П. Херасковым [1967], после его работ в составе академической экспедиции на Полярном Урале, было предложено выделять на Урале «доуралиды»; однако наиболее часто, вслед за Н.С. Шатским, использовался термин «байкалиды»; он надолго утвердился в качестве практически единственного термина для обозначения этого складчатого сооружения. Н.С. Шатский, однако, является и автором более раннего (1937 г.) термина «тиманиды», в применении к древним складчатым структурам Тимана, прослеживающимся на Южный Урал; впрочем, позже он посчитал, что термин «байкальская орогения» является более универсальным. Иерархия этих терминов была обозначена им следующим образом: «В Европейской части Советского Союза к байкалидам относятся тиманиды» (см. [Шатский, 1964], перепечатка публикаций 1946 и 1957 гг., рис. 3). В классической трактовке начало байкальской орогении уходит довольно глубоко в поздний докембрий (по крайней мере 800 млн. лет), а завершение произошло в раннем палеозое. Последнее утверждение было связано с особенностями стратиграфии вендских отложений, которые в то время относились к кембрию. Вне зависимости от этого, принятие байкалид в качестве орогенической фазы длительностью более 250 млн. лет было бы в наше время совершенно непригодно для целей корреляции. Можно говорить лишь о длительной байкальской орогенической эпохе.

По вышеизложенной причине, а также по приоритету, автором [Puchkov, 1997] забытый термин тиманиды был предложен как альтернатива байкалидам. Этот термин был затем подхвачен международной группой исследователей в рамках проекта ТИМПЕБАР. Результаты исследований изложены

в монографии, где этот термин уже широко и безальтернативно используется [Gee, Pease (eds.), 2004].

Как следует из вышеприведенной цитаты, представления о наличии в фундаменте северо-востока Восточно-Европейской платформы складчатой области тиманид, а затем байкалид, принадлежат Н.С. Шатскому. Эти представления затем развивались В.С. Журавлевым, Р.А. Гафаровым, В.Н. Пучковым, Л.Л. Подсосовой и многими другими.

Однако сам Н.С. Шатский впоследствии модифицировал свои представления, предложив новую трактовку Тиманского складчатого сооружения, в качестве инверсированного авлакогена, возникшего на блоках более древней докембрийской коры, которые ранее являлись частью архейско-палеопротерозойского ядра Европы. Эти представления также имели своих сторонников и последователей, в частности, наличие тиманской/байкальской складчатости упорно отрицалось С.Н. Ивановым; одно время ему удалось собрать довольно много сторонников и опубликовать свои представления в центральных журналах (напр., [Иванов, Русин, 2000]). К этим вопросам мы еще вернемся. Здесь же отметим, что новейшие данные не подтверждают данную точку зрения Н.С. Шатского. Надо иметь в виду, что представление об авлакогене исходит из сведений (оказавшихся ложными) о древней жесткой глыбе Пыткова Камня в Большеземельской тундре, отклонившей к востоку складчатые структуры Урала. В свое время эту точку зрения отстаивал А.П. Карпинский. Тем не менее, начиная с 60-х годов прошлого века, геофизические исследования, в частности изучение потенциальных полей, позволили сделать вывод, что рассматриваемый регион характеризуется более сложным строением. В работах Р.А. Гафарова [1963], В.С. Журавлева [1972], В.Н. Пучкова [1975] было показано, что структуры фундамента Тимано-Печорской провинции, отражающиеся в магнитных аномалиях, прекрасно увязываются со структурами Центрально-Уральской зоны, несмотря на искажения, вызванные наложенными структурами уралид, имевшими иное простираие (илл. 3 и 4).

Большое значение для выработки современных представлений о тектонике Тимана имели работы В.Г. Оловянишникова ([1998] и более ранние, опубликованные им же в 70-е и 80-е годы под фамилией Гецен). В.Н. Пучковым [1975] по материалам его ранних работ с Б.А. Мальковым впервые обоснована идея о фациальной зональности докембрийских толщ Тимана; им также была описана вендская моласса в Лаптопайском межгорном прогибе северо-западного простираия на Приполярном Урале [Пучков, Раабен, 1972]. Глубокое бурение в пределах Печорского бассейна дало убедительные доказательства [Беякова, Степаненко, 1991] правильности предположения, уже сделанного ранее по геофизическим данным — о том, что терригенные последовательности Тиманского кряжа сменяются

под чехлом широким поясом рифейско-вендских изверженных пород, которые прослеживаются далее вкост простираются в северо-восточном направлении, вплоть до Полярного Урала. Позднеео-

протерозойские офиолиты, хотя и очень фрагментированные, были описаны на Полярном Урале В.А. Душиным [Душин, 1997]. Было также продемонстрировано [Пучков, 1997], что во всей восточной

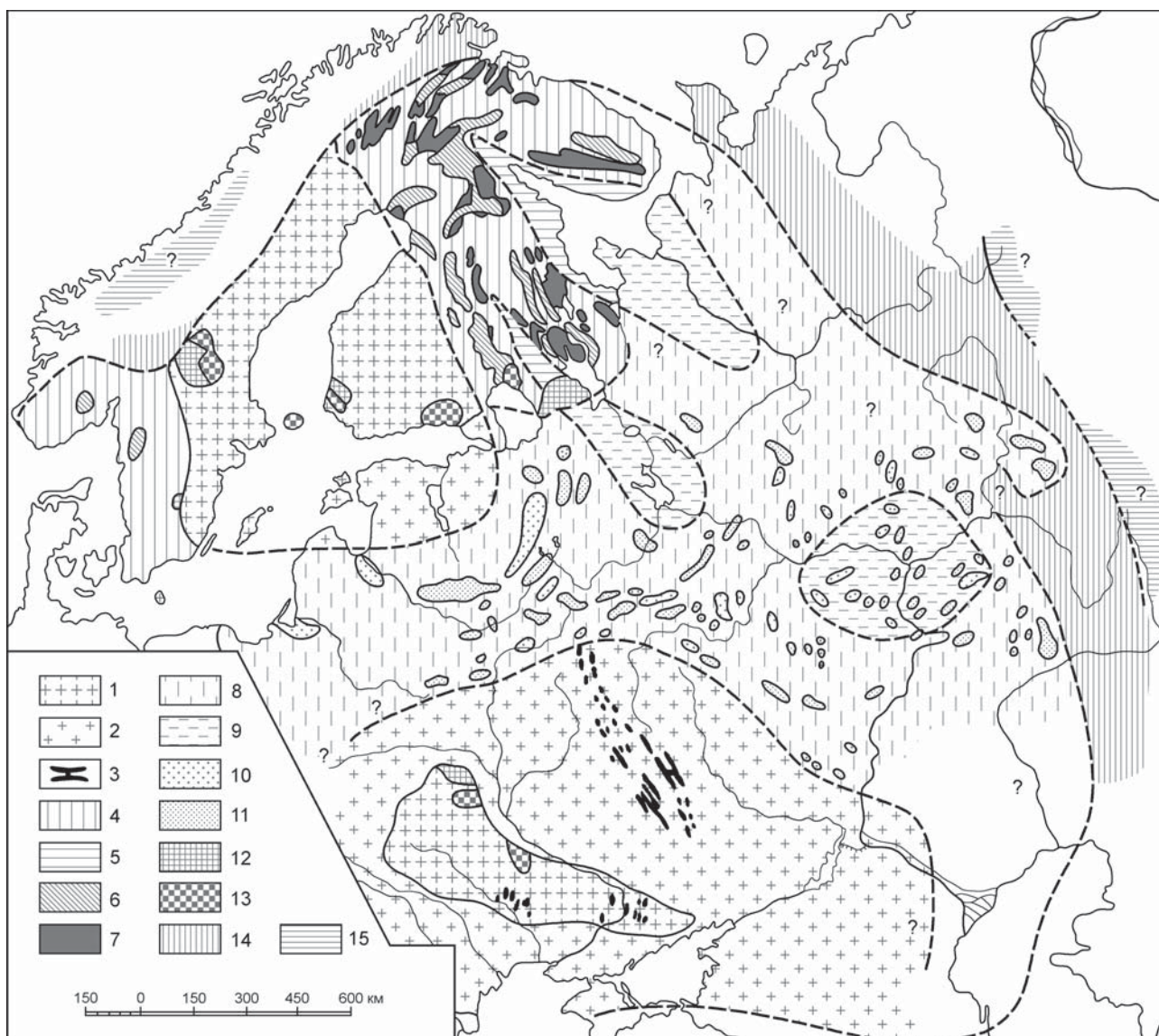


Рис. 3. Структура докембрийского основания Восточно-Европейской платформы (Н.С. Шатский [1964] — перепечатка 1946 г.)

Условные обозначения: 1 — докарельские (архейские) массивы, выходящие на поверхность; 2 — докарельские (архейские) массивы, покрытые осадочным чехлом; 3 — саксаганиды (железистый кварцит), аномалии Z_0 — 10000–20000 γ (магнетитовые кварциты — магнитные хребты Курских аномалий); 4 — область карельской складчатости, обнажающаяся на поверхности; 5 — внутрикарельские массивы на поверхности; 6 — выходы осадочного карельского комплекса; 7 — выходы эффузивного карельского комплекса; 8 — область карельской складчатости под осадочным чехлом; 9 — внутрикарельские массивы под осадочными образованиями; 10 — аномалии Z_0 — 1000–2500 γ ; 11 — аномалии Z_0 — 200–1000 γ ; 12 — иотнийские (овручские) песчаники; 13 — граниты рапакиви; 14 — область распространения рифейской складчатости (тиманиды, спаргмит); 15 — вероятное распространение рифейских формаций типа внутренних частей геосинклинальной области

Fig. 3. The structure of the basement of the East European platform, after N.S. Shatsky [1941] (see [Шатский, 1964])

Symbols: 1 — Pre-Karelian (Archean) massifs, exposed; 2 — Pre-Karelian (Archean) massifs, covered by sediments; 3 — Saksaganides (Fe quartzites), anomalies Z_0 — 10000–20000 γ (magnetite quartzites — magnetic ranges of the Kursk anomalies); 4 — Area of Karelian folding, exposed; 5 — inter-Karelian massifs, exposed; 6 — Karelian sedimentary complex, exposed; 7 — effusive Karelian complex, exposed; 8 — Area of Karelian folding, under a sedimentary cover; 9 — inter-Karelian massifs, under a sedimentary cover; 10 — anomalies Z_0 — 1000–2500 γ ; 11 — anomalies Z_0 — 200–1000 γ ; 12 — Iotnian (Ovruch) sandstones; 13 — rapakivi granites; 14 — area of development of the Riphean folding (timanides, sparagmite); 15 — a probable development of the Riphean formations of an inter-geosynclinal type

части Башкирского антиклинория, в отличие от западной, палеозойские отложения залегают на протерозойских с угловым несогласием, и таким образом здесь несомненно прослеживаются не только реликты форланда доуральского орогена, но и граница его с платформой (рис. 4). Мною же совместно со С.Н. Ивановым [Иванов, Пучков, 1975] было отмечено (отчасти по материалам личного знакомства с разрезами докембрия на Бретонском п-ове) близкое сходство тиманид с кадомидами, что послужило одним из оснований для того, чтобы отказаться от выделения здесь байкальской складчатости. Подчеркнем еще раз, что последний термин имеет широкое значение и годится для обозначения эпохи, но не фазы складчатости; особенно путаются в этих тонкостях иностранные исследователи, которые неизменно предполагают существенную разницу во времени образования между байкалидами и кадомидами, тогда как в определенных случаях это лишь терминологический казус. Этому не противоречит утверждение, что тиманиды — результат складчатости, близкой по времени проявления к кадомской [Puchkov, 1997], и то, что в Прибайкалье, наряду с другими, более ранними орогеническими фазами байкалид, связанными преимущественно с неопротерозойской аккрецией и коллизией [Верниковский, 2008], проявились также и вендские орогенические движения (600–550 млн. лет), близкородственные с тиманидами [Sovetov et al., 2007].

В результате совместных работ нашей группы с германскими геологами по проекту «Уралиды»

появились новые изотопно-геохронологические и минералогические данные, давшие этим тезисам дальнейшее подтверждение: было показано, что последняя фаза метаморфизма в Белорецком куполе проявилась 600–550 млн. лет назад (рис. 5), а состав минералов тяжелой фракции ашинской серии резко отличается от такового предшествующих рифейско-ранневендских отложений, подтверждая молассовую природу ашинских [Glasmacher et al., 1999, 2001; Willner et al., 2001, 2003, 2004 и др.] (рис. 16–18). Таким образом, несмотря на сопротивление противников этой точки зрения [Иванов, Русин, 2000], новые материалы убедительно свидетельствовали в пользу существования тиманского орогена. Еще более укрепилась такая трактовка в результате осуществления с 2000 г. проекта ТИМПЕБАР, который завершился публикацией итоговой монографии [Gee, Pease (eds.), 2004], материалы которой далее неоднократно цитируются в данной работе. Рецензия на монографию опубликована на русском языке [Пучков, Маслов, 2005].

К информации по абсолютным возрастам, приведенным на рис. 5, следует добавить новое U-Pb определение возраста цирконов из Ахмеровских гранитов на SHRIMP II, равное 1381 ± 23 млн. лет [Field Trip Guide ..., 2006; Краснобаев и др., 2008в], что существенно подтверждает на значительно более надежном материале более древнее из двух определений единичных цирконов, указанных на схеме (1350 млн. лет). Это позволяет коррелировать Ахмеровский массив с Бердяшским плутоном [Ронкин и др., 2005а, б, 2007а; Field Trip Guide ..., 2006] и контрастной ассоциацией кусинско-копанского габбро-гранитного комплекса Башкирского антиклинория [Краснобаев и др., 2006]

На юге и севере Урала в пределах Центрально-Уральской мегазоны субстрат, подвергшийся ти-

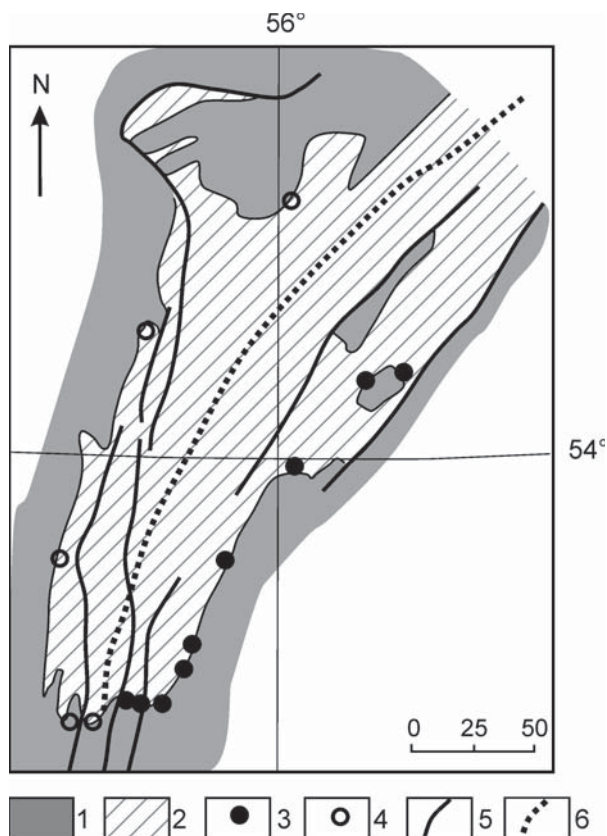


Рис. 4. Западная граница деформаций форланда тиманид внутри Башкирского антиклинория, восстановленная по структурным соотношениям палеозоя и протерозоя [Пучков, 1997]

Условные обозначения: 1 — палеозой (на востоке ордовик и моложе, на западе девон и моложе); 2 — протерозой; 3 — обнажения, в которых наблюдаются угловые несогласия между протерозоем и палеозоем; 4 — обнажения без заметных несогласий; 5 — разломы; 6 — западная граница деформаций форланда тиманид

Fig. 4. The western boundary of foreland deformations, restored by the structural relationships between the Paleozoic and Proterozoic rocks [Пучков, 1997]

Symbols: 1 — Paleozoic (in the east — Ordovician and younger, in the west — Devonian and younger); 2 — Proterozoic; 3 — the outcrops with angular unconformities between the Paleozoic and Proterozoic; 4 — the outcrops without significant unconformities; 5 — faults; 6 — the western boundary of foreland deformations of timanides

манским деформациям, существенно различается. Как уже можно было убедиться, причина здесь в несовпадении структурных планов уралид и тиманид, благодаря чему на юге мегазоны обнажаются экстерниды, а на севере интерниды тиманид (илл. 4, граница — двойная красная линия, предположительно сутурная зона).

Ниже мы перейдем к раздельной характеристике Притиманского перикратонного опускания,

экстернид и интернид Тиманского орогена. Краткая характеристика Притиманского перикратона необходима для лучшего понимания тектонической природы тиманских экстернид. Будет показано, что по сути дела экстерниды тиманид — это захваченная складчатостью и, отчасти, метаморфизмом внешняя часть единой доскладчатой перикратонной структуры — окраины континента Балтики, тесно связанной с авлакогенами.

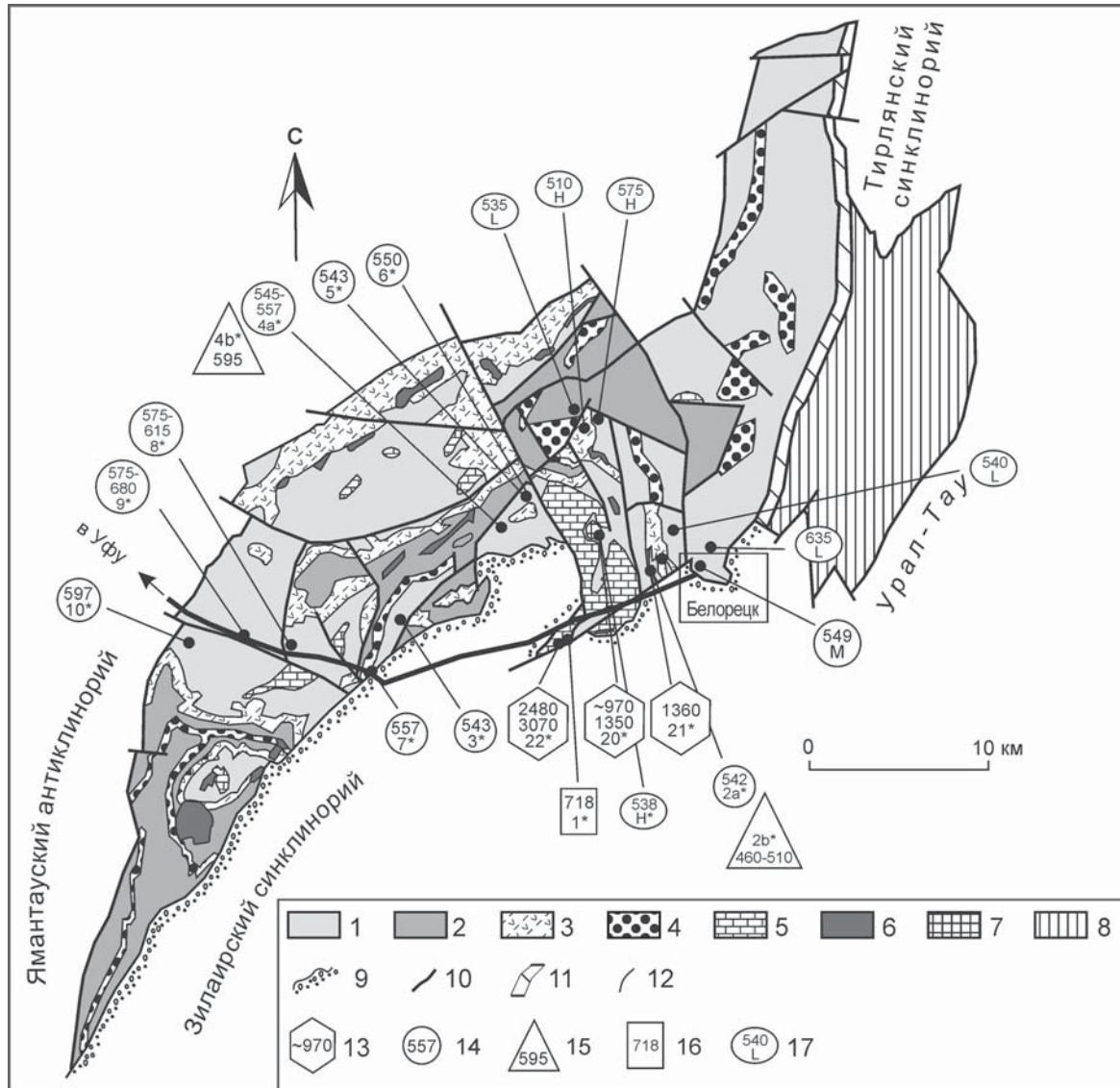


Рис. 5. Геологическая схема Белорецкого антиклинория с данными определений абсолютного возраста (по [Glasmacher et al., 2001])

Условные обозначения: 1 — слюдяной сланец; 2 — графитистый слюдяной сланец; 3 — слюдяной сланец и основной мета-туф; 4 — кварцит; 5 — мрамор; 6 — амфиболит/эклогит (дайки диабазов); 7 — рассланцованный гранит; 8 — нерасчлененный кристаллический фундамент, деформированный в уральскую орогению; 9 — несогласие; 10 — разлом; 11 — зона скальвания уралид; 12 — литологическая граница; 13 — Pb-Pb возраст Zr; 14 — ^{40}Ar - ^{40}Ar возраст Ms.; 15 — ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст Bio.; 16 — ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст Amph.; 17 — K-Ar возраст

Fig. 5. The geological scheme of the Beloretsk anticlinorium with data of isotopic ages, after Glasmacher et al. [2001]

Symbols: 1 — mica schists, 2 — carbonaceous mica schist, 3 — mica schist and basic meta-tuff, 4 — quartzite, 5 — marble, 6 — amphibolite/eclogite (diabase dykes), 7 — foliated granite, 8 — unsubsided crystalline basement, deformed in the Uralian orogenic stage, 9 — unconformity, 10 — fault, 11 — urallide shear zone, 12 — lithologic boundary, 13 — Pb-Pb zircon age, 14 — Ar-Ar muscovite age, 15 — Ar-Ar biotite age, 16 — Ar-Ar amphibole age, 17 — K-Ar age

ПРИТИМАНСКИЙ ПЕРИКРАТОН И СОПРЕДЕЛЬНЫЕ АВЛАКОГЕНЫ

Районирование платформенных структур Волго-Уральской области (ВУО) проведено с учетом крупнейших перестроек, которые здесь произошли в рифее, венде и палеозое. Поэтому для рифейских структур предлагается своя схема районирования, отличающаяся от поздневендско-палеозойской (сравн. рис. 6 и 57). Здесь выделены грабенообразные структуры: Камско-Бельский, Серноводско-Абдулинский, Рязано-Саратовский (Пачелмский) и Кажимский авлакогены, заполненные мощными терригенно-карбонатными толщами мезо- и неопротерозойского возраста и разделенные поднятиями архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента кратона. Авлакогены открываются к востоку, югу и северу в еще более глубокие перикратонные впадины. Наилучшим образом изучены отложения Приуральской перикратонной впадины, развитые в Башкирском антиклинории современного Южного Урала, где они прекрасно сохранились, будучи затронуты достаточно простыми складчато-надвиговыми деформациями уралид. Лишь частично, в самых восточных районах, они смяты и метаморфизованы также во время тиманской орогении.

Разрезы авлакогенов и перикратонных впадин близки по строению и достаточно хорошо коррелируются (рис. 7, 8).

Осадочные отложения территории ВУО в самом первом приближении могут быть разделены на два мегакомплекса — рифейский и поздневендско-фанерозойский (рис. 8, 10). Граница между мегакомплексами на платформе подчеркивается хорошо выраженным, хотя и очень небольшим в абсолютном выражении, угловым несогласием прислонения между вендом с одной стороны, и различными стратонами рифея и архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента — с другой (рис. 10) (см. также [Ардашева и др., 2003; Хамитов и др., 2002]), и обусловлена существенными различиями в структурных планах соответствующих этажей. В восточных разрезах Башкирского Урала венд отсутствует.

Для краткости мы даем описание литологии и стратиграфии лишь для наиболее типичных и хорошо изученных отложений Уральской перикратонной впадины (при этом описание разрезов метаморфических толщ не приводится), а также для соединяющихся с ней авлакогенов (КБА и САА). Отложения РСА и КА обладают общими чертами сходства с ними, и сведения о них могут быть почерп-

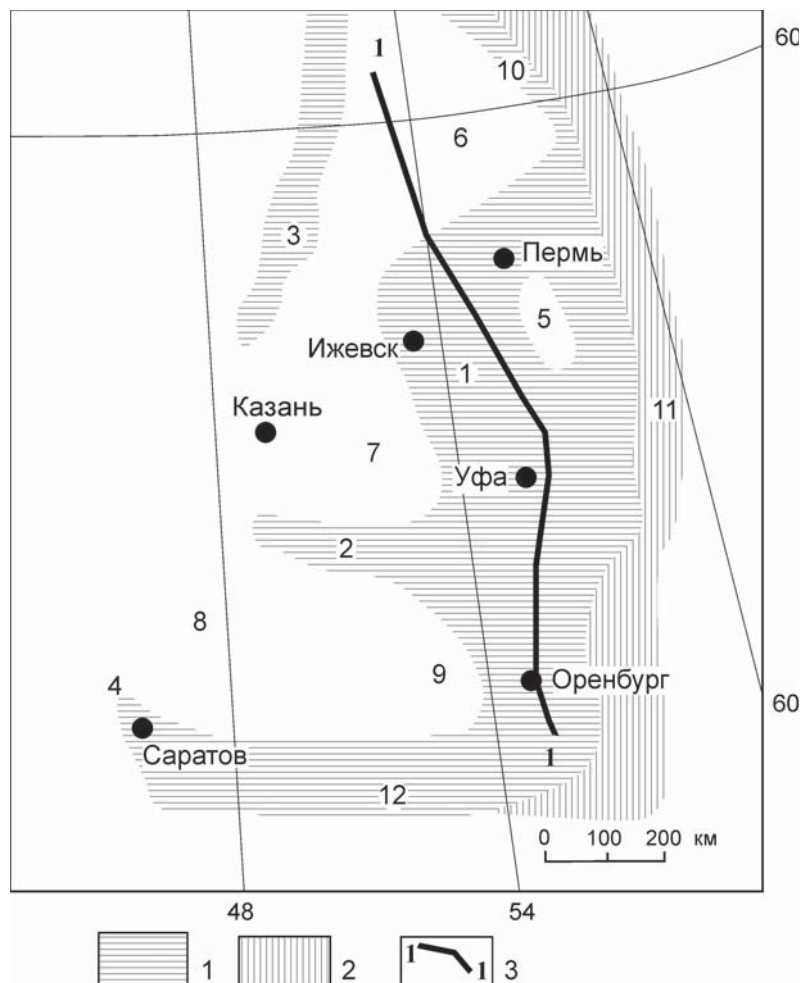


Рис. 6. Схема структурного районирования Волго-Уральской области по рифейскому структурному этажу

Условные обозначения: 1 — области развития рифейских отложений; 2 — площади распространения рифейских отложений, подвергшихся складчатости и, частично, метаморфизму в венде; 3 — линия геологического разреза I—I (рис. 10); Авлакогены: 1 — КБА, 2 — САА, 3 — КА, 4 — РСА; 5 — Красноуфимский выступ; 6–9 — своды: 6 — Прикамский, 7 — Татарский, 8 — Пугачевский, 9 — Оренбургский; 10–12 — докембрийские перикратонные впадины: 10 — Притиманская, 11 — Приуральская, 12 — Прикаспийская

Fig. 6. The scheme of a structural division of the Volgo-Uralian area within the Riphean structural stage

Legend: 1 — areas of development of the Riphean deposits; 2 — areas of development of the Riphean deposits, folded and partially metamorphosed in Vendian; 3 — the line of a geological section I—I (fig. 10); Aulacogens: 1 — Kama-Belsk, 2 — Sernovodsk-Abdulino, 3 — Kazhim, 4 — Ryazan-Saratov (Pachelma); 5 — Krasnoufimsk uplift; 6–9 — Swells: 6 — Prikamsk, 7 — Tatarsk, 8 — Pugachev, 9 — Orenburg; 10–12 — Precambrian pericratonic depressions: 10 — Peritimanian, 11 — Periuralian, 12 — Pericaspiian

нуты из соответствующей литературы [Стратиграфическая ..., 2000; Белоконь и др., 2001 и др.].

Камско-Бельский авлакоген

Стратиграфия КБА приводится по данным В.И. Козлова, приведенным в кратком виде в нашей совместной работе [Bogdanova et al., 2008], с корректировками, необходимыми при учете новых геохронологических данных.

В настоящее время в ВУО пробурено свыше 100 глубоких и параметрических скважин, пройдены многочисленные опорные сейсмические профили. Имеющиеся геолого-геофизические материалы показывают, что вскрытые этими скважинами допалеозойские (верхнедокембрийские) осадочные комплексы имеют близкий состав и строение. Здесь мы даем краткое описание отложений лишь одной из наиболее изученных структур этой области — КБА. Согласно утвержденной Стратиграфической схеме [2000], в составе верхнего докембрия здесь выделены отложения нижнего, среднего и верхнего рифея и венда. В предлагаемой корреляционной схеме на Урале выделяется также RF_4 — завершающий рифей (рис. 6–8), однако на смежной части платформы он, скорее всего, отсутствует.

Нижний рифей

В ВУО к нижнему рифею отнесены отложения кыргинской серии, в составе которой выделены прикамская и орьбашская подсерии [Стратиграфическая ..., 2000]; подошва серии не вскрыта. Прикамская подсерия в КБА сложена преимущественно разнозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, содержащими прослой и пачки аргиллитов и доломитов, реже гравелитов и полимиктовых конгломератов. Мощность ее около 2000 м.

Орьбашская подсерия сложена терригенно-карбонатными отложениями и в принятой схеме в КБА объединяет калтасинскую, надеждинскую и кабаковскую свиты. Ранее [Козлов, 2003, 2004] было показано, что надеждинская свита в КБА имеет локальное распространение (в микрорифтах) и начинает разрез среднего рифея. Поэтому орьбашская подсерия кыргинской серии нижнего рифея рассматривается нами в составе калтасинской и кабаковской свит (см. рис. 8), связанных постепенным переходом.

Калтасинская свита (1250–3600 м) сложена доломитами и в меньшей степени известняками, отмечаются прослой и пачки аргиллитов и очень редко (в средней части разреза) полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников. В карбонатных породах свиты определены строматолиты и микрофитолиты [Козлов и др., 2002 и др.]. По особенностям состава и порядку напластования свита

расчленена на три подсвиты (RF_1kl_1 , RF_1kl_2 и RF_1kl_3 , на рис. 8), связанные между собой постепенными переходами. Подобное строение свиты выдерживается на всей площади ее распространения, где она образует единое сложно построенное геологическое тело, кровля и подошва которого являются прекрасными отражающими горизонтами. Вопрос о возрасте калтасинской свиты является предметом дискуссии, поэтому нами вместе с коллегами из США были предприняты С- и Sr-хемостратиграфические исследования, которые подтвердили ее раннерифейский возраст [Кей и др., 2007].

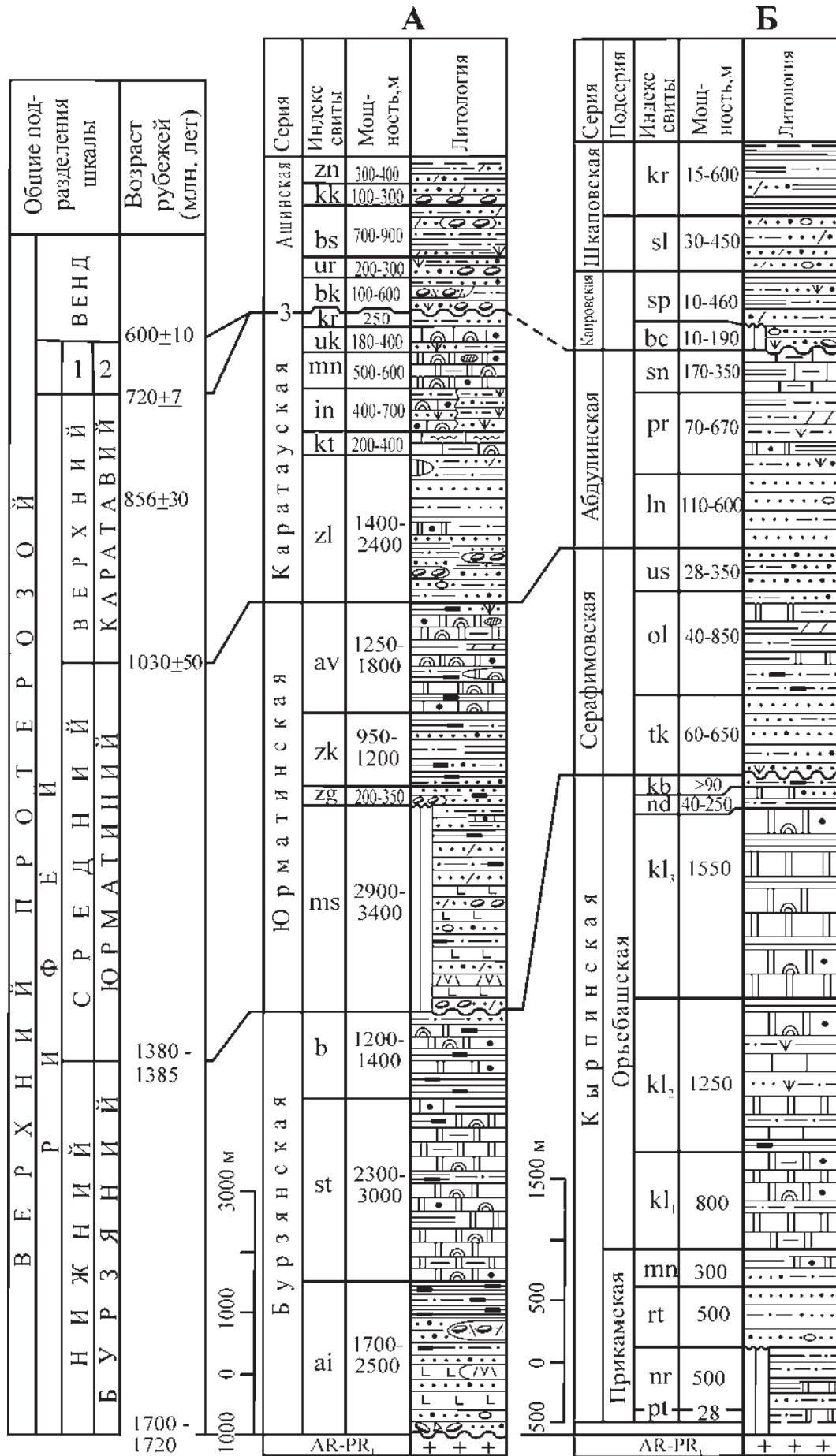
Кабаковская свита (мощность свиты достигает 1040 м) сложена аргиллитами, полевошпат-кварцевыми алевролитами с редкими прослоями песчаников того же состава. Установлено, что кабаковская и калтасинская свиты связаны постепенным переходом. Свита завершает разрез нижнего рифея ВУО, мощность отложений которого в западном Башкортостане более 5050 м, а в сводном разрезе КБА достигает 9000 м [Козлов и др., 2002; Козлов, 2004].

Средний рифей

К среднему рифею отнесены отложения серафимовской серии в составе надеждинской, тукаевской, ольховской и усинской свит. Серафимовская серия имеет преимущественно терригенный состав (песчаники и алевролиты кварцевого, полевошпат-кварцевого и в меньшей степени субаркозового и аркозового состава, с подчиненными прослоями и пачками доломитов, доломитовых мергелей и аргиллитов, иногда углеродсодержащих). На подстилающих нижнерифейских и архей-раннепротерозойских образованиях отложения серафимовской серии залегают с разрывом. Входящие в серафимовскую серию свиты связаны между собой постепенными переходами [Стратиграфическая ..., 2000; Козлов, 2004].

Надеждинская свита (от 40 до 250 м) имеет локальное распространение в северной части КБА. Она сложена чередованием аргиллитов, полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников (редко) и доломитов, единичны маломощные потоки эффузивов основного состава. Взаимоотношения свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями ни в одной из скважин не наблюдались. В.И. Козлов [2004], на основании сопоставления надеждинской и машакской (базальные горизонты среднего рифея на восточном крыле Башкирского мегантиклинория Южного Урала) свит, полагает, что надеждинская свита (как и машакская) залегают на подстилающих образованиях нижнего рифея несогласно, а с перекрывающей тукаевской свитой (как и машакская с зигальгинской) связана постепенным переходом.

Тукаевская свита (от 150 до 630 м) представлена преимущественно кварцевыми песчаниками (95–98% от общей мощности свиты), иногда содержащими



зерна полевого шпата; резко подчинены алевролиты того же состава, аргиллиты и гравелиты.

Ольховская свита (от 150 до 585 и 850 м) вскрыта только на тех же площадях, что и подстилающие тукаевские песчаники, с которыми она связана постепенным переходом. Представлена аргиллитами (преобладают), полевошпат-кварцевыми и кварцевыми алевролитами с прослоями песчаников того же состава и облика, доломитовых мергелей и редко доломитов. Местами в основании свиты залегают темно-серые и черные аргиллиты с микрофоссилиями среднего рифея [Янкаускас, 1982] с прослоями светло-серых полевошпат-кварцевых алевролитов.

Усинская свита (110–350 м) выделяется практически только на тех площадях, что и подстилающая ольховская, с которой она связана постепенным переходом. Сложена свита разномерными субаркозовыми, аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов того же состава и аргиллитов.

Усинская свита завершает разрез среднего рифея Волго-Уральской области, мощность отложений

которого на западе Башкортостана изменяется от 500 до 2080 м.

Возраст серафимовской серии в ВУО обосновывается К-Аг датировками аутигенного глауконита (1252 и 1297 млн. лет) и серицита (1232 и 1252 млн. лет) из основания тукаевской свиты, а также возрастом габброидов, прорывающих отложения серии [Стратотип рифея ..., 1983; Стратиграфическая ..., 2000].

Верхний рифей

Верхний рифей в ВУО представлен пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями абдулинской серии, которая объединяет леонидовскую, приютовскую, шиханскую и леузинскую свиты, связанные между собой постепенными переходами. Характер взаимоотношения абдулинской и серафимовской серий является дискуссионным. Мы считаем, что указанные серии также связаны постепенным переходом [Стратиграфическая ..., 2000; Козлов, 2004].

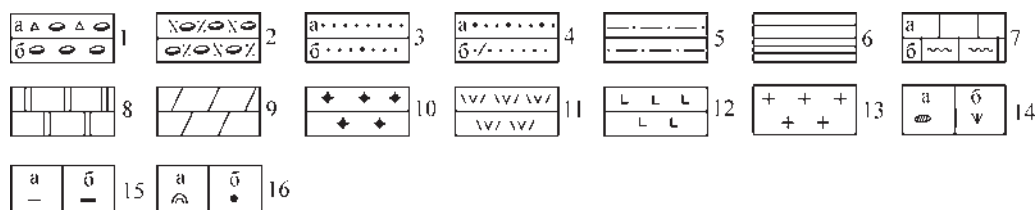


Рис. 7. Схема сопоставления верхнепротерозойских отложений осевой зоны и западного крыла Башкирского антиклинория и Волго-Уральской области (по В.И. Козлову, с упрощениями и изменениями по последним данным)

А, Б — сводные стратиграфические колонки: А — осевой зоны и западного крыла Башкирского мегантиклинория, Б — Волго-Уральской области. 1 — конгломерато-брекчии (а), конгломераты (б); 2 — тилитоподобные конгломераты; 3, 4 — песчаники: 3 — кварцевые (а), полевошпат-кварцевые (б), 4 — аркозовые и субаркозовые (а), полимиктовые (б); 5 — алевролиты, 6 — аргиллиты, 7 — известняки (а), «струйчатые» известняки (б); 8 — доломиты; 9 — мергели; 10 — граниты; 11 — риодациты; 12 — метабазальты; 13 — породы кристаллического фундамента; 14 — кремни (а), глауконит (б); 15 — характеристика породы: глинистость (а), углеродистость (б); 16 — органические остатки: строматолиты (а), микрофитолиты (б).

Свиты верхнего докембрия осевой зоны и западного крыла Башкирского мегантиклинория: ай — айская; ст — саткинская; б — бакальская; ms — машакская; zg — зигальгинская; zk — зигазино-комаровская; av — авзянская; zl — зильмердакская; kt — катавская; in — инзерская; mn — миньярская; uk — укская; kr — криволукская; bk — бакеевская; ur — урюкская; bs — басинская; kk — куккараукская; zn — зиганская; Волго-Уральской области: pt — петнурская; nr — норкинская; rt — ротковская; mn — минаевская; kl — калтасинская, подсвиты: kl₁ — саузовская, kl₂ — арланская, kl₃ — ашитская; nd — надеждинская; kb — кабаковская; tk — тукаевская; ol — ольховская; us — усинская; ln — леонидовская; pr — приютовская; sn — шиханская; bc — байкибашевская; sp — старопетровская; sl — салиховская; kr — карлинская.

Цифры на колонках: 1 — завершающий рифей, 2 — аршиний, 3 — аршинский перерыв на границе верхнего рифея и венда (запад Башкирского антиклинория)

Fig. 7. Stratigraphic correlation of the Meso-to-Neoproterozoic deposits in the Southern Urals (the Bashkirian Anticlinorium,) and the Volgo-Uralian area (Kama-Belsk aulacogen). After V.I. Kozlov, strongly simplified and changed after the latest data

1 — conglomerate-breccia (a) and conglomerates (b); 2 — tillite-like conglomerates; 3–4 — sandstones: 3 — quartzitic (a), feldspar-quartz (b); 4 — arkosic and subarkosic (a), polymictic (b); 5 — siltstones; 6 — argillites; 7 — limestones; 8 — marls; 9 — dolomites; 10 — granites; 11 — rhyolites; 12 — metabasalts; 13 — crystalline basement; 14 — cherts (a), glauconite (b); 15 — rock characteristics: argillaceous (a), carbonaceous (b); 16 — organic remains: stromatolites (a), microphytolites (b).

The formations: in the axial zone and western limb of the Bashkirian anticlinorium: ai — Ai; st — Satka; b — Bakal; ms — Mashak; zg — Zigalga; zk — Zigazino-komarov; av — Avzyan; zl — Zilmerdak; kt — Katav; in — Inzer; mn — Minyar; uk — Uk; kr — Krivoluk; bk — Bakeevo; ur — Uryuk; bs — Basu; kk — Kukkarauk; zn — Zigan; in the Volgo-Uralian area: pt — Petnur; nr — Norkino; rt — Rotkino; mn — Minaevo; kl — Kaltasinian, subformations: kl₁ — Sauzovo, kl₂ — Arlan, kl₃ — Ashit; Formations: nd — Nadezhdino; kb — Kabakovo; tk — Tukaevo; ol — Olkhovka; us — Usa; ln — Leonidovo; pr — Priyutovo; sn — Shikhan; bc — Baikibashevo; sp — Staropetrovsk; sl — Salikhovo; kr — Karlin.

Numbers in the columns: 1 — Uppermost Riphean, 2 — Arshinian, 3 — probable arshinian lacune at the boundary of the Upper Riphean and Vendian (the western part of the Bashkirian anticlinorium)

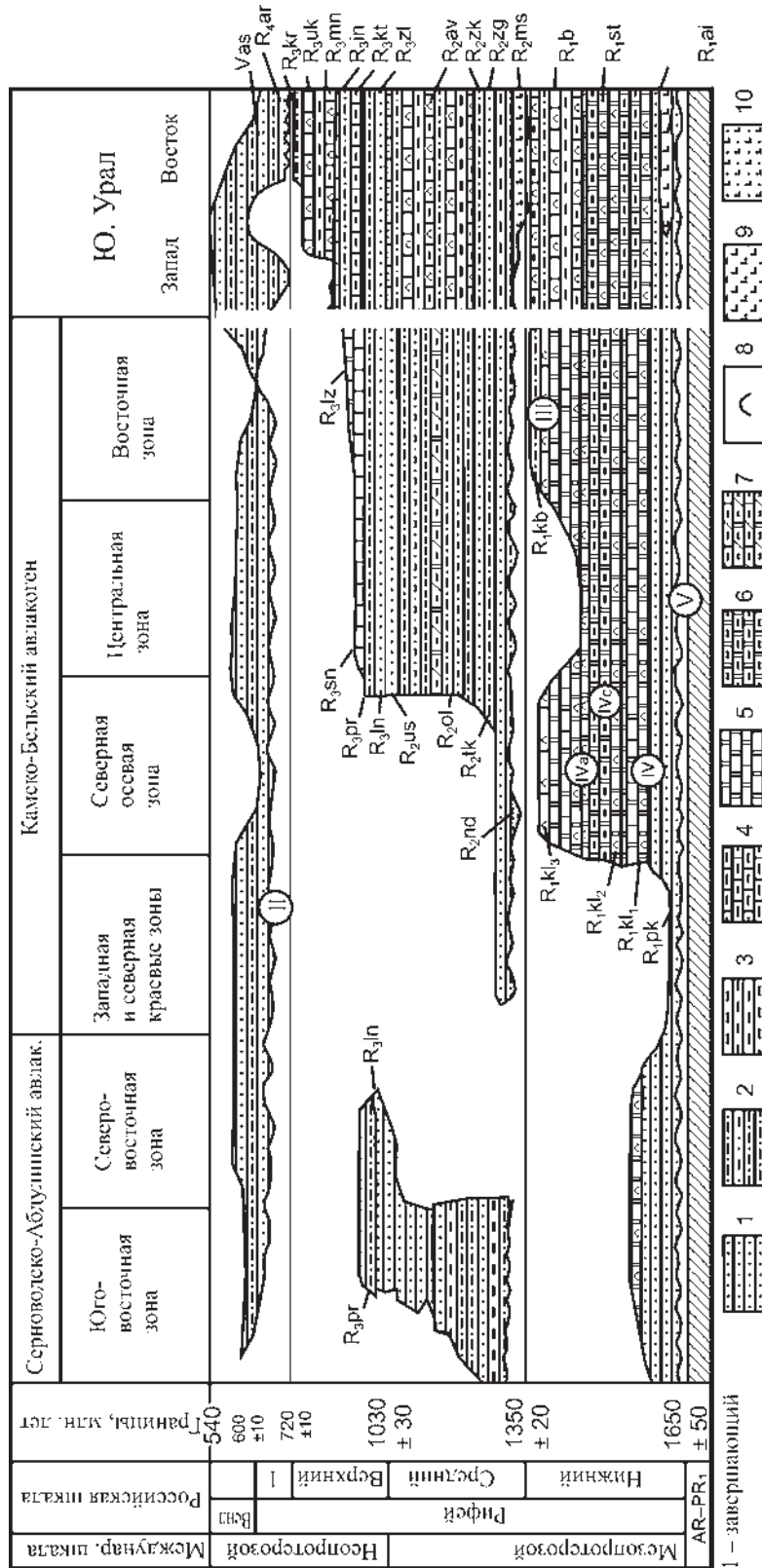


Рис. 8. Схема сейсмо-хроностратиграфической корреляции рифейских и вендских осадочных комплексов Волго-Уральской провинции и Урала (составили В.Н. Пучков и В.И. Козлов)

Условные обозначения: 1 — песчаники и конгломераты, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — известняки и их глинистые разновидности, 5 — доломиты, 6 — доломиты и их глинистые разновидности, 7 — глинистые карбонаты и мертели, 8 — строматолиты, 9 — эффузивы, 10 — эффузивы, переслаивающиеся с терригенными породами. Стратиграфические подразделения. На платформе: нижний рифей, кыргинская серия: RF₁pk — прикамская подсерия; Орьбашская подсерия: RF₁kl — калтаинская (три подсерии); RF₁kb — кабаковская свита; средний рифей, серафимовская серия: RF₂nd — наделжинская, RF₂tk — тукаевская, RF₂ol — ольховская, RF₂us — усинская свита; RF₃ — абдулинская серия: RF₃in — леонидовская, RF₃pr — приотловская, RF₃sn — шиханская, RF₃zl — леузинская свита. Свиты на Южном Урале: нижний рифей: RF₁ai — айская, RF₁st — саткинская, RF₁bk — бакальская; средний рифей: RF₂ms — машакская, RF₂zg — зигальтинская, RF₂zk — зигазино-комаровская, RF₂av — авзынская; верхний рифей: RF₃zl — зильмердакская, RF₃kt — катавская, RF₃in — инзерская, RF₃mp — миньярская, RF₃uk — укская, RF₃kr — криволюкская; RF₄ar — завершающий (позднейший) рифей, аршиний; Vas — венд, ашинская серия. Цифры в кружках — отражающие горизонты

Fig. 8. The scheme of the chronostratigraphic correlation of the Riphean and Vendian (Meso- and Neoproterozoic) sedimentary complexes of the Volgo-Uralian area and the Urals (compiled by V.N. Puchkov and V.I. Kozlov)

Symbols: 1 — sandstones and conglomerates, 2 — siltstones, 3 — shales, 4 — limestones and their argillaceous varieties, 5 — dolomites, 6 — dolomites and their argillaceous varieties, 7 — marls, 8 — stromatolites, 9 — volcanics, 10 — interlayering volcanics and terrigenous rocks. Stratigraphic units. In the platform: Lower Riphean, Kyrpinsk series: RF₁pk — Prikamian subseries; Oryebash subseries: RF₁kl — Kaltasinian formation (three subformations); R₁kb — Kabakovo formation; Middle Riphean, Serafimovo series. Formations: RF₂nd — Nadezhdino, RF₂tk — Tuksaev, RF₂ol — Olkhovka, RF₂us — Usa, Upper Riphean Abduлинo series; Formations: RF₃in — Leonidovo, RF₃pr — Priyutovo, RF₃sn — Shikhán, RF₃zl — Leuzá. Formations in the Southern Urals. Lower Riphean: RF₁ai — Ai, RF₁st — Satka, RF₁bk — Bakal; Middle Riphean: RF₂ms — Mashak, RF₂zg — Zigalga, RF₂zk — Zigazino-Komarov, RF₂av — Avzyan, Upper Riphean: RF₃zl — Zilmerdak, RF₃kt — Katav, RF₃in — Inzer, RF₃mp — Mynyar, RF₃uk — Uk, RF₃kr — Krivoluk. The Uppermost (Latest) Riphean — RF₄ar — Arshinian. Vas — Vendian, Asha series. Numbers in circles — reflectors

Леонидовская свита (около 110–600 м) вскрыта многочисленными скважинами в КБА и САА и представлена песчаниками кварцевыми, часто кварцитовидными, разномерными, с резко подчиненными и маломощными прослоями алевролитов того же состава и аргиллитов.

Приутовская свита (от 50–150 до 550 м) сложена пестроцветными аргиллитами, часто содержащими микрофоссилии верхнего рифея и неравномерно чередующимися с полевошпат-кварцевыми алевролитами и песчаниками (редко), доломитами и доломитовыми мергелями.

Шиханская свита (170–360 м) распространена только в восточной части КБА. Она представлена известняками с подчиненными прослоями аргиллитов, мергелей и очень редко полевошпат-кварцевых алевролитов, местами содержащими глауконит. По составу, структурно-текстурным особенностям и внешнему облику известняки шиханской свиты совершенно аналогичны известнякам катавской свиты каратавия типовых разрезов рифея Башкирского мегантиклинория. Полученные изохроны сравнения в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для известняков шиханской и катавской свит дают основание считать эти карбонатные породы одновозрастными. Приблизительная оценка Pb-Pb возраста — 900 млн. лет. Это подтверждает позднерифейский возраст абдулинской серии [Козлов и др., 2003].

Леузинская свита (235 м) [Козлов и др., 2003] в скважине 1 Леузинская (интервал глубины 3715–3950 м) представлена доломитами с темно-серыми углеродисто-глинистыми слоями (1–3 мм) и с подчиненными прослоями известняков в основании. Эти породы по своему составу, структурно-текстурным особенностям, стратиграфическому положению и внешнему облику сопоставлены с подинзерскими слоями (нижняя подсвита инзерской свиты) каратавия типовых разрезов рифея Башкирского мегантиклинория. Эта корреляция подтверждена последующими изотопно-геохимическими исследованиями леузинских доломитов, выполненными сотрудниками ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) [Козлов и др., 2003]. Леузинская свита завершает известный на сегодня разрез абдулинской серии верхнего рифея ВУО, мощность отложений которого здесь колеблется от 800–1000 м в западной части КБА и на северо-востоке САА до 1750 м в восточной части КБА.

Венд

В Унифицированных стратиграфических схемах вендских отложений ВУО в Шкапово-Шиханской впадине и Сарапульско-Яныбаевской седловине выделены каировская (байкибашевская и старопетровская свиты) и шкаповская (салиховская и карлинская свиты) серии. Эти серии и входящие в их состав свиты связаны между собой постепенными

переходами [Стратиграфическая ..., 2000], но залегают на подстилающих с большим перерывом и заметным на сейсмопрофилях угловым несогласием прилегания (рис. 10). Таким образом, не следует ожидать наличия в рассматриваемых разрезах наиболее молодых слоев завершающего рифея (RF_4), наличие которых постулируется нами для уральского рифея (см. ниже).

В своем распространении вендские отложения уже не подчиняются структурному плану, характерному для рифея, изображенному на рис. 6. Они расположены широкой полосой вдоль края тиманид, распадаясь на две впадины — Верхнекамскую и Шкапово-Шиханскую, благодаря разделяющей их Сарапульско-Яныбаевской седловине, где эта полоса прерывается (рис. 9). Для вендских отложений характерна полимиктовость, что связано с беспокойными тектоническими условиями их образования, ибо это время тиманского орогенеза.

Байкибашевская свита (от 8–25 до 85–190 м) сложена песчаниками полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми, разномерными, содержащими примесь полимиктового гравийно-галечникового материала и прослои алевролитов, по составу и облику близких к песчаникам, и аргиллитов. Нижняя граница свиты совпадает с подошвой верхнего венда.

Старопетровская свита (80–465 м) представлена неравномерным чередованием преимущественно сероцветных песчаников и алевролитов полимиктового, полевошпат-кварцевого, аркозового и субаркозового состава и аргиллитов, часто темно-серых и черных углеродсодержащих. С подстилающей байкибашевской свитой она связана постепенным переходом, местами, где эта свита отсутствует, в результате «прислонения» к бортам впадин или конседиментационных поднятий, старопетровская свита залегают на подстилающих отложениях несогласно.

Салиховская свита (90–440 м) сложена разномерными полимиктовыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями аргиллитов. В крупнозернистых разностях отмечаются гравий и мелкая галька размером от 3×5 – 5×5 мм до $9 \times 10 \times 12$ мм, и тогда они переходят в гравелиты или мелкогалечные конгломераты, образуя прослои толщиной от 1–3 до 5 см.

Карлинская свита (100–610 м) представлена аргиллитами с подчиненными прослоями полимиктовых и полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников (редко). Отмеченные колебания мощности свиты определяются глубиной предпалеозойского размыва. Карлинская свита завершает разрез верхнего венда.

Общая мощность допалеозойских осадочных комплексов на западе Башкортостана варьирует от 4900 м (на западе) и 9600 м (в центральной части) до 11600 м (на востоке).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРИКРАТОННОГО АВЛАКОГЕННО-ПЛАТФОРМЕННОГО КОМПЛЕКСА ПРИУРАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

Рифейский мегакомплекс разделен на два комплекса четко выраженным стратиграфическим несогласием в основании среднего рифея (рис. 8), нарастающим от западного склона Южного Урала (выпадение машакской свиты основания среднего рифея на западе Башкирского мегантиклинория). На этих широтах в пределах Волго-Уральской провинции базальные для серафимовской серии среднего рифея песчаники тукаевской свиты (а местами в микрорифтах на Надеждинской и Орьебашской разведочных площадях — надеждинской свиты) залегают на различных толщах отложений нижнего рифея.

Образование рифейского мегакомплекса связано с процессами рифтогенеза в начале рифея, когда в пределах Волго-Уральской провинции образовались КБА и САА, а на ее периферии — КА и Пачелмский (рис. 6). Предполагается, что оно сопровождалось локальным проявлением вулканизма навышской подсвиты айской свиты, развитого на севере Башкирского антиклинория Южного Урала. Дальнейшее развитие авлакогенных структур широтного и северо-западного простирания связано преимущественно с постумными опусканиями и

образованием более широких осадочных бассейнов на месте рифта. Рифтовые процессы на территории современного Урала и Тимана повторялись неоднократно — в течение раннего, в начале среднего и в конце позднего и завершающем рифее, о чем свидетельствуют проявления соответствующего вулканизма (машакская, саблегорская свиты, дайковые рои, вулканы и мелкие интрузии Кваркушского, аршинские метавулканы востока Башкирского мегантиклинория); присутствуют реликты докембрийской океанической коры (см. далее).

Магматизм начала среднего рифея (1366–1385 млн. лет) выявлен только на Южном Урале, рассматривается как рифтовый [Ernst et al., 2006] и связан со структурой отчетливо уральского простирания. Впрочем, новые датировки цирконов показали, что Навышко-Шатакская полоса проявлений рифейского магматизма заложилась еще в начале рифея. Последующие события (на рубежах в 1550, 1460, 1380 млн. лет) могут рассматриваться в связи с распадом предполагаемого ранее существовавшего суперконтинента Нуна или Коламбия, возникшего, вероятно, близ-одновременно с образованием Балтики [Bogdanova et al., 2008].

Вулканизм конца позднего рифея на территории Балтики, от Урала до Волыни, возможно, был обусловлен действием суперплюма (настолько масштабны были его проявления) и является частным отражением более широкого процесса распада суперконтинента Родинии, который существовал с 900 млн. лет.

Эти события практически не затронули внутренней структуры авлакогенов провинции, сместившись на периферию кратона. Однако с ними были связаны эпейрогенические поднятия и размыты. Позднейшее рифейское поднятие в конечном

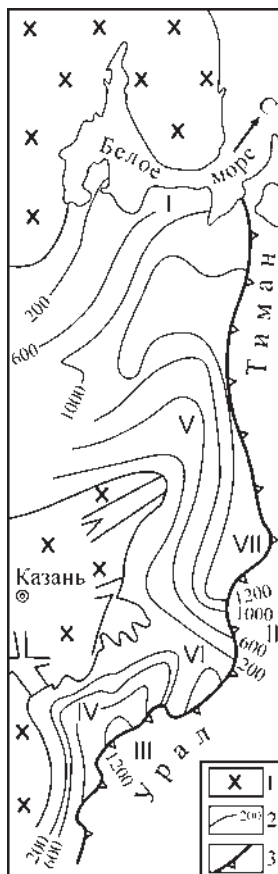


Рис. 9. Схема расположения основных разрезов венда на востоке и северо-востоке Восточно-Европейской платформы и западном склоне Урала (по А.В. Маслову [2006], с небольшими дополнениями)

Условные обозначения: 1 — комплексы кристаллического фундамента; 2 — изопахи отложений венда, м; 3 — западная граница современного Уральского складчатого пояса. I — Балтийская моноклиналь (северо-западный фланг Мезенской впадины); II — Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий; III — Башкирский мегантиклинорий; IV — Шкаповско-Шиханская впадина; V — Вычегодский прогиб; VI — Сарапульско-Яныбаевская седловина; VII — Верхнекамская впадина

Fig. 9. Position of the main sections of the Vendian in the East and Northeast of the East-European platform and the western slope of the Urals (after [Maslov, 2006], slightly modified)

Symbols: 1 — crystalline basement, 2 — isopachs of the Vendian, 3 — the Western boundary of the modern Uralian foldbelt. I — Baltic monocline (a N-W flank of the Mezen depression), II — Kvarkush anticlinorium, III — Bashkirian anticlinorium, IV — Shkapovo-Shikhan depression, V — Vychegda depression, VI — Sarapul-Yanybayevo saddle, VII — Verkhnekamsk depression

счете модифицировало очертания авлакогенов и сузило их, сократив верхние части их стратиграфического разреза; эрозия усугубилась ледниковой экзарацией континента, высоко поднятого над уровнем океана криогенового времени, уничтожившей большую часть отложений позднейшего рифея, которые хорошо сохранились лишь на Урале, к западу от ГУР, и полностью отсутствуют в Приуралье. Завершение развития авлакогенов, эрозия и после-

дующее отложение осадков платформенного чехла, начавшееся в венде, привело к образованию уже упоминавшегося несогласия в основании венда, хорошо выраженного на профиле I—I (рис. 10).

Вендский комплекс осадков, верхняя часть которого связана с орогенцией тиманид, положил начало формированию верхнего мегакомплекса, образующего осадочный чехол платформы, *sensu stricto* [Pease et al., 2008].

ЭКСТЕРНИДЫ ТИМАНИД (БАШКИРСКИЙ, КВАРКУШСКИЙ И ТИМАНСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ) И ИХ СВЯЗЬ С ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМОЙ

Геодинамическое развитие южной части западного склона Урала в рифее и венде в пределах Башкирского антиклинория уралид хорошо изучено. Большая часть этого чрезвычайно длительного периода может быть охарактеризована как развитие глубокого эпикратонного осадочного бассейна, отчасти в условиях аридного климата, осложненное (и, по-видимому, в определенной мере обусловленное) эпизодами рифтогенеза примерно 1700, 1550? 1450?, 1385–1350, 730–610 млн. лет назад; рубежи уточнены по недавно полученным нами данным U-Pb анализов цирконов на приборе SRHIMP-II [Field trip guide, 2006; Пучков и др., 2007, 2009; Краснобаев и др., 2008a].

Бассейн был тесно связан с авлакогенами края Восточно-Европейской платформы — КБА и САА,

образуя с ними единое целое, возможно, в виде тройного сочленения (рис. 6, 8). Основным источником терригенного материала для этого бассейна в рифее был поднятый на поверхность кристаллический фундамент кратона [Willner et al., 2003].

Лишь в венде (600–550 млн. лет назад) источник терригенного материала кардинально сменился (подробнее см. ниже) и начала формироваться моласса, поскольку значительная (восточная) часть бассейна испытала коллизию, орогенез, метаморфизм (локально — до эклогитовой фации) и на ее месте возник складчатый пояс тиманид — возрастная аналогия кадомид [Puchkov, 1997]. Складчатая область прослеживается на Тиман, в фундамент ТПБ и на север уральской территории, испытывая при этом сильнейшую виргацию (илл. 4).

Стратиграфия и корреляция рифея и венда в экстернидах тиманид



ПРОБЛЕМА:

После периода длительного «затишья» в стратиграфии рифея и венда Урала наметились существенные подвижки, связанные с применением новых и совершенствованием старых методов изотопного анализа. Пересмотр стратиграфии происходит негладко: возникают неясности и связанные с ними дискуссии.

Башкирский антиклинорий

Ниже приводится краткая характеристика стратиграфии Башкирского антиклинория, которая дается в основном по опубликованным материалам; использованы данные В.И. Козлова и др., с необходимыми примечаниями и дополнениями автора, связанными с недавно полученными при его участии новыми данными [Field trip Guide, 2006; Ernst et al., 2006; Пучков и др., 2007, 2009; Савельев и др., 2009].

В Общей стратиграфической шкале докембрия России [Семихатов и др., 1991] в верхнем протерозое выделены рифей и венд, причем стратотипическим районом для рифея является Башкирский антиклинорий, а для венда — Восточно-Европейская платформа. В рифее на Южном Урале обычно выделялось 13 свит: от айской до криволукской включительно (рис. 7, 8), не считая корреляционных аналогов, замещающих свиты основного разреза по латерали. Стратотипами их являются разрезы западного крыла и осевой части Башкирского

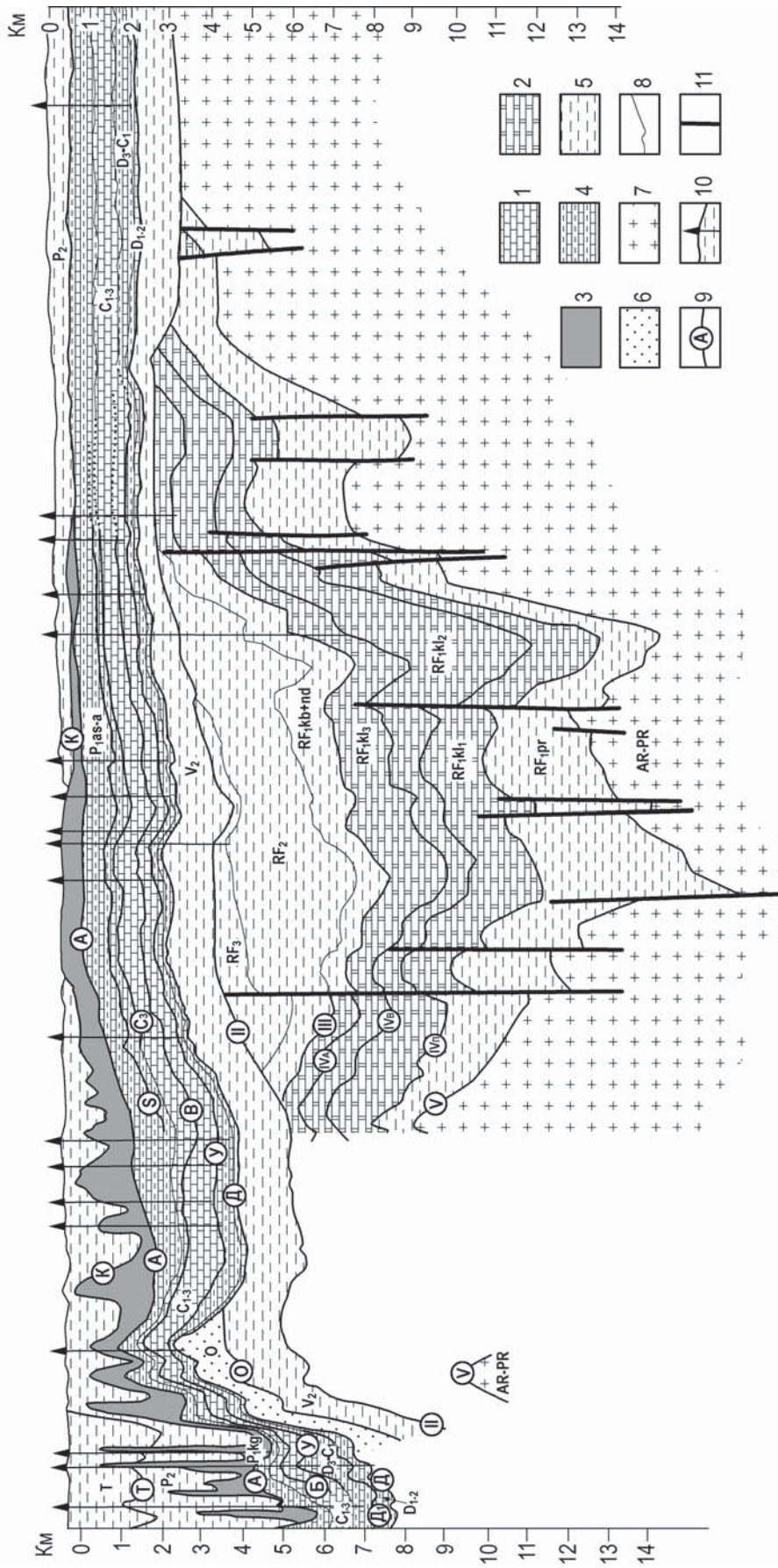


Рис. 10. Сейсмогеологический разрез через ВУО от Соль-Илецкого выступа до Коми-Пермяцкого свода (положение разреза указано на рис. 6). Составил В.Н. Пучков по данным ОАО «Башнефтегеофизика», Оренбурггазпром, ИГ УНЦ РАН, КамНИИКИГС и др.

Fig. 10. Seismogeologic section of the Kama-Belsk aulacogen in Volgo-Uralian area based on reflection seismic profiles (the location of the cross-section is shown in the Fig. 6, I-D). Compiled by V. Puchkov, after data of Bashneftegeofizika, Orenburggasprom, IG USC RAS, KamNIKIIGS and others

мегантклинория (кроме криволукской свиты, которая развита лишь на восточном крыле). Нижняя граница рифея изотопными методами датировалась в 1650 ± 50 млн. лет [Семихатов и др., 1991], (по последним данным — 1700–1720 млн. лет [Пучков и др., 2007]), а верхняя граница рифея определена в 600 ± 10 млн. лет [Дополнения ..., 2000]. В карбонатных породах рифея Башкирского мегантиклинория обособлены ниже-, средне- и верхнерифейские комплексы строматолитов и микрофитолитов. Из глинистых прослоев извлечены разнообразные микрофоссилии. Южноуральские разрезы рифея, благодаря незначительным постдиагенетическим изменениям слагающих пород, полноте осадочных последовательностей, наличию биостратиграфической, хемотратиграфической и радиологической характеристик, присутствию магматических пород, пригодных для комплексного изотопного датирования различными методами, а также сравнительно хорошей обнаженности и доступности, служат эталонным объектом при межрегиональной корреляции верхнего докембрия России и могут быть надежной основой при межконтинентальных сопоставлениях.

Для рифейских отложений характерна четкая цикличность в осадконакоплении, позволившая в свое время выделить мегаритмы, отвечающие эратемам (сериям): бурзянской (бурзяний), юрматинской (юрматиний) и каратауской (каратавий);

выше залегает ашинская серия, которая до недавнего времени полностью относилась к венду.

Как будет показано ниже, в стратиграфии этого разреза появились новые проблемы.

В сопоставлении с международной шкалой нижний и средний рифей примерно соответствуют мезопротерозою (примерно на 100 млн. лет опускаясь в верхнюю систему палеопротерозоя), а верхний рифей и венд отвечают неопротерозою. При этом верхняя граница венда совпадает с верхней границей эдиакария, тогда как его нижняя граница выше эдиакарской на 30 млн. лет (сравн. с [Gradstein et al., 2004]) (см. ниже, табл. 1).

Нижний рифей (бурзяний)

Айская свита (1700–2500 м) развита на севере, на периферии Тараташской антиклинали и представлена разнозернистыми полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами, полимиктовыми разногальчными конгломератами и гравелитами, сланцами глинистыми, филлитовидными, часто углеродистыми, единичны прослои песчаных доломитов; в нижней части отмечаются вулканиты, подробная петролого-геохимическая характеристика которых дана нами недавно в коллективной статье [Ernst et al., 2006]. Южнее сводовой части Тараташской антиклинали вулканиты айской свиты на всем протяжении

К рис. 10. Условные обозначения: 1 — известняки; 2 — доломиты и доломитизированные известняки; 3 — соли, сульфаты; 4 — переслаивание терригенных и карбонатных пород; 5 — терригенные породы; 6 — то же, с преобладанием песчаников; 7 — кристаллический фундамент; 8 — границы стратиграфических подразделений; 9 — сейсмические горизонты; 10 — скважины; 11 — разломы.

Стратиграфические подразделения: AR–PR₁ — архей-раннепротерозойские породы кристаллического фундамента. Рифей: RF₁ — нижний: RF₁pk — объединенные преимущественно терригенные отложения прикамской подсерии; RF₁kl — калтасинская свита, подсвиты: RF₁kl₁ — саузовская (доломиты), RF₁kl₂ — арланская (доломиты, известняки, алевролиты и аргиллиты), RF₁kl₃ — ашитская (доломиты), RF₁nd+kb — надеждинская и кабаковская свиты объединенные (алевропелиты); RF₂ — средний — объединенные терригенные отложения; RF₃ — верхний — объединенные карбонатно-терригенные отложения; V — объединенные терригенные образования венда; O — ордовик, нерасчлененные отложения (песчаники); D₁₋₂ — нижний и средний отделы, нерасчлененные отложения (известняки и алевропелиты), D₃–C₁ — верхний отдел девона и нижний отдел карбона нерасчлененные отложения (известняки и алевропелиты), C₁₋₃ — нижний, средний и верхний отделы карбона, нерасчлененные отложения (известняки); пермская система, отделы: нижний P₁as–a — ассельский, сакмарский и артинский ярусы, нерасчлененные (известняки, аргиллиты, алевролиты), P₁kg — кунгурский ярус (соли, сульфаты); верхний P₂ — объединенные отложения (аргиллиты и алевропелиты); T — триасовая система, объединенные отложения (алевролиты, аргиллиты, бурые угли).

Отражающие сейсмические горизонты: V — кровля пород кристаллического фундамента; IVп — подошва калтасинской (доломиты саузовской подсвиты), IVс–IVа — соответственно подошва и кровля терригенно-карбонатной арланской подсвиты калтасинской свиты, III — кровля калтасинской свиты (доломиты ашитской подсвиты); II — подошва венда; O — подошва ордовика; D — подошва девона; D₁ — кровля нижнего девона; Y — подошва угленосной свиты; B — подошва башкирского яруса, C₃ — кровля карбона; S — кровля сакмарского яруса, A — кровля артинского яруса, K — кровля кунгурского яруса; T — подошва триаса

To fig. 10. Symbols: 1 — limestones; 2 — dolomites and dolomitized limestones; 3 — salt and sulphates; 4 — alternating terrigenous and carbonate rocks; 5 — terrigenous rocks; 6 — the same, mostly sandstones; 7 — crystalline basement; 8 — boundaries of the stratigraphic subdivisions; 9 — seismic horizons; 10 — wells; 11 — faults.

The stratigraphic subdivisions (indicated only for the Precambrian) are: AR–PR₁ — Archean–Paleoproterozoic rocks of the crystalline basement. RF₁ — Riphean and Vendian (Meso- and Neoproterozoic): Calymmian, RF₁pk — Prikamsk subseries undifferentiated; RF₁kl — Kaltasinian formation with subformations; RF₁kl₁ — Sauzovo; RF₁kl₂ — Arlan; RF₁kl₃ — Ashit. RF₁kb — Kabakovo formation. RF₂ — are approximately Ectasian, RF₃ — Stenian and Tonian; RF₄ — Cryogenian and V — Ediacaran strata.

The seismic reflectors are indicated by encircled numbers and letters. V — top of the crystalline basement; IVп — base of the Kaltasa formation; IVс–IVа — base and top of the Arlan subformation respectively; III — top of the Kaltasa formation; II — base of the Vendian (~Ediacaran); O — base of the Ordovician; D — base of Devonian deposits; D₁ — top of the Lower Devonian deposits; Y — base of the coal-bearing formation (C₁h); B — base of the Bashkirian stage; C₃ — top of the Carboniferous; S — top of the Sakmarian stage; A — top of the Artinskian stage; K — top of the Kungurian stage; T — base of Triassic deposits

Башкирского мегантиклинория нигде не обнажаются (илл. 5).

Саткинская свита (2000–2400 м) представлена преимущественно доломитами и известняками, нередко содержащими строматолиты и микрофитолиты I-го (нижнерифейского) комплекса, с прослоями и пачками глинистых и углеродисто-глинистых сланцев, часто известковистых, местами содержащих микрофоссилии нижнего рифея [Стратотип рифея ..., 1982, 1983; Нижний рифей ..., 1989].

Бакальская свита (1200–1400 м) сложена углеродисто-глинистыми сланцами, доломитами и в меньшей степени известняками, с прослоями кварцевых алевролитов и песчаников. В карбонатных породах свиты присутствуют строматолиты и микрофитолиты I-го (нижнерифейского) комплекса, а в сланцах — микрофоссилии нижнего рифея [Нижний рифей ..., 1989]. Бакальская свита завершает разрез нижнего рифея в стратотипе, где мощность его колеблется от 4900 до 6300 м (см. илл. 5).

К югу от Бакало–Саткинского района нижний рифей развит широко, но стратиграфическое его расчленение иное, чем на севере. Здесь выделяются большеинзерская, суранская и юшинская свиты, являющиеся соответственно аналогами айской, саткинской и бакальской свит [Объяснительная записка ..., 2002].

Большеинзерская свита (2100 м) сложена кварцевыми и в меньшей степени полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, подчинены доломиты, известняки и углеродисто-глинистые сланцы; гравелиты и мелко- и разногальчные конгломераты отмечаются в единичных прослоях. Нижняя граница свиты не вскрыта эрозией, вулканиты отсутствуют.

Суранская свита (1000–2000 м) в основании и верхней части сложена доломитами и доломитизированными известняками, а в средней — глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, мергелями, полевошпат-кварцевыми алевролитами и реже песчаниками. С подстилающей большеинзерской свитой она связана постепенным переходом.

Юшинская свита (900–1100 м) представлена преимущественно кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами; единичны маломощные прослои доломитов и известняков. С подстилающей суранской свитой она связана постепенным переходом. Юшинская свита завершает разрез нижнего рифея Ямантауского антиклинория, где его мощность 4400–6000 м.

Средний рифей (юрматиний)

Отложения юрматинской серии сложены алевролитами и песчаниками кварцевого, полевошпат-кварцевого полимиктового состава, доломитами, известняками, глинистыми и углеродисто-глини-

стыми сланцами; в основании разреза на восточном крыле Башкирского мегантиклинория присутствуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Нижняя граница серии определяется подошвой зигальгинской (на западе) или машакской (на востоке) свит, трансгрессивно и несогласно перекрывающих подстилающие отложения нижнего рифея. Изотопный возраст этой границы до настоящего времени определялся в 1350 ± 20 млн. лет [Краснобаев и др., 1985] на основании согласующихся между собой U-Pb (циркон) и Rb-Sr (валовые пробы) датировок машакских эффузивов (соответственно 1350 ± 30 и 1346 ± 41 млн. лет), а также контролировался возрастными датировками бердяушских гранитов рапакиви 1354 ± 20 и 1348 ± 13 млн. лет (соответственно, возраста циркона и породы определены U-Pb и Rb-Sr методами).

В недавнее время были получены новые данные по магматическим породам, рвущим саткинскую и бакальскую свиту и не проникающим в машакскую, и таким образом устанавливающим некоторые дополнительные возрастные ограничения. По нашему образцу в канадской лаборатории была получена новая, прецизионная датировка Главной дайки Бакала по бадделейту $1385,3 \pm 1,4$ млн. лет [Ernst et al., 2006].

По Бердяушскому плутону, рвущему саткинскую свиту, методами SIMS SHRIMP и ID-TIMS [Синдерн и др., 2003; Ронкин и др., 2005б] возраст 1395 ± 20 млн. лет был получен из габбро (возможно, ксенолит — включение из сингенетичной интрузии), 1372 ± 12 млн. лет из кварцевого сиенито-диорита, 1369 ± 13 млн. лет из гранитов рапакиви и 1373 ± 21 и $1368,4 \pm 6,2$ млн. лет из нефелинового сиенита. Близкая цифра по гранитам рапакиви Бердяушского плутона получена по нашим образцам на SHRIMP II [Field trip Guide, 2006]: 1369 ± 6 млн. лет. Ронкин и др. [2007а], приведя следующие результаты: SHRIMP габбро 1389 ± 28 млн. лет, SHRIMP граниты-рапакиви $1370 \pm 4,6$ млн. лет и SHRIMP дациты машакской свиты 1370 ± 16 млн. лет, пришли к выводу, что возраст машакской свиты должен лежать в интервале 1370–1385 млн. лет. Слабым местом в этом умозаключении является недостаточная охарактеризованность самой машакской свиты, SHRIMP-анализы цирконов которой дали очень большой разброс, который невозможно объяснить только неточностью анализа. Однако, как мы увидим дальше, догадка правильная.

Цирконовые возраста габбро и гранитов кузинско-копанского комплекса, расположенного восточнее Бердяушского плутона и рвущего саткинскую свиту, составляют [Краснобаев и др., 2006]: 1385 ± 25 млн. лет (габбро Копанского массива) и 1386 ± 40 млн. лет (Рябиновские граниты); несколько моложе Губенские граниты (1330 ± 16 и 1330 ± 27 млн. лет). Мы видим, что в большинстве случаев полученные цифры действительно древнее

ранее принятой и утвержденной границы нижнего и среднего рифея. Однако окончательное слово должно быть за датировками самой машакской свиты, которые мы рассмотрим после краткой характеристики свиты.

Машакская свита (3000–3100 м) и ее возрастные аналоги (кувашская и шатакская свиты) распространены на восточном крыле Башкирского мегантиклинория, где прослеживаются почти непрерывной полосой типично уральского простираения шириной от 5 до 10 км от г. Златоуст на севере и почти до пос. Верхний Авзян на юге (общая протяженность около 270 км) (илл. 5). На всей площади распространения машакская свита представляет собой неравномерное чередование вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород. В стратотипическом разрезе на хр. Машак и гипостратотипическом разрезе на хр. Бол. Шатак машакская свита залегает с перерывом и несогласием на подстилающей юшинской свите нижнего рифея и представлена метабазальтами, риолитами, их туфами и туфобрекчиями, полимиктовыми песчаниками и алевролитами, конгломератами и углеродистоглинистыми сланцами. Новейшая петролого-геохимическая характеристика машакских вулканитов дана в работе [Ernst et al., 2006]. Согласно этой характеристике, подкрепленной геологическими данными, машакская свита является рифтовой формацией. Ее расположение совпадает с простираением более поздних тиманид и наложенных на них уралид. Параллельно этому тренду, восточнее ГУР располагается несколько точек с предположительным развитием докембрийских офиолитов (см. ниже). К сожалению, мы не можем достоверно утверждать, что машакские грабенные формации отвечали процессу образования континентальной окраины. Может быть, она образовалась в позднем рифее. Однако и такой вариант не исключен.

Датирование вулканитов машакской свиты производилось U-Pb методом, причем результаты потребовали особого подхода к их интерпретации [Пучков и др., 2007, 2009; Краснобаев и др., 2008a]. Здесь анализ результатов изложен в виде краткого резюме.

В 2005–2007 гг. по вулканитам машакского уровня получены результаты для 8 проб, отобранных в различных районах (д. Кузьелга, д. Тюлюк, д. Исмакаево, урочище Матвеев Залавок, г. Капкаташ и др.; места взятия 5 проб показаны на илл. 5) и проанализированных U-Pb методом во ВСЕГЕИ на приборе SHRIMP II [Краснобаев и др., 2008a].

На фоне устоявшихся представлений об узком интервале возраста машакской свиты Башкирского антиклинория (низы среднего рифея, возраст по цирконам классическим методом 1350 ± 30 млн. лет) недавно полученные датировки по единичным кристаллам на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) свидетельствовали, на первый взгляд, о присутствии в пробах

машакской свиты нескольких популяций цирконов в возрастном интервале от 1500–1550 до 1330–1350 млн. лет [Пучков и др., 2007; Краснобаев и др., 2008a]. При этом наметилось 4 этапа развития цирконов, из которых самый молодой (1346 ± 6 млн. лет), исходя из выше охарактеризованных данных, казался наиболее близким к возрасту излияния эффузивов собственно машакской свиты.

Возникшая ситуация была достаточно неожиданной для стратиграфов и вызвала недоумение и даже чувство протеста [Маслов, Ронкин, 2008]. Однако не исключено, что в районах развития машакской свиты либо какие-то из подстилающих ее отложений сложены вулканическими породами, неоднократно повторяющимися в разрезе, либо верхняя кора под ней насыщена полихронными кислыми магматическими породами (хотя облик цирконов, по мнению А.А. Краснобаева, в большинстве случаев свидетельствует об их принадлежности эффузивам). Если это был подводный вулканизм, туфов в более западных фациях айской – бакальской и большеинзерской – юшинской последовательностей нижнего рифея могло не быть, и тем самым снимается одно из возражений против предлагаемого объяснения. В любом случае, просто отмахнуться от изложенных материалов невозможно.

Помимо необходимости объяснения аномально древних датировок цирконов, потребовался альтернативный подход к датированию самой свиты.

Два образца цирконов, К-323 и К-898, из числа датированных методом SIMS SHRIMP были переданы в университет Бойсе, США (аналитик М. Шмитц), для определения возраста U-Pb методом CA-TIMS (CA-ID-TIMS).

Информация об ожидаемом возрасте, переданная аналитикам, была довольно общей: говорилось лишь о том, что минимальный возраст, полученный ранее, примерно составляет 1350 млн. лет, однако по отдельным пробам получены датировки около 1400, 1450, 1500, 1550 млн. лет.

Возрастные данные были получены из 4-х зерен циркона каждого из образцов. Все 4 анализа дали конкордантные по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировки; они демонстрируют минимальную дисперсию, соответствующую аналитическим ошибкам в 95% доверительном интервале, что отражается в $\text{MSWD} \leq 2,0$. К-323 дал средневзвешенную $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку $1380,6 \pm 1,1$ млн. лет ($\text{MSWD} = 0,1$) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировку $1380,1 \pm 0,5$ млн. лет ($\text{MSWD} = 2,0$). К-898 дал средневзвешенную $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку $1381,5 \pm 1,0$ млн. лет ($\text{MSWD} = 1,0$) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировку $1380,3 \pm 0,4$ млн. лет ($\text{MSWD} = 1,1$).

Датировки образцов эквивалентны одна другой; комбинирование анализов дает средневзвешенную $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку $1381,1 \pm 0,7$ млн. лет ($\text{MSWD} = 0,7$) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировку $1380,2 \pm 0,5$ млн. лет ($\text{MSWD} = 1,4$) (рис. 11).

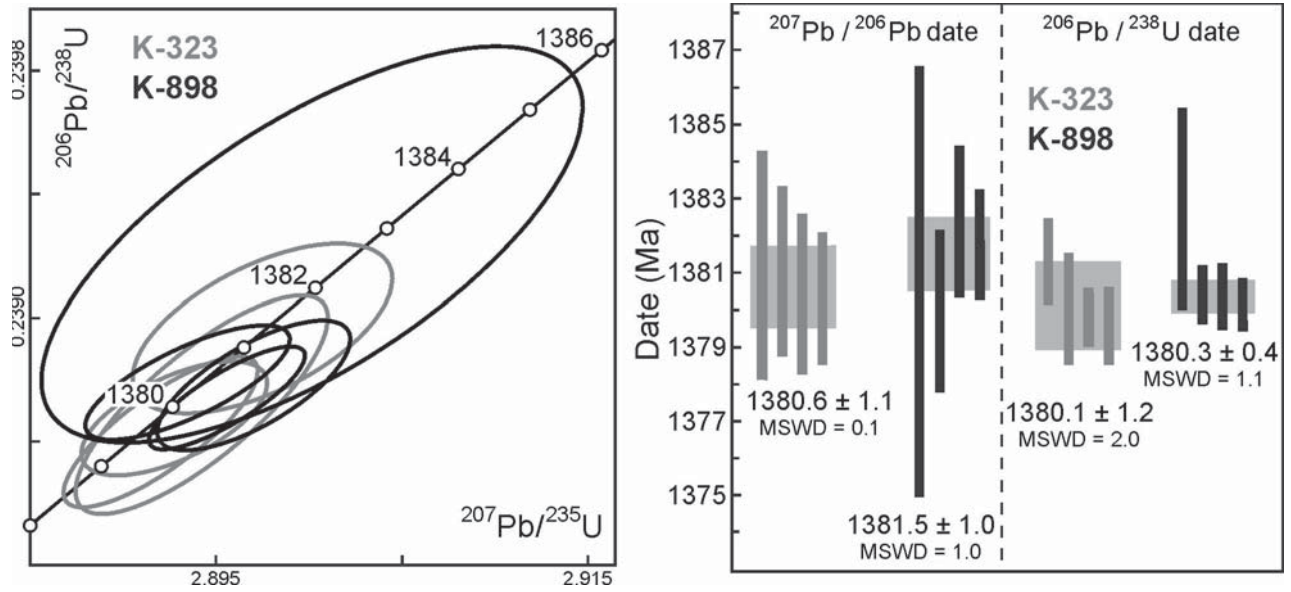


Рис. 11. Графическое изображение конкордии и гистограмм изотопных отношений для обр. К-323 и К-898 по данным СА ID TIMS [Пучков и др., 2009]

Fig. 11. Concordia and histograms for isotopic ratios, samples K-323 and K-898 after CA ID TIMS data [Пучков и др., 2009]

Доверительные интервалы поразительно малы, однако этим методом были получены и еще более точные датировки цирконов в туфах мировых стратотипов, и в частности, на Южном Урале, в разрезах Усолка и Дальний Тюлькас (верхи московского — верхи сакмарского ярусов). В двух пепловых слоях в верхах московского яруса получены возраста $307,3 \pm 0,2$ и $305,4 \pm 0,2$ млн. лет, согласно стратиграфической последовательности. Для туфов в нижней части сакмарского яруса получен возраст $290,0 \pm 0,4$ млн. лет. Четыре прослоя туфов в бассейне р. Усолка позволили уточнить возраст нижней границы перми, определив его как $298,90 + 0,31 / - 0,15$ млн. лет (2σ) [Ramesani et al., 2007].

Немаловажно то, что полученная датировка очень близка к стабильно подтверждаемому уровню около 1380–1385 млн. лет, выявленному независимыми методами для интрузивных образований, считающихся комагматами машакской свиты [Синдерн и др., 2003; Ронкин и др., 2005а, б, 2007а; Краснобаев и др., 2006, Ernst et al., 2006] (см. выше). При этом, как можно видеть из конкордий с нанесенными результатами определения изотопных соотношений для тех же самых образцов К-323 и К-898 SIMS SHRIMP методом, датировка вблизи 1380 млн. лет в них проявилась слабо или не проявилась вовсе (рис. 12, 13).

Все это требует дополнительных комментариев.

Особенностью СА ID TIMS метода [Mattinson, 2005] является использование термального воздействия (отжига) при $800\text{--}1100^\circ\text{C}$ в течение 48 часов и многоступенчатой химической абразии (СА) единичных кристаллов с помощью HF и HNO_3 при

повышенной температуре. Основная цель обработки — минимизировать эффект потери свинца, удаляя нарушенные участки кристаллов, чтобы подвергнуть анализу идеально закрытую систему. При этом термообработка — необходимая подготовительная часть операции, позволяющая укрепить бездефектные части кристалла и сделать их более устойчивыми к растворению. По сути дела, влияние диафорических изменений цирконов применяемой методикой так или иначе устраняется. Естественно, что эти процедуры в методике SHRIMP не предусматриваются.

Использование спайка EARTHTIME $^{202}\text{Pb}\text{--}^{205}\text{Pb}\text{--}^{233}\text{U}\text{--}^{235}\text{U}$ («double double» спайк) в методе ID TIMS позволяет прямое (online) определение изотопного фракционирования [Pointon et al., 2009].

Аналитики ID TIMS очень придирчиво подходят к отбору цирконов, избегая кристаллов с древними ядрами. Весьма вероятно, что к таковым относятся и кристаллы, объединяющие последовательные генерации, неизменно возникающие в процессах кристаллизационной дифференциации расплавов. «Плохие» цирконы и «плохие» анализы, слишком отклоняющиеся от средней величины, близкой ожидаемому возрасту, отбрасываются. Это также отличает обсуждаемый подход от SHRIMP. Создается впечатление, что аналитики SHRIMP задают точки анализа, ориентируясь на получение максимально возможной информации о длительности формирования цирконов, которая требует корректной увязки с геологической историей породы. Ядра цирконов (а также ранние генерации) их интересуют не в меньшей степени, чем внешние зоны. В этом, видимо, причина того, что наиболее моло-

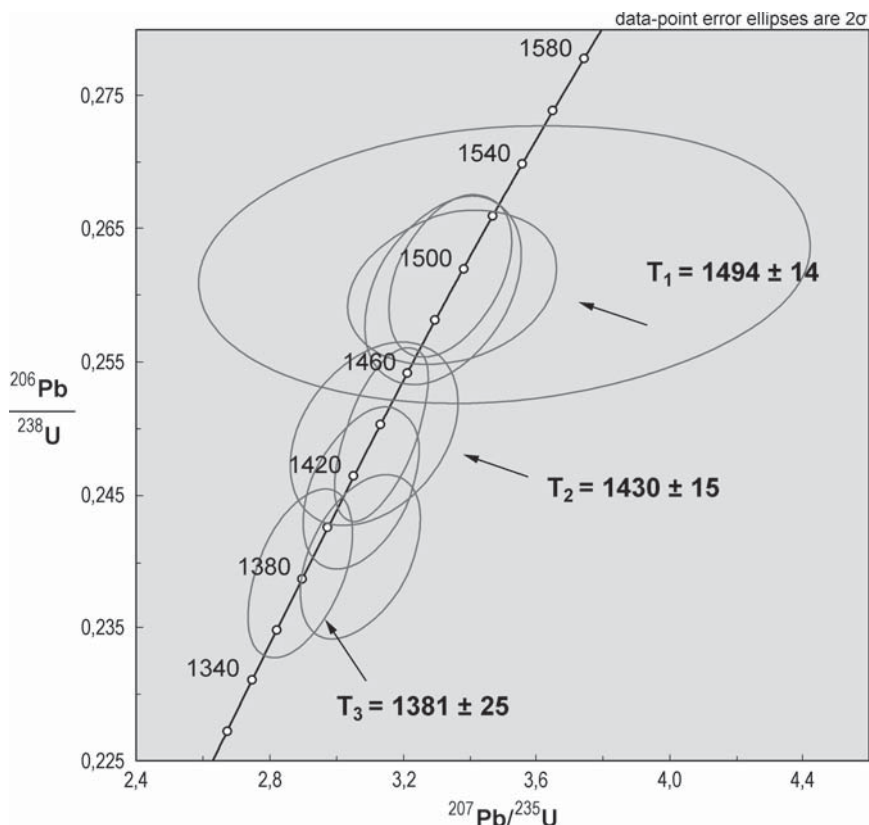


Рис. 12. Конкордия по данным SHRIMP для обр. К-323 [Пучков и др., 2009]

Fig. 12. Concordias after SHRIMP data, sample K-323 [Пучков и др., 2009]

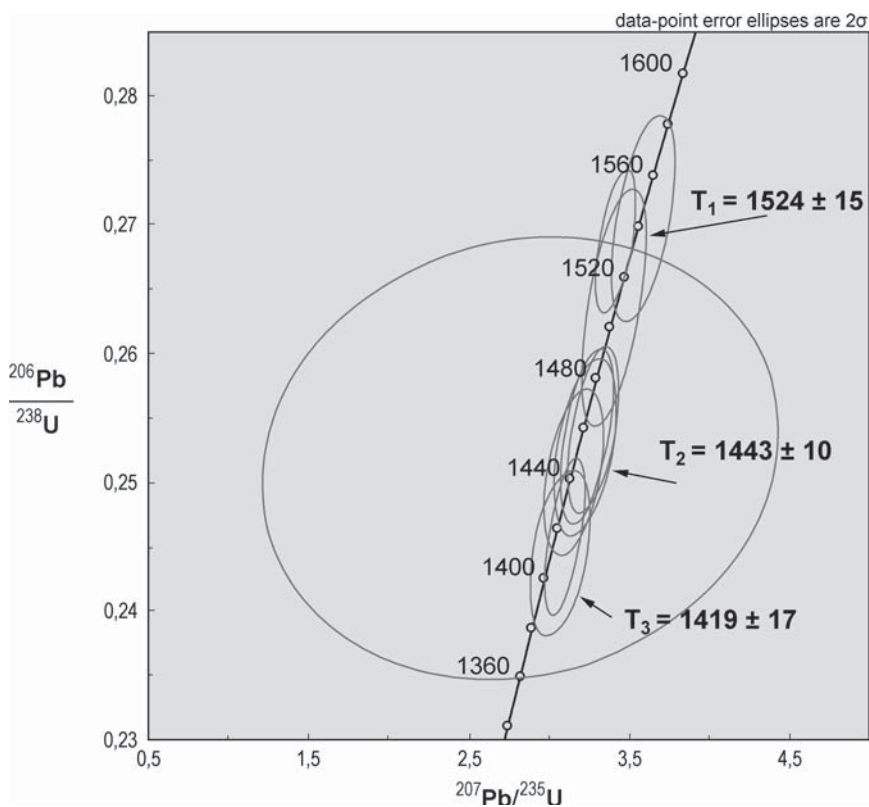


Рис. 13. Конкордия по данным SHRIMP для обр. К-898 [Пучков и др., 2009]

Fig. 13. Concordias after SHRIMP data, sample K-898 [Пучков и др., 2009]

дые возраста в образцах К-323 и К-898, на SHRIMP практически не проявились (рис. 12, 13).

По оценке большинства исследователей [Gradstein et al., 2004; Рассказов и др., 2005; Ронкин, Лепихина, 2009 и др.], точность SIMS SHRIMP, а тем более LA-ICP-MS значительно уступает ID-TIMS. Как указывают последние авторы, важным преимуществом ID-TIMS перед SIMS методами является то, что концентрации, изотопный состав свинца и урана в исследуемом веществе определяются с высокой точностью непосредственно по соответствующим ионным токам изотопов этих элементов, исключая процедуру калибровки по стандарту с известным возрастом. А ведь в этом случае использование стандарта — это дополнительный источник ошибок. Авторы, цитируя опубликованные данные [Dunphy et al., 2003; Black et al., 2003], приводят сравнение датировок аттестованного стандарта TEMORA, сделанных U-Pb SIMS и ID-TIMS. В первом случае «наблюдается значительный разброс (вариации дискордантности от $-178,82(!)$ до $+19,35$) аналитических данных относительно конкордии в диапазоне 380–445 млн. лет. Более того, некоторые фигуративные точки локализованы как выше, так и ниже конкордии». Совершенно иной результат дает датирование стандарта TEMORA методом ID-TIMS: $416,86 \pm 0,23$ млн. лет. Кстати, контрольное датирование этого стандарта в процессе анализа наших, машакских, образцов методом ID-TIMS дало близкий результат: получен средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст $417,43 \pm 0,06$ млн. лет (см. выше).

В заключение, однако, отметим, что для измерения монохронных цирконов преимущества метода CA-ID-TIMS очевидны, для полихронных — вывод из его сравнения с SIMS SHRIMP неоднозначен. Геохимическая и геохронологическая гетерогенность цирконов могут существенно осложнить полную реализацию возможностей первого, и отбраковка результатов в этом случае ведется по сильному разбросу возраста. SHRIMP может дать характеристику реальных содержаний изотопов для всех зон и популяций кристаллов, CA-TIMS — характеризует только избранные их участки, которые, по мнению исследователей, наилучшим образом отражают время образования породы.

Относить разброс возрастов машакской свиты, полученных на SHRIMP, исключительно за счет низкой точности метода, рассматривая эти данные в качестве артефактов, было бы неосторожно. Во многих случаях цирконы машакской свиты концентрически-зональны. При этом, если в одном кристалле циркона имеется 2 кратера, то расположенный ближе к центру дает более древний возраст, как это и следует ожидать исходя из общих представлений о росте цирконов [Краснобаев, 1986; Краснобаев и др., 2008a].

И все-таки: какой же вывод из всего сказанного следует сделать для стратиграфии рифея? Мы пред-

полагаем [Пучков и др., 2009], что в настоящее время в качестве наиболее достоверной датировки нижнего возрастного рубежа машакской свиты следует предварительно принять цифру 1385 млн. лет — не только исходя из вышеуказанных «арбитражных» достоинств метода CA-ID-TIMS, продемонстрированных на ряде стратиграфических объектов международного класса. Как уже отмечалось, важно и то, что эта цифра примерно совпадает с полученными разными методами датировками (см. выше) ряда интрузий, комагматичных вышеописанным вулканитам, рвущих нижний рифей, но не проникающих в машакскую свиту. При этом следует учитывать, что датированные пробы находятся на некотором расстоянии от подошвы свиты.

Оценивая верхний предел возраста свиты, отвечающий подошве зильмердакских кварцитов, в которых уже нет вулканитов, мы можем иметь ввиду две цифры, полученные методом SHRIMP: $1346 \pm 6,0$ млн. лет — 4-й этап формирования цирконов по всем пробам (см. выше) и $1366 \pm 6,4$ млн. лет, полученную по цирконам из базальтов (пробы 4 и 8, давшие практически идентичные результаты). Думается, что следует ориентироваться на указанные датировки, причем необходимо дальнейшее уточнение полученных результатов альтернативными методами.

Зигальгинская свита (250–400 м) является одной из основных маркирующих толщ рифея Южного Урала и сложена преимущественно характерными белыми глыбовыми кварцевыми песчаниками и кварцитовидными разностями их, кварцитами, конгломератами, прослоями и пачками алевролитов и глинистых сланцев, часто углеродистых. В Тараташском антиклинории и на западном крыле Ямантауского антиклинория зигальгинская свита залегает с разрывом на подстилающих нижнерифейских отложениях (соответственно бакальская и юшинская свиты), а восточнее — связана постепенным переходом с подстилающей машакской свитой и ее метаморфизованными возрастными аналогами [Объяснительная записка ..., 2002].

Зигазино-комаровская свита (950–1200 м) в стратотипическом разрезе и разрезах западного крыла Башкирского мегантиклинория представлена глинистыми сланцами, большей частью углеродистыми, переслаивающимися с кварцевыми и полевошпат-кварцевыми алевролитами и в меньшей степени песчаниками; в верхах разреза свиты отмечаются песчаные доломиты и сидериты. С подстилающей зигальгинской свитой она связана постепенным переходом.

Авзянская свита (1500–2000 м) пользуется широким распространением в крыльях Башкирского мегантиклинория. Сложена чередованием карбонатных (доломиты, известняки и сидериты) и терригенных (алевролиты и песчаники полевошпат-кварцевого состава) пород, с прослоями и пачками

глинистых и углеродисто-глинистых сланцев. С подстилающей зигазино-комаровской свитой она связана постепенным переходом. Свита завершает разрез юрматинской серии, общая мощность отложений которой изменяется от 2200 до 6700–7000 м.

Верхний рифей (каратавий)

Каратауская серия имеет наибольшее распространение на Южном Урале, в сравнении с подстилающими ее юрматинской и бурзянской. Серия обладает пестрым терригенно-карбонатным составом и пестрой окраской (чем резко отличается от нижележащих отложений). Каратауская серия расчленена на зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую, укскую и криволукскую свиты, связанные между собой постепенными переходами, и только в основании укской свиты местами отмечается небольшой перерыв. Нижняя граница серии совпадает с подошвой зильмердакской свиты, залегающей на подстилающих отложениях юрматинской серии с постепенным переходом [Козлов и др., 1994; Объяснительная записка ..., 2002].

Зильмердакская свита (1400–3000 м) является базальной для каратавия и сложена разномасштабными полевошпат-кварцевыми, аркозовыми, субаркозовыми, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами, глинистыми сланцами, маломощными прослоями и линзами конгломератов, гравелитов и песчаных доломитов. Она разделена на ряд подсвит.

Катавская свита (200–400 м) почти нацело представлена известняками, их глинистыми разностями и мергелями. Характерный облик и окраска карбонатов этой свиты делают ее отличным опорным горизонтом. Она распространена вдоль склонов хребтов, сложенных зильмердакской свитой. В известняках свиты часто отмечаются строматолиты III-го (верхнерифейского) комплекса.

Инзерская свита (400–700 м) представлена полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами, часто с глауконитом и аргиллитами; существенную роль в западных разрезах свиты играют известняки и доломиты, нередко содержащие строматолиты III-го (верхнерифейского) комплекса. В верхней части разреза инзерской свиты западного крыла Башкирского мегантиклинория также присутствует пачка известняков (мощность около 50 м) со строматолитами и микрофитолитами III-го (верхнерифейского) комплекса.

Миньярская свита (500–600 м) сложена доломитами и доломитизированными известняками, содержащими строматолиты и микрофитолиты III-го (верхнерифейского) комплекса.

Укская свита (180–400 м) сложена известняками, часто содержащими строматолиты и микрофитолиты IV-го (укского) комплекса верхнего рифея, глауконит-кварцевыми, кварцевыми и полимикто-

выми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов.

Криволукская свита (100–250 м) имеет ограниченное распространение на восточном крыле Башкирского мегантиклинория в Криволукской и Тирлянской синклиналих, сложена алевролитами и песчаниками преимущественно кварцевого состава с прослоями глинистых и углеродисто-глинистых сланцев в верхней части. С подстилающей укской свитой она связана постепенным переходом [Козлов, 1982]; верхняя граница проводится по подошве тиллитоподобных конгломератов бакеевской свиты ашинской серии, залегающих с размывом.

Криволукская свита завершает разрез каратауской серии, общая мощность отложений которой колеблется от 2700 до 6300 м.

Завершающий рифей (аршиний)

Криволукская свита в стратотипе с размывом перекрывается терригенной кургашлинской свитой, отличительной особенностью которой является присутствие в разрезе тиллитовидных конгломератов. Показательный разрез свиты находится на левом берегу р. Белой, в районе Апшакской мельницы (илл. 6). В расположенных севернее районах аналогом кургашлинской свиты является аршинская, представленная значительно более полно: терригенными породами, в том числе кварцитами, с небольшими прослоями известняков, с двумя горизонтами тиллитовидных конгломератов и пачкой эффузивов между ними.

Указанные свиты в Стратиграфических схемах докембрия Урала [1993] рассматриваются в составе нижнего венда, с предположительной нижней границей на уровне 650 ± 20 млн. лет и верхней 620 ± 15 млн. лет. Однако эти рубежи устарели.

В.М. Горожаниным [1998а] вулканиты среднего состава из аршинской свиты в районе руч. Половинный, к северу от пос. Тирлян, были датированы Rb-Sr методом как 677 ± 31 млн. лет. Слишком большой доверительный интервал датировки не позволил в то время сделать соответствующие выводы о принадлежности аршинской свиты к рифею. Однако сравнительно недавно нами получены результаты U-Pb датирования (SHRIMP) цирконов из метабазальтовых порфиритов примерно того же района [Пучков и др., 2007; Козлов и др., в печати]. Для наиболее распространенных цирконов (>90%) получена датировка $709,9 \pm 7,3$ млн. лет, которая соответствует возрасту вулканитов. В небольшом количестве имеются древние цирконы, около 2 млрд. лет, свидетельствующие о некотором участии кристаллического фундамента древней коры в формировании эффузивов.

В структуре восточного крыла Тирлянской синклинали свита залегают стратиграфически выше арвякской и мазаринской свит верхнего рифея,

которые прорваны барангуловским габбро-гранитным комплексом, с возрастом цирконов (U-Pb SHRIMP) 725 ± 5 млн. лет [Краснобаев и др., 2007], и родственным ему Мазаринским массивом с максимальным возрастом габброидов (цирконы, U-Pb метод, SHRIMP) $704,2 \pm 8,3$ млн. лет [Кузнецов, 2009], а на западе этой синклинали — стратиграфически выше укской свиты верхнего рифея в тиллитоподобных конгломератах аршинской свиты содержатся обломки известняков, по составу, структурно-текстурным особенностям и содержанию микрофитоцитов из групп *Vesicularites* и *Radiosus*, характерных для укской свиты.

Полученные нами вышеупомянутые датировки цирконов (SIMS SHRIMP II) из метабазальтовых порфиринов аршинской свиты, которые, по нашему мнению, комагматичны барангуловскому габбро-гранитному комплексу [Пучков и др., 2007; Краснобаев и др., 2007], приводят к выводу, что отложения аршинской свиты должны быть выделены в самостоятельный довендский (надкаратауский) стратон в составе рифея: завершающий рифей — аршиний (с индексом RF_4). С учетом Дополнений к Стратиграфическому Кодексу [2000], породы аршинской свиты должны быть отнесены к рифею, а сама свита переведена в ранг серии.

Конечно, декретирование нижней границы венда на 600 ± 10 млн. лет не может рассматриваться как окончательное. Вот что пишет М.А. Семихатов [2008] по поводу этой границы: «Изотопный возраст нижней границы венда за два минувших десятилетия оценивали в 650 ± 20 или 600 ± 10 млн. лет на основании K-Ag и Rb-Sr датировок осадочных и единичных магматогенных геохронометров и/или на основании отдаленных корреляций лапландских тиллитов. В свете современных данных упомянутые оценки требуют более строгого обоснования, так как принимавшаяся при этом трактовка геологического значения K-Ag и Rb-Sr датировок не безусловна, а использованная корреляция лапландского гляциогоризонта не подтвердилась. К сожалению, достоверных изотопных датировок упомянутой границы до сих пор нет, но на Среднем Урале установлено, что сопоставимые с нижнелапландскими танинские тиллиты моложе 671 ± 24 млн. лет (U-Pb, SHRIMP, циркон) и древнее 569 ± 42 млн. лет (Sm-Nd, валовые пробы). Дополнительные сведения об изотопном возрасте лапландского (варангерского) гляциогоризонта предоставляет его корреляция с тиллитами Наньто Южного Китая. Эта корреляция определяется не только тем, что тиллиты Наньто в настоящее время все исследователи относят к уровню Варангер — Марино, но и биостратиграфическими данными. В восточной части ущелья р. Янцзы в 11 м стратиграфически выше кровли названных тиллитов вблизи основания формации Доушаньто появляется ассоциация пергататакских акритарх, которая, судя по C-изотопным хемотратиграфическим дан-

ными, в китайских разрезах появилась на несколько более низком стратиграфическом уровне, чем в австралийских. U-Pb датировки вулканогенных цирконов (ID-TIMS) из формации Датаньпо, которая предшествует тиллитам Наньто и отделена от них несогласием, составляют 663 ± 4 млн. лет, а из согласно налегающей на тиллиты формации Доушаньто в 2,5 и 10 м от ее основания — $635,2 \pm 0,6$ и $632,5 \pm 0,5$ млн. лет соответственно. Следовательно, возрастные рамки варангерских (лапландских) тиллитов путем корреляции определяются как $663 \pm 4 \dots 635,2 \pm 0,6$ млн. лет, хотя для точного датирования их нижней границы данных пока нет. Видимо, они близки к 650 млн. лет».

Легко видеть, что даже в случае проведения нижней границы венда на 650 млн. лет отнесение аршинской серии к рифею остается необходимым. Тиллиты этой серии оказываются древнее лапландских или мариноанских (в мировой литературе их уровень известен как Sturtian [Zhang et al., 2009; Hoffman, Li, 2009]).

В стратотипических разрезах аршинская серия включает байнасскую, махмутовскую, игонинскую и шумскую свиты (рис. 14) [Козлов и др., 2008 и в печати]

Байнасская свита (RF_4bn) сложена сланцами переменного серицит-хлорит-кварцевого состава, часто известковистыми, с прослоями карбонатно-кварцевых разностей и доломитов; в основании свиты отмечаются разногалечные конгломераты и кварцевые песчаники. На подстилающей арвякской свите залегает с разрывом (контакт фиксируется конгломератами, вскрыт шурфами и имеет падение на северо-запад $275^\circ \angle 30^\circ - 40^\circ$). В.И. Козловым, выделившим эту свиту, в качестве стратотипа предложен разрез по правому берегу руч. Городского (Махмутовского) в 4,6 км выше его устья. Мощность свиты 350–400 м.

Махмутовская свита (RF_4mh) сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, тиллитоподобными конгломератами, кварцитовидными серицит-кварцевыми сланцами и кварцитами. На подстилающей байнассской свите залегает согласно. Свита выделена со стратотипом в разрезе правого берега руч. Городского (Махмутовского) в 4 км выше д. Махмутово. Мощность свиты около 250–300 м.

Игонинская свита (RF_4ig) сложена метабазальтами, их туфами и туфобрекчиями. С подстилающей махмутовской связана постепенным переходом (обнажение на хребте Мал. Баштур и юго-западном склоне г. Игонин Камень). Выделяется впервые со стратотипом в разрезе г. Игонин Камень (междуречье Тирляна и Арши, в 6 км северо-северо-западнее пос. Тирлян). Мощность свиты 300–800 м.

Шумская свита (RF_4sm) представлена сланцами серицит-хлорит-кварцевыми, кварцито-песчаниками и тиллитоподобными конгломератами.

Залегает на подстилающей игонинской свите с постепенным переходом, что наблюдалось в обнажении северо-северо-восточнее г. Игонин Камень. Свита выделяется впервые со стратотипом на южных отрогах горы Шум в разрезе левого берега в приустьевой части р. Тирлян (в 2 км выше устья). Мощность 200–400 м.

Суммарная мощность отложений аршинской серии изменяется от 1100 до 1900 м и определяется

наличием и мощностью вулканитов в конкретных разрезах.

Выделенная серия не имеет контактов с вендскими отложениями, которые вообще отсутствуют на восточном крыле Башкирского антиклинория; она перекрыта здесь фаунистически охарактеризованными песчаниками среднего ордовика.

В типовых разрезах венда на западном крыле Башкирского антиклинория, отвечающих ашинской

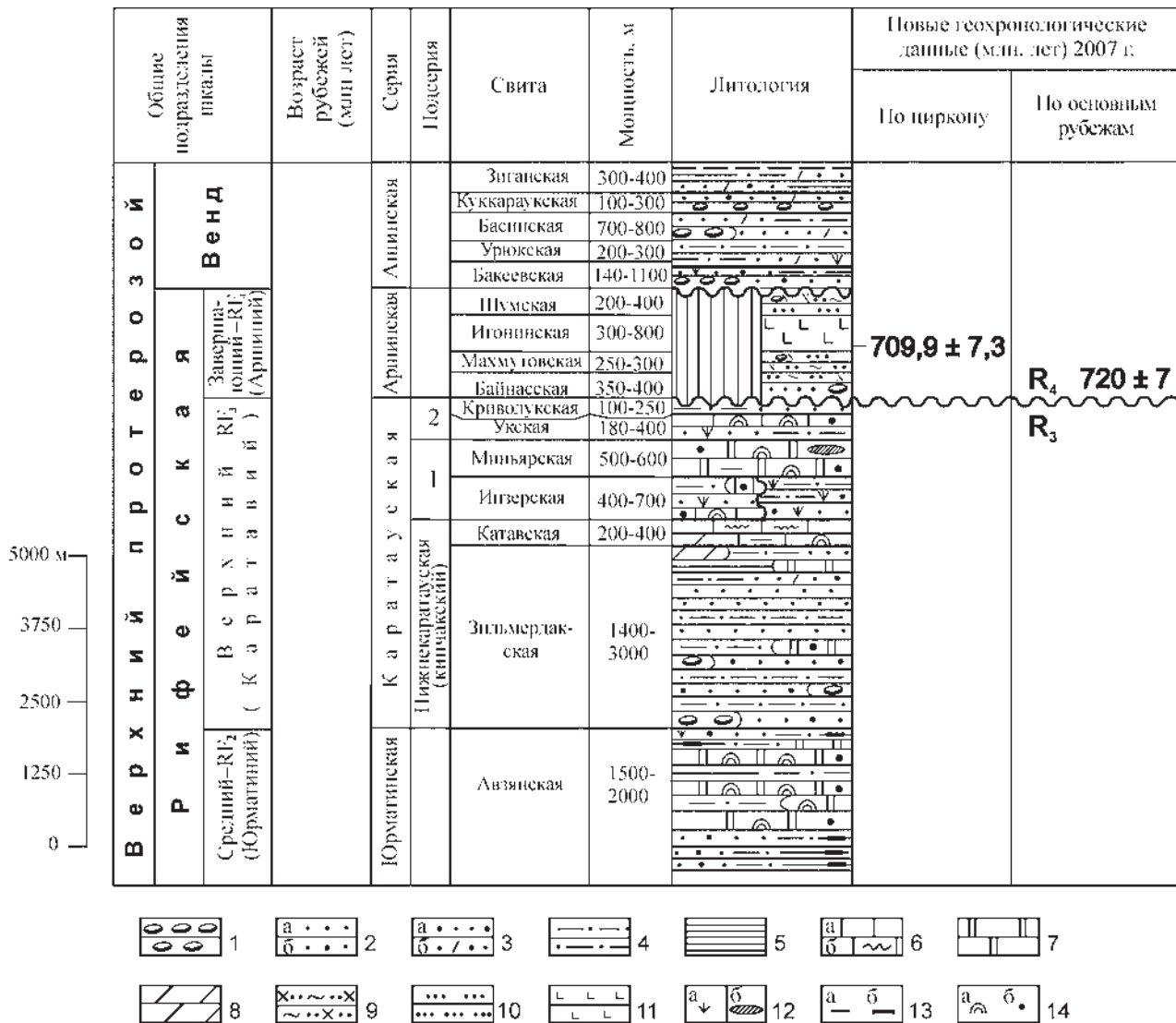


Рис. 14. Сводная стратиграфическая колонка верхнего рифея – венда восточного крыла Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) [Козлов и др., 2008]

1 — конгломераты; 2–3 — песчаники: 2 — кварцевые (а), полевошпат-кварцевые (б), 3 — аркозовые (а), полимиктовые (б); 4 — алевриты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки массивные (а), струйчатые (б); 7 — доломиты; 8 — мергели; 9 — сланцы переменного слюдисто-хлорит-кварцевого состава; 10 — кварциты; 11 — вулканогенные породы; 12, 13 — характеристика породы: 12 — глауконит (а), кремни (б), 13 — глинистость (а), углеродистость (б); 14 — органические остатки: строматолиты (а), микрофитолиты (б)

Fig. 14. The general stratigraphic column of the Upper Riphean – Vendian of the eastern limb of the Bashkirian meganticlinorium [Козлов и др., 2008]

1 — conglomerates, 2–3 — sandstones: 2 — quartz (a), feldspar-quartz (б); 3 — arkose (a), polymictic (б); 4 — siltstones; 5 — shales, 6 — limestones: massive (a), laminated (б); 7 — dolomites, 8 — marls, 9 — shales of variable quartz-chlorite-mica composition, 10 — quartzites, 11 — volcanic rocks; 12, 13 — rock characteristics: 12 — glauconite (a), cherts (б); 13 — argillaceous (a), carbonaceous (б); 14 — organic remains: stromatolites (a), microphytolites (б)

(не путать с аршинской) серии обычно выделяются (снизу вверх) бакеевская, урюкская, басинская, куккараукская и зиганская свиты, мощностью до 1500 м. В Стратиграфических схемах Урала [1993] вся ашинская серия рассматривается в качестве позднего венда. Однако в современном контексте вопрос об отнесении низов ашинской серии (бакеевской и, возможно, урюкской свит) к венду может рассматриваться как проблемный. Бакеевская свита залегает с разрывом на укской (контакт прекрасно обнажен на восточной окраине г. Усть-Катав у железнодорожного полотна). Однако объем перерыва неясен. Сама бакеевская свита, с довольно слабо обнаженным и периодически погребенным под оползающим берегом стратотипическим разрезом, представлена песчаниками полевошпат-

кварцевыми с глауконитом, с прослоями глинистых сланцев, в основании иногда с прослоями тиллитовидных конгломератов и гематитовых руд, мощностью до 140 м, охарактеризована в верхах находками бесскелетной эдиакарской фауны, и по этому признаку может быть скоррелирована с эдиакарием международной шкалы (но подошва эдиакария древнее вендской).

Особую ценность для стратиграфии пограничных слоев рифея и венда представляют разрезы правобережья р. Зилим в районе с. Толпарово (рис. 15, 16). Здесь Б.М. Келлером и др. [1984] под урюкской свитой были выделены 2 свиты — толпаровская и суировская, вероятные аналоги бакеевской свиты, но значительно более мощные (до 1000 м) и, возможно, отвечающие более широкому диапазону. Свиты представляют собой единую толщу терригенных пород, с двумя прослоями конгломератов: в низах песчанниковой толпаровской свиты и в нижней части вышележащей суировской, причем последняя содержит больше алевритистоглинистых прослоев, а ее конгломераты предположительно отнесены к тиллитовидным (сходство с тиллитами дополняется наличием в верхах суировской свиты прослоя доломита, обычного в случае ледникового характера конгломерата — *car dolomite*).

Как было показано В.М. Горожаниным [1988], толща, представленная толпаровской и суировской свитами, заполняет эрозионную впадину шириной до 18 км, врезанную в отложения каратавия (возможно, вплоть до катавской свиты) (рис. 15, 16). Нам представляется, что эта впадина отвечала фьорду, врезанному в укско-криволукский шельф покровным ледником. Не исключено, что эти толщи, так же как и бакеевская (а возможно и урюкская свита), должны коррелироваться с аршинием (он же, в свою очередь, — с низами эдиакария и верхами криогения). Однако этот вопрос подлежит дальнейшему обсуждению. Если высказанные М.А. Семихатовым [2008] соображения о возрасте основания

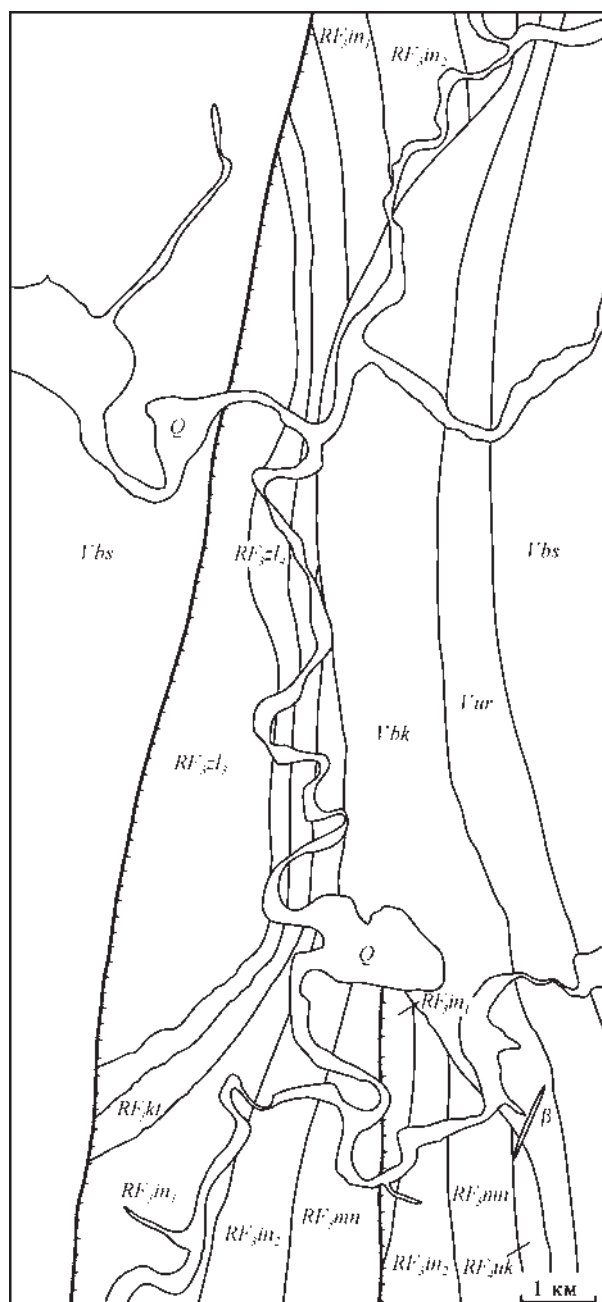


Рис. 15. Геологическая схема района с. Толпарово ([Горожанин, 1988], скорректировано)

Условные обозначения: Q — аллювий; свиты венда: Vbs — басинская, Vur — урюкская, Vbk — бакеевская; свиты каратавия: RF₃uk — укская, RF₃mn — миньярская, RF₃in — инзерская, RF₃kt — катавская; зильмердакская свита: RF₃zl₄ — бедерышинская подсвита, RF₃zl₃ — лемезинская подсвита; β — дайка диабазы; толстая линия — разлом

Fig. 15. Geological scheme of the Tolparovo area ([Горожанин, 1988], corrected)

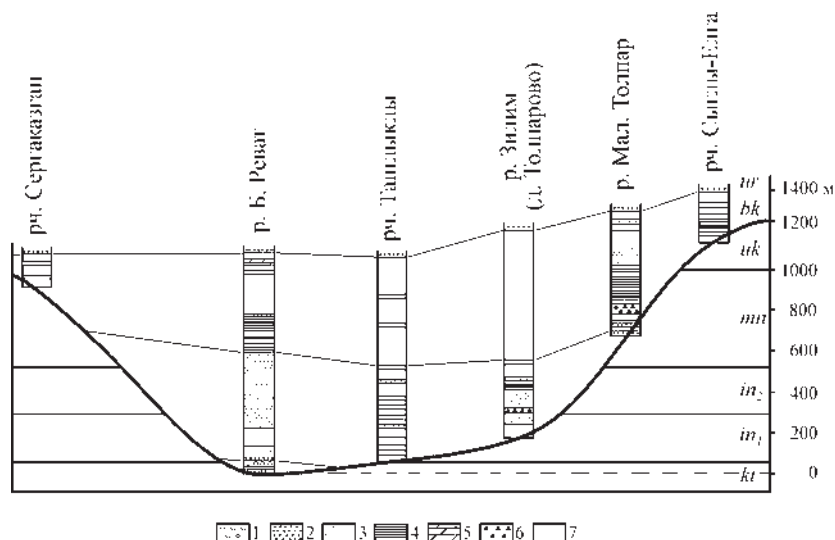
Symbols: Q — alluvium; Vendian formations: Vbs — Basu, Vur — Uryuk, Vbk — Bakeevo; Karatavian formations: RF₃uk — Uk, RF₃mn — Minyar, RF₃in — Inzer, RF₃kt — Katav; the subformations of the Zilmerdak formation: RF₃zl₄ — Bederysh, RF₃zl₃ — Lemeza; β — diabase dyke; thick line — a fault

Рис. 16. Схема сопоставления разрезов доурукских отложений, выполняющих эрозионную впадину в районе с. Толпарово [Горожанин, 1988]

Условные обозначения: 1 — конгломераты, 2 — гравелиты, 3 — песчаники, 4 — аргиллиты и алевролиты, 5 — доломиты, 6 — тиллитовидные конгломераты, 7 — задернованные участки

Fig. 16. The correlation scheme of the sections of pre-Uryuk deposits, filling the erosional trough in the Tolparovo area [Горожанин, 1988]

Symbols: 1 — conglomerates, 2 — gravelstones, 3 — sandstones, 4 — shales and siltstones, 5 — dolomites, 6 — tillite-like conglomerates, 7 — unexposed



венда верны, то тиллиты суировской свиты придется коррелировать с горизонтом Марино.

Выше урукской свиты, представленной преимущественно полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками и аркозами с прослоями гравелитов и конгломератов, мощностью до 300 м, характер разреза резко меняется. Верхние три свиты (басинская, куккараукская и зиганская, общей мощностью свыше 1500 м) приобретают отчетливо полимиктовый характер; содержат обломки метадиабазов, метакварцитов, красных яшм и гранитоидов, причем куккараукская свита представлена конгломератами с обломками тех же пород. Тяжелая фракция минералов выше подошвы басинских отложений изучалась нами совместно с германскими учеными. Выяснилось, что она существенно отличается от тяжелой фракции нижележащих как по набору минералов, что видно из рис. 17, так и по их габитусу [Willner et al., 2001].

Изучение возрастов единичных зерен цирконов по всему разрезу [Willner et al., 2003] также подтверждает вышеуказанные предположения. Ниже подошвы басинской свиты цирконы образуют 4 кластера, отвечающие, по-видимому, особенностям конкретных блоков кристаллического фундамента кратона, поставивших терригенный материал. Цирконы с возрастом 1525–1859 млн. лет, образуют дискордию с верхним подсечением 2006 млн. лет. Цирконы с возрастом 1958–1989 млн. лет находятся вблизи конкордии, и тоже указывают на возраст кристаллизации, близкий к 2000 млн. лет. Наиболее древними являются цирконы 2124–2185 млн. лет. Самый молодой кластер — 1399–1572 млн. лет (рис. 18). Учитывая новые датировки цирконов кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы ([Vogdanova et al., 2008] и ссылки в этой работе), для всех этих групп там можно найти аналоги, и таким образом подтверждается, что источником сноса терригенного материала в рифее

был континент к западу от Урала (в современных координатах).

Цирконы из венда образуют две группы. Происхождение группы I с возрастными 1932, 1847, 1788 и 1483 млн. лет и 1898–2058 млн. лет объясняется тем, что в размыв попадали терригенные рифейские осадки, вовлеченные в орогенические поднятия. Группа II варьирует между 643 и 512 млн. лет, образуя кластер вблизи конкордии, с возрастом 580 млн. лет (рис. 19). Наличие этих цирконов, имеющих отчетливо магматическое происхождение, четко указывает на восточный источник сноса, поскольку на западе интрузии этого возраста, совпадающего со временем образования орогена, отсутствуют, и не было предпосылок для их образования.

Вышеприведенные факты говорят о том, что в период формирования ашинской серии произошли орогенические процессы, на краю рифейского платформенного бассейна возник ороген, и в прогибе стала накапливаться моласса.

В дополнение к характеристике источников сноса, образовавших молассу, нельзя не упомянуть и еще одну работу германских минералогов и изотопистов, написанную также при участии автора [Willner et al., 2004]. Речь идет о массовых определениях Ar-Ar возраста белых слюд из вендских синорогенных отложений Южного Урала методом лазерной абляции. Было показано, что эти слюды образуют две отчетливые возрастные группы. Первая, с возрастом 571–609 млн. лет, имеет фенгитовый состав и, таким образом, прямо указывает на источник сноса: она может быть напрямую скоррелирована с эксгумацией высокобарических метаморфитов в орогене (Белорецкий купол). В то же время, более древние слюды (645–732 млн. лет) представлены только мусковитом, отвечают более сложной и длительной истории преобразований рифейских пород, не испытавших высокобарического метаморфизма, и могут

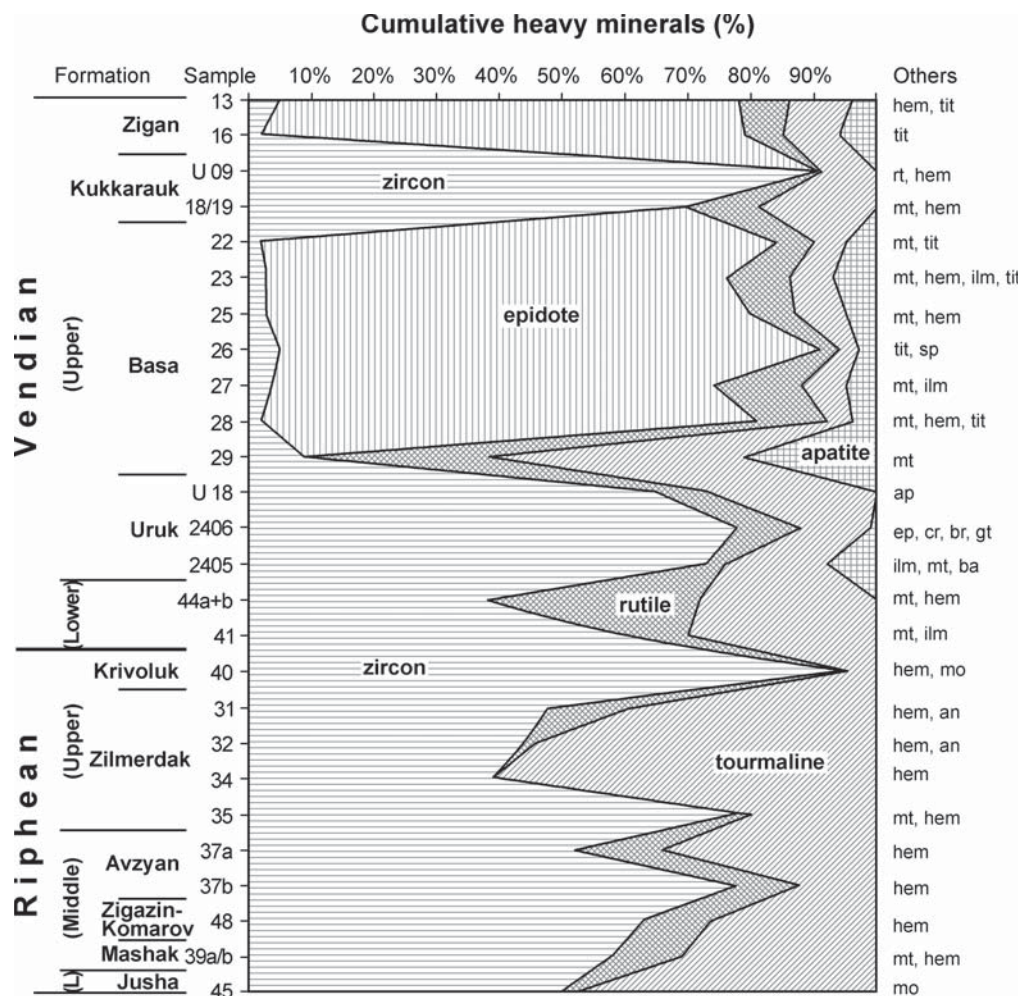


Рис. 17. Минералогический состав тяжелой фракций рифейско-вендских отложений Башкирского антиклинория [Willner et al., 2001]. Обращает на себя внимание резкая смена характера кривых на границе урукской (Uruk) и басинской (Basa) свит, связанная с изменением источника сноса (платформенный, западный источник сменился восточным, орогенным)

Fig. 17. Mineralogical composition of heavy fractions of the Riphean-Vendian deposits of the Bashkirian anticlinorium [Willner et al., 2001]. Noteworthy is a sharp change of the character of the diagram at the boundary between the Uryuk and Basa formations, connected with a change of provenance (from the western, platformal, to the eastern, orogenic)

быть связаны с размываемым доорогенным материалом.

Дополнительные возрастные ограничения вендской молассы ставятся следующими датировками: в куккараукской свите содержится гранитная галька с Ar-Ar возрастом по микроклину 530–550 млн. лет; ортоклаз в зиганской свите имеет возраст 590–630 млн. лет [Glasmacher et al., 1999].

Напомним также о присутствии эдиакарской биоты в басинской и зиганской свитах [Беккер, 1988, 1992, 1996].

На фоне всего вышеизложенного определенным диссонансом прозвучали новые данные (Н.Б. Кузнецов, устное сообщение) о находках обломков раковинной фауны в песчаниках ашинской серии. Микрофотографии этих обломков действительно создают впечатление о присутствии в линзочках песчаников куккараукской свиты каких-то тяжелых

(фосфатных?) органических остатков, похожих на битую ракушу. Сведения о находках остатков скелетной фауны в ашинской серии и ее аналогах поступали и раньше. В частности, Е.В. Чибрикова сообщала о находках в ней сколекодонтоподобных остатков. Известно упоминание о неповторенной находке скелетной фауны в ашинской серии в юго-западной части Башкирского антиклинория. Напомню, наконец, что наши корифеи-стратиграфы [Келлер и др., 1975] допускали возможность того, что верхи ашинской свиты относятся к «древнейшим слоям кембрия».

В рамках данной монографии, которая находится практически на выходе из печати, вопрос проверки указанных сведений о находках остатков скелетной фауны решить уже невозможно: его следует отложить на ближайшее будущее. Первое, что надо сделать,— исключить возможность контаминации

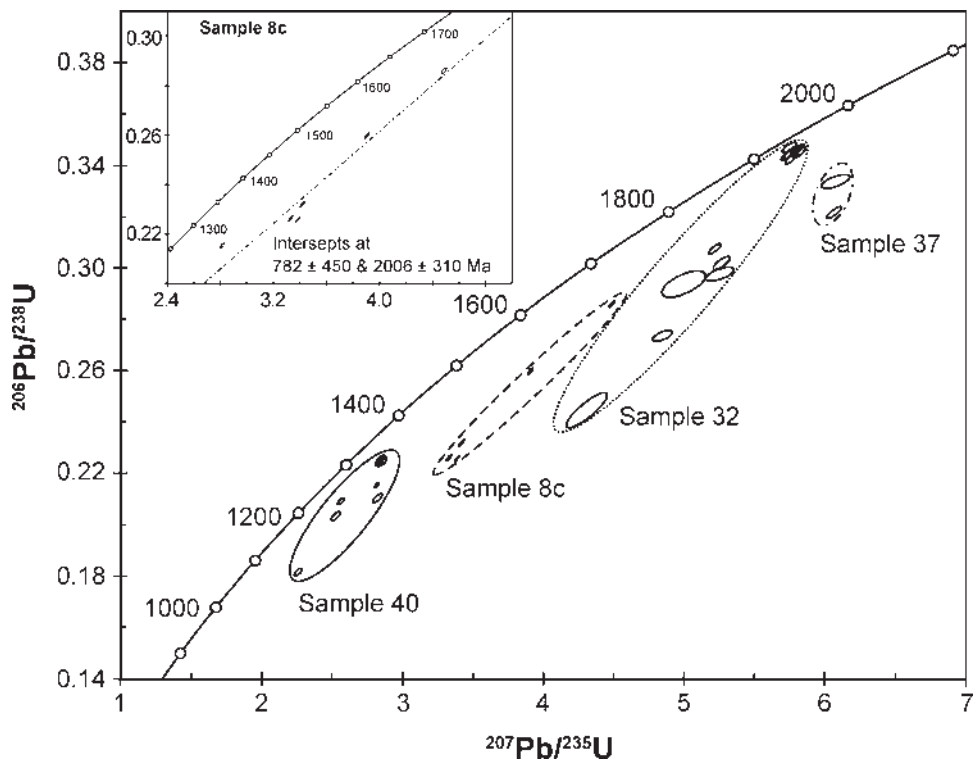


Рис. 18. Диаграмма U-Pb изотопных соотношений единичных цирконов из рифея Башкирского антиклинория [Willner et al., 2003]

Fig. 18. The diagram of U-Pb isotope ratios of single zircons from the Riphean of the Bashkirian anticlinorium [Willner et al., 2003]

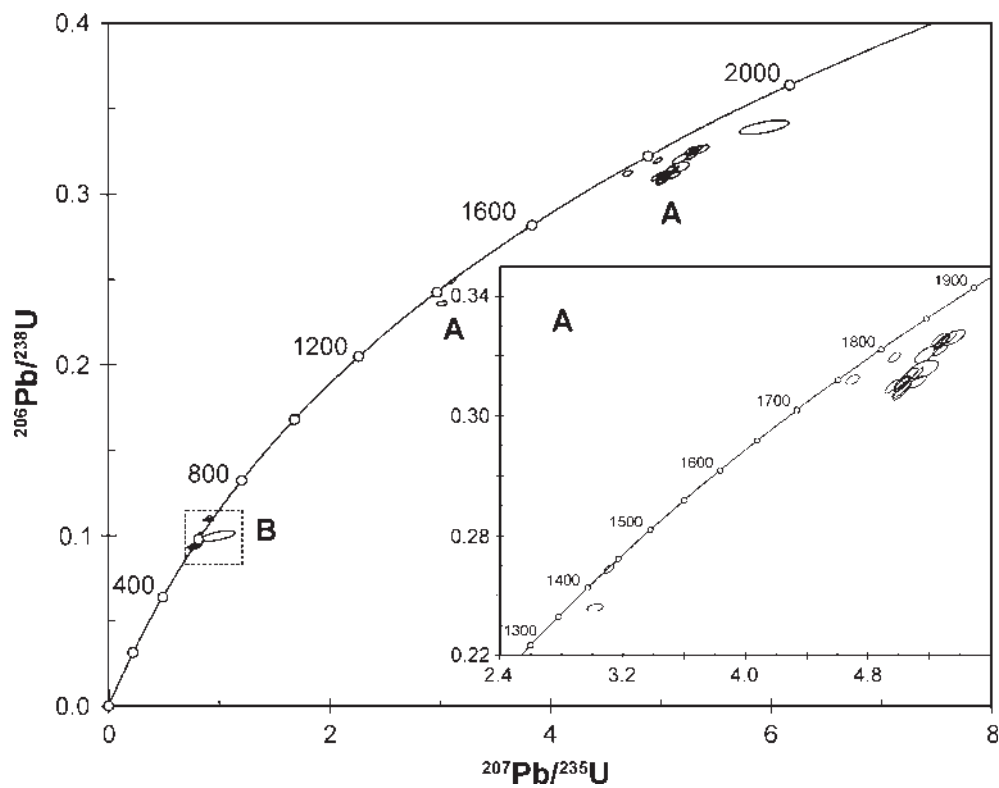


Рис. 19. Диаграмма U-Pb изотопных соотношений единичных цирконов из венда Башкирского антиклинория [Willner et al., 2003]

A — группа I, окатанные цирконы; B — группа II, огранные цирконы

Fig. 19. The diagram of U-Pb isotope ratios of single zircons from the Vendian of the Bashkirian anticlinorium [Willner et al., 2003]

A — group I, rounded zircons; B — group II, faceted zircons

материалом из кембрийских проб, обрабатывавшихся Н.Б. Кузнецовым ранее.

В любом случае, однако, эти данные вряд ли смогут сильно повлиять на общие выводы, касающиеся необходимых изменений, которые следует внести в Уральскую шкалу верхнего докембрия, а также в вопрос о характере корреляции Уральской и Международной шкал верхнего докембрия. Эти выводы, обсуждавшиеся выше, сведены в виде таблицы 1.

Кваркушский антиклинорий

Стратиграфии верхнего протерозоя Кваркушского антиклинория посвящена специальная монография [Аблизин и др., 1982]. Некоторые изменения и уточнения в существующую схему были внесены позже [Стратиграфические ..., 1993]. Кроме того, получен целый ряд новых датировок, как в стратотипе (о чем говорилось выше), так и в разрезах Кваркуша, причем они не всегда согласуются с геологическими данными.

Ниже дается краткое рассмотрение стратиграфической шкалы докембрия Кваркушского (Вогульского) антиклинория по вышеуказанным источникам, с использованием Путеводителя экскурсий [Маслов и др., 1996] и с необходимыми корректировками

и комментариями по более поздним публикациям (рис. 20).

Средний(?) – верхний рифей

В пределах антиклинория не обнаружено или не доказано присутствия отложений древнее верхнего рифея (RF₃). Последний делится на две серии: кедровскую и басегскую. Кедровская серия, в свою очередь, делится на две свиты. Нижняя, синегорская свита представлена кварцитопесчаниками, кварцитами, в верхах полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками и гравелитами, а в средней части — серицит-хлорит-кварцевыми сланцами и филлитами. Мощность 1700–1950 м. Верхняя, клыктанская свита в нижней части представлена серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми сланцами, отчасти черными углеродистыми; выше появляются прослой известняков. Карбонатно-сланцевая пачка сменяется известняками и доломитами со строматолитами и микрофитолитами, сходными с миньярско-укскими, и перекрытыми серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми сланцами и полевошпат-кварцевыми песчаниками. Мощность 1170–1200 м. В составе свиты отмечаются аповулканогенные альбит-эпидот-хлоритовые и другие подобные им сланцы.

Таблица 1

Сопоставление Международной шкалы протерозоя [Gradstein et al., 2004] и предлагаемой Уральской (данная работа)

<i>Международная шкала</i>			<i>Возрастной рубеж, млн. лет</i>	<i>Уральская шкала</i>				
<i>Эпохотема, зон</i>	<i>Эратема, эра</i>	<i>Система, период</i>		<i>Эратема, эра</i>	<i>Система, период</i>			
П Р О Т Е Р О З О Й		Неопротерозой	Эдиакарий	542	Р И Ф Е Й	Венд		
			Криогений	630		600	Аршиний	
				850		720	Каратавий	
	Мезопротерозой	Тоний	Стений	1000		Верхний (поздний) протерозой	Юрматиний	
			Экстазий	1200				1030
			Калиммий	1400				1380
				1600				1700
	Палеопротерозой	Статерий	Орозирий	1800		Нижний (ранний) протерозой		
			Риаций	2050				
			2300					
			Сидерий	2500				

Примечания: преимущество Уральской шкалы заключается в том, что в ней, согласно общему стратиграфическому принципу, предлагаются реальные стратотипы и рубежи вместо механического деления на отрезки в 200 млн. лет. Кроме того, сохраняется приоритет выделения вендской системы перед эдиакарской, выделенной значительно позже.

В басегской серии выделяется четыре свиты: осянская, представленная кварцитовыми песчаниками, мощность 350 м, щегровитская — трахитами, трахибазальтами, туфами, мощностью от 0 до 900 м, федотовская — углистыми хлорит-кварцевыми сланцами с прослоями известняков и песчаников, 1400 м мощностью, и усвинская — серицит-хлоритовыми сланцами и кварцито-песчаниками, мощностью от 200 до 1200 м.

Залегающие выше с перерывом отложения серебрянской и сыльвицкой серий относились обычно к нижнему и верхнему венду соответственно; сейчас появились основания для пересмотра их корреляции.

Завершающий рифей

Разрез серебрянской серии начинается танинской свитой, которая, по авторитетному мнению Н.М. Чумакова [Маслов и др., 1996], сложена в основном тиллитовидными конгломератами, с подчиненными песчаниками, сланцами, доломитовыми известняками и базальтами. Мощность 360–800 м. Вышележащая гаревская свита представлена глинистыми сланцами и олигомиктовыми тонкослоистыми песчаниками, мощностью 300–730 м. Она согласно перекрывается койвин-

ской свитой пестрого и фациально неустойчивого состава, представленной глинистыми сланцами, алевролитами, с прослоями доломитов и известняков. Местами в ней присутствуют щелочные базальтоиды и тиллитовидные конгломераты. Мощность 12–700 м. Выше залегают углистые сланцы с прослоями известняков, мощностью до 300 м, выделяемые в бутонскую свиту. Завершается разрез серебрянской серии керносской свитой, представленной кварцитами, полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, с локально развитыми тиллоидами, а также с вулканитами, выделенными в шпалорезовский и дворецкий комплексы. Первый сложен трахибазальтами, трахидолеритами и щелочными пикритами; второй — трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, карбонатитами и кимберлитоподобными породами [Смирнов и др., 1977; Зильберман и др., 1980, 2002; Румянцева, 1980; Петров и др., 2005б].

В восточных районах нижние три свиты становятся более метаморфизованными, теряют в мощности, изменяются фациально. Они содержат в низах измененные базальтоиды и магнетит-гематитовые сланцы (подобно бакеевской свите Южного Урала), а в средней части — метатиллоиды, и выделяются в качестве вильвенской свиты.

Table 1

Correlation between the International scale of Proterozoic [Gradstein et al., 2004] and a suggested Uralian (in this book)

<i>International scale</i>			<i>Age limit, Ma</i>	<i>Uralian scale</i>			
<i>Eonotheme, Eon</i>	<i>Eratheme, Era</i>	<i>System, Period</i>		<i>Eratheme, Era</i>	<i>System, Period</i>		
P r o t e r o z o i c	Neoproterozoic	Ediacarian	542	K i r i l o v a n	Vendian		
		Cryogenian	630 – 600		Arshinian		
		Tonian	850 – 720		Karatavian		
	Mesoproterozoic	Stenian	1000 – 1030		U p p e r (L a t e) P r o t e r o z o i c	Yurmatinian	
		Ecstasian	1200 – 1380			Burzyanian	
		Calymmian	1400 – 1600				
	Paleoproterozoic	Staterian	1600 – 1700			L o w e r (E a r l y) P r o t e r o z o i c	
		Orosirian	1800				
		Rhiacian	2050				
		Siderian	2300				
					2500		

Notes: The asset of the Uralian scale is that it follows to the general stratigraphic principle: the suggested stratons and boundaries have their own real standards, while the International scale suggests a mechanical division, mostly by a time span of 200 Ma. At that, the priority of the Vendian before Ediacarian is justly preserved.

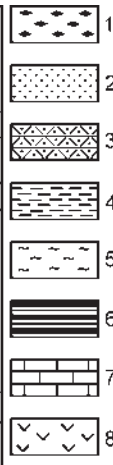


Рис. 20. Стратиграфическая колонка отложений верхнего докембрия западного склона Среднего Урала [Аблизин и др., 1982]

Условные обозначения: 1 — тиллитовидные конгломераты, 2 — кварциты и кварцито-песчаники, 3 — полевошпат-кварцевые песчаники и кварцито-песчаники, 4 — зеленовато-серые сланцы, 5 — аргиллиты, 6 — темно-серые углистые сланцы, 7 — карбонатные породы, 8 — вулканогенные породы. **Свиты:** sn — синегорская, kl — клыктанская, os — ослянская, fd — федотовская, us — усвинская, tn — таннинская, gr — гаревская, kv — койвинская, bt — бутонская, kr — керноская, stp — старопечнинская, prv — перевалокская, chk — чернокаменская, uss — усть-сылвицкая

Fig. 20. The general stratigraphic column of the Neoproterozoic in the western slope of the Middle Urals [Аблизин и др., 1982]

Symbols: 1 — tillite-like conglomerates, 2 — quartzites and quartz sandstones, 3 — feldspar-quartz sandstones and quartzite-sandstones, 4 — greenish-gray schists, 5 — shales, 6 — dark-grey carbonaceous shales, 7 — carbonate rocks, 8 — volcanic rocks. **Formations:** sn — Sinegorsk, kl — Klyktan, os — Osljansk, fd — Fedotovo, us — Usva, tn — Tanin, gr — Garevsk, kv — Koyva, bt — Butonsk, kr — Kernos, stp — Staropechninsk, prv — Perevalok, chk — Chernokamensk, uss — Ust-Sylva

Венд

Сылвицкая серия, залегающая с разрывом на серебрянской, представлена в нижней своей части старопечнинской свитой, сложенной алевролитами, аргиллитами, кварцевыми песчаниками и конгломератами в основании, мощностью 400–500 м. Это верхний уровень описываемого разреза, на котором зафиксировано развитие тиллитовидных конгломе-

ратов [Маслов и др., 1996]. Выше залегает перевалокская свита, сложенная тонкополосчатыми алевролитами, аргиллитами, тонкозернистыми песчаниками, с прослоями фосфатонесных пород, мощностью 200–300 м. За ней следует чернокаменская свита флишевого характера, составляющая по объему половину всей серии (мощность более 1500 м). Представлена ритмичным чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, преобладающих в верхней пачке, мощностью 150–200 м. Отмечаются находки эдиакарской фауны (Metazoa), впервые сделанные здесь Ю.Р. Беккером. На границе перевалокской и чернокаменской свит, по исследованиям, проведенным М.Л. Ключиной [Аблизин и др., 1982], происходит резкое качественное изменение состава пород и тяжелой фракции, что позволяет сопоставить этот уровень с основанием басинской свиты (сравн. с рис. 17). Завершается разрез венда полимиктовыми песчаниками усть-сылвицкой свиты с редкими прослоями аргиллитов и алевролитов. Мощность 250–350 м. Корреляция этого разреза со стратотипическим была намечена в работе Б.Д. Аблизина и др. [1982]. Предполагалось, что терригенные толщи нижней

части кедровской свиты отвечают зильмердакско-инзерскому уровню (однако характернейший маркирующий уровень пестрых мергелей катавской свиты на Кваркуше не прослеживается). Верхняя, существенно карбонатная, часть клыктанской свиты, содержащая строматолиты и микрофитолиты, отвечает миньярской и укской свитам. Авторы цитированной работы не видели в Башкирском антиклинории аналогов басегской свиты, однако совершенно очевидно, что ее место над миньярско-укским уровнем занимает развитая на востоке Башкирского антиклинория существенно кварцито-песчаниковая криволукская свита, тем более что последняя выше сменяется толщами с тиллитовидными конгломератами — точно так же, как басегская свита сменяется серебрянской серией. В основании серебрянской серии отмечаются признаки размыва щелочных базальтов щегровитского и габбро-гипербазитового сарановского комплексов (рис. 21). Возраст последнего по U-Pb анализу цирконов, составляет 745 млн. лет [Суслов и др., 2002]. В таком случае серебрянская серия должна отвечать позднему рифею — аршинию, нижняя граница которого, на основе SHRIMP-датировок, проводится на 720 ± 7 млн. лет (см. выше). Этот вывод вступает в некоторое противоречие с определением абсолютного возраста трахибазальтов щегровитского комплекса басегской серии Rb-Sr методом (671 ± 24 млн. лет [Ронкин, 1989]) (наверное должен бы быть более 700 млн. лет — В.П.). Вместе с тем, примерно такая же датировка журавликского комплекса, рвущего не только клыктанскую и федотовскую, но и вильвенскую свиту ($671 \pm 7,5$ млн. лет по Г.А. Петрову и др. [2005б]), хорошо согласуется с предположением о принадлежности серебрянской серии позднему рифею.

Не вступают в противоречие со стратиграфическими данными и датировки Троицкого гранитоидного массива, который, как считалось, рвет койвинскую и более древние свиты серебрянской серии — 630 ± 20 и 650 ± 20 млн. лет, Pb-Pb термозохронный метод по цирконам и 621 ± 12 млн. лет, Rb-Sr изохрона ([Ронкин, 1989] соответственно). Теперь появилась новая SHRIMP-датировка, по видимому более надежная: 671 ± 24 млн. лет, причем унаследованные ядра цирконов дали значения 801 ± 53 млн. лет [Ронкин и др., 2007б]. Правда, авторы считают, что геологическое положение Троицкого массива требует уточнения: он имеет рвущие контакты со щегровитской свитой басегской серии и тектонические — с серебрянской серией. Это, однако, не меняет нашего вывода о принадлежности Троицкого массива позднему рифею и одновозрастности его с частью серебрянской серии.

Датировка унаследованных ядер цирконов согласуется с Nd-модельными возрастными: 757, 797 и 824 млн. лет для щелочных эффузивов дворцевого

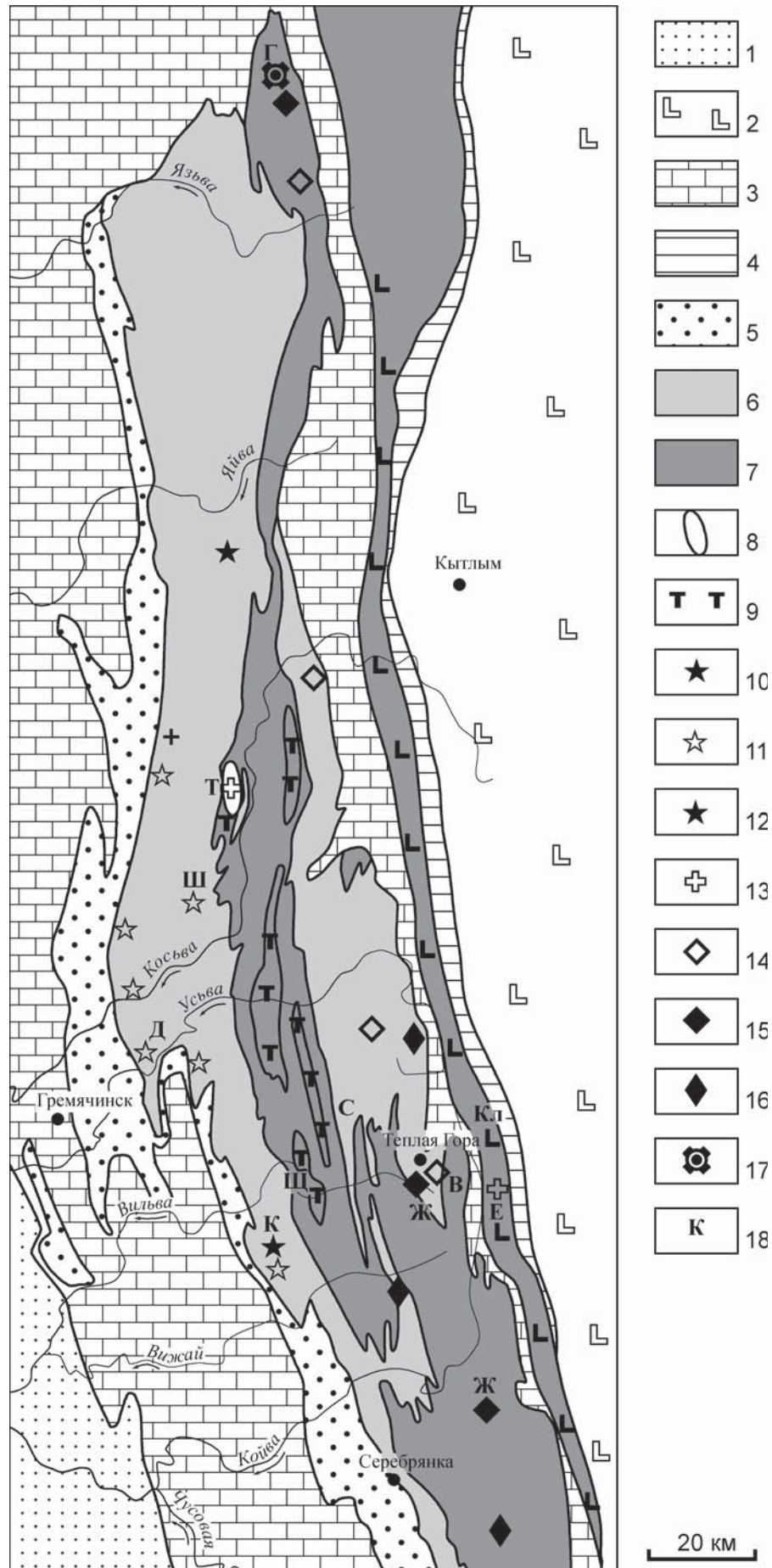
комплекса по авторским пересчетам [Ронкин и др., 2007б]. Авторы считают, что эти даты отражают возраст протолита для большинства известных в настоящее время в пределах Западного склона Среднего Урала магматических комплексов, включая и Троицкий массив.

Датировки Rb-Sr методом гипабиссального Кусьинского пикрит-эссекситового комплекса (608 ± 3 млн. лет и 626 ± 57 млн. лет, по [Карпухина, 2000]), рвущего старопечнинскую свиту, не вступают в большое противоречие с предположением о том, что нижнюю границу венда (600 ± 10 млн. лет) следует провести где-то на уровне старопечнинской свиты, тем более что она содержит самый верхний горизонт тиллитовидных конгломератов. По международной шкале это близко к низам эдиакария, где зафиксирован верхний горизонт тиллитов и в то же время есть уже представители эдиакарской биоты. Граница перевалокской и чернокаменной свит, как уже говорилось, четко коррелируется с границей урюкской и басинской свит Башкирии по литологическим признакам и отвечает подошве молассы. Наконец, определение возраста цирконов из прослая пеплового туфа нижней части чернокаменной свиты, 557 ± 13 млн. лет [Ронкин и др., 2006б], подтверждает вывод об ее вендском возрасте. Относительно близкими по возрасту и отвечающими орогенической стадии развития региона являются внедрение гранодиоритов европейского комплекса: U-Pb метод, цирконы, 581 ± 3 млн. лет по М. Бекхольмен [Петров и др., 2005б] и глаукофансланцевый метаморфизм, завершение которого датируется Rb-Sr методом как 535 ± 6 , $535,8 \pm 6,5$, 536 ± 19 млн. лет [Beckholmen, Glodny, 2004].

Из всего массива абсолютных возрастов только в двух случаях цифры могут вызвать определенное сомнение в их достоверности ввиду их выпадения из геологического контекста — это аршинский возраст щегровитских вулканитов басегской серии (671 ± 24 млн. лет [Ронкин, 1989]) и поздневендские возраста трахибазальтов дворцевого комплекса серебрянской серии: Rb-Sr метод, 569 ± 42 и 559 ± 16 млн. лет [Карпухина и др., 2001].

Таким образом, развитие территории Кваркушского антиклинория в позднем, позднему рифею и венде было очень близким к развитию территории Башкирского антиклинория и вписывается в представления об их принадлежности к экстернидам тиманид.

Анализ петролого-геохимических особенностей неопротерозойских вулканитов и малых интрузий Кваркушского района позволил Г.А. Петрову [2006] сделать вывод о том, что с запада на восток их природа менялась: если на западе это типичные внутриплитные базальты, сходные с континентальными рифтами, то на востоке они приближаются по ряду параметров к E-MORB. Из этого делается вывод, что рассматриваемая структура во время



формирования вулканитов представляла собой пассивную континентальную окраину с намечающимся переходом к океанической структуре. Хотелось бы, однако, получить подтверждение этому вполне правдоподобному выводу из фациального анализа соответствующих протерозойских отложений, как это сделано для Тимана [Пучков, 1975; Roberts et al., 2004].

Тиман

Стратиграфия рифейских отложений Тиманского кряжа, достаточно подробная, разработана на основании анализа органических остатков, в том числе микрофоссилий, и надежных определений абсолютного возраста магматических и метаморфических комплексов, лишь для верхнего рифея [Оловянишников, 2004]. Трудность стратиграфических исследований на Тимане и по-ве Канин связана с блоковым характером выходов докембрийского фундамента, разделенных большими необнаженными пространствами. Корреляция между блоками усложняется фациальными изменениями вкрест простирания Тимана.

В данной работе мы ограничимся характеристикой лишь крайних блоков — Четласского Камня на юго-западе и Канина Камня на северо-востоке, как фациальных «антиподов». В основу положены работы В.Г. Оловянишникова [1998, 2004], с учетом новейших публикаций [Маслов, 2006; Пыстин, Пыстина, 2006; Larionov et al., 2004; Roberts et al., 2004 и др.], а также личного опыта автора.

Отложения Четласского Камня представлены терригенными и карбонатными толщами, до нескольких тысяч метров мощностью, стратиграфия которых много раз переписывалась. Здесь мы при-

нимаем трактовку стратиграфии по В.Г. Оловянишникову. Но вне зависимости от этой трактовки, важно подчеркнуть, что четласские толщи несут все признаки мелководных и очень мелководных отложений и характеризуют шельф континентальной окраины Балтики.

Отложения Канина Камня образуют довольно монотонную почти исключительно терригенную толщу огромной мощности. Нами [Мальков, Пучков, 1963] впервые было показано, что мощность этой толщи достигает 10000 м, что приближается к мощности рифея в стратотипе. При этом было обращено внимание на то, что при существенно кварцевом составе песчаников отложения в значительной своей части имеют флишевый характер, т.е. являются относительно глубоководными. Тем самым была подготовлена почва к признанию за канино-северотиманским разрезом самостоятельного фациального значения (раньше эти толщи трактовались как аналоги кислоручейской свиты Вымско-Вольской гряды и помещались в верхнюю часть сводной стратиграфической колонки верхнего протерозоя). В дальнейшем наши предположения подтвердились, благодаря многолетним работам В.Г. Оловянишникова, а глубоководная зона была прослежена вдоль тиманской континентальной окраины на значительное расстояние [Roberts et al., 2004] (илл. 7).

Рассмотрим характер отложений разных фациальных зон подробнее.

Типично мелководные отложения рифея Тимана, обнаженные на Четласском Камне, принадлежат, согласно В.Г. Оловянишникову [1998], двум фациальным зонам: Обдырско-Четласской и Цильменско-Ропчинской. Глубоководные отложения выделены в Вымско-Вольскую и Канино-Печорскую

Рис. 21. Схема размещения допалеозойских магматических комплексов Кваркушско-Каменногорского антиклинория (составлена Г.А. Петровым и др. [2005б] на основе геологической карты масштаба 1:1000000 под редакцией И.Д. Соболева)

Условные обозначения: 1 — пермские отложения Предуральского краевого прогиба; 2 — ордовикско-девонские вулканогенные и интрузивные комплексы Тагильской мегазоны; 3 — терригенно-карбонатные ордовикско-каменноугольные толщи Бельско-Елецкой зоны; 4 — метабазальт-терригенные ордовикско-девонские толщи Сакмаро-Лемвинской зоны (Присалатимский аллохтон); 5 — терригенные образования сylvitsкой серии; 6 — терригенные образования серебрянской серии; 7 — вулканогенно-карбонатно-терригенные толщи верхнего рифея; 8 — Троицкий граносиенитовый массив; 9 — ореолы распространения трахибазальтов; 10 — ореолы распространения метабазальтов; 11–17 — массивы и ореолы распространения магматических комплексов (11 — гиаломеланефелинит-трахибазальт-трахитовых, 12 — гипабиссальных пикрит-монзогаббровых, 13 — граносиенитовых и гранодиорит-гранитовых, 14 — субвулканических пикрит-трахибазальтовых, 15 — гипабиссальных верлит-габбро-гранодиоритовых, 16 — перидотит-габбровых, 17 — риолитовых); 18 — названия комплексов (Г — гранит-риолитовый, Б — благодатский, Т — троицкий, Ш — шпалорезовский, Д — дворецкий, С — сарановский, Щ — щегровитский, К — кусынский, Ж — журавликовский, В — вильвинский, Кл — колпаковский, Е — европейский)

Fig. 21. The distribution of Precambrian magmatic complexes of the Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium [Петров и др., 2005б], based on Geological map, 1:1000000 scale, ed. by I.D. Sobolev

Symbols: 1 — Permian of the Preuralian foredeep; 2 — volcanic and intrusive complexes of the Tagil zone; 3 — terrigenous-carbonate Ordovician-Carboniferous deposits of the Belsk-Elets zone; 4 — metabasalt-terrigenous Ordovician-Devonian deposits of the Sakmaro-Lemva zone (Prisalatim allochthon); 5 — terrigenous sediments of the Sylvitsa series; 6 — terrigenous sediments of the Serebryansk series; 7 — volcanogenic-carbonate-terrigenous deposits of the Upper Riphean; 8 — Troitsk granosyenite massif; 9 — areas of development of trachybasalts; 10 — areas of development of metabasalts; 11–17 — Massifs and areas of development of magmatic complexes (11 — hyalomelanephelinite-trachybasalt-trachytic, 12 — hypabyssal picrite-monzogabbroic, 13 — granosyenite and granodiorite-granitic, 14 — subvolcanic picrite-trachybasaltic, 15 — hypabyssal wehrlite-gabbro-granodioritic, 16 — peridotite-gabbro, 17 — rhyolitic); 18 — The names of the complexes (Г — granite-rhyolitic, Б — Blagodatsk, Т — Troitsk, Ш — Shpalorezovsk, Д — Dvoretz, С — Sarana, Щ — Schegrovitsk, К — Kusya, Ж — Zhuravlik, В — Vilva, Кл — Kolpakovo, Е — European)

зоны. Здесь наиболее типичный и полный разрез обнажен на Канине Камне.

Разрезы Четласского камня

В западной части, принадлежащей Обдырско-Четласской зоне, докембрий представлен четласской серией, состоящей из четырех свит (рис. 22): светлинской, новобобровской, визингской и устьпалегской (аньюгской). Светлинская, имеющая видимую мощность более 500 м, представлена кварц-полевошпатовыми кварцитопесчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Новобобровская свита, мощностью от 100 до 500 м, на контакте со светлинской представлена гравелитами и конгломератами, мощностью до 3 м; выше залегают глинистые и алевролитовые сланцы с редкими пачками песчаников, косослоистые, преимущественно кварцевого состава. Характерна тонкая ленточная слоистость, свойственная мелководным осадкам. Визингская свита, мощностью от 650 до 1000 м (по другим данным — до 1400 м), представлена преимущественно алевролитами и глинистыми сланцами, с подчиненными прослоями кварцитопесчаников. Несмотря на то, что автор описания выделяет в этой свите флишоидные пачки, он подчеркивает мелководный характер осадконакопления, отмечая повсеместное развитие трещин и глинистых брекчий усыхания, волновой ряби. Устьпалегская (аньюгская) свита, видимой мощностью не менее 1000 м, представлена разнозернистыми полевошпат-кварцевыми и (изредка) полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями гравелитов и конгломератов. В конгломератах, наряду с обломками кварца, кварцитопесчаников, полевых шпатов, отмечаются обломки кремней и риолитов. В этой толще, как и нижележащей, отмечаются признаки мелководного происхождения. На рис. 22 все 4 свиты отнесены к верхнему рифею и предположительно венду, однако преобладание кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников и отсутствие Metazoa и полимиктовых молассоподобных толщ, на наш взгляд, исключает принадлежность верхов разреза к венду, а тиллоиды, характерные для низов венда, здесь также не отмечаются. Поэтому не исключено и отсутствие здесь аналогов аршиния. Вызывает сомнения и полное отсутствие среднего рифея в приведенных на рис. 22 разрезах Тимана (см. ниже).

Следующий, цельменско-ропчинский фациальный комплекс, также мелководный, представлен разрезами, в которых значительную роль играют биостромовые карбонатные толщи (показаны желтым цветом на илл. 7). Эти разрезы протягиваются узкой полосой, обнажаясь практически во всех тектонических поднятиях, в которых входит рифей, — от Полюдова кряжа на юго-востоке, до мысов Лудоватых Канина п-ова и до о. Кильдин. Такое линейное распространение этих разрезов, к тому же на границе

зон мелководных и глубоководных терригенных отложений, само по себе наталкивает на мысль, что это своего рода аналоги полосы барьерных рифов, не распространяющейся далеко от указанной линии ни на юго-запад, ни на северо-восток. Многие исследователи пытались положить отложения данного типа в один разрез с более западными или более восточными, однако они отделяются разломами, и постепенных переходов нигде не наблюдается.

На востоке Четласского камня разрезы указанного типа выделяются в быстринскую серию, надвинутую на четласкую. Низы быстринской серии, включая тектонический контакт с четлаской, вскрыты скважиной, в которой наблюдаются известняки плитчатые, отчасти доломитизированные, с прослоями глинистых, алевроито-глинистых сланцев и кварцитопесчаников. Мощность пачки, коррелируемой с рочугской свитой Цильменского камня, составляет около 130 м. С северо-востока вдоль Четласского камня обнажается павьюгская свита, мощностью до 1000 м, представленная преимущественно известняками и доломитами, местами с примесью терригенного материала. Среди карбонатов наблюдаются строматолитовые, массивные и горизонтально-слоистые, плитчатые. Контакты свиты, по-видимому, тектонические. Предположительно выше залегает паунская свита, представленная преимущественно сланцами и алевросланцами, с пачками кварцитопесчаников в средней части и известняков — в верхней. Мощность до 1000 м. Изучавшиеся в быстринской серии строматолиты, а также выделенные из нее акритархи характерны для верхнего рифея (уровень катавской — миньярской свит). Расположенные восточнее разрезы (кислоручейская серия) — существенно терригенные, но отличаются от разрезов четлаской и быстринской серий своим глубоководным характером. Вариант схемы взаимоотношений свит в быстринской и кислоручейской сериях [Фундамент ..., 2008] представлен на рис. 23.

Разрезы Канина Камня

Наиболее подробная стратиграфическая схема восточной, глубоководной зоны, дана В.Г. Оловянишниковым [1998] для Канина Камня (илл. 7). Им выделено здесь три серии: микулкинская, тархановская и табуевская (снизу вверх). Микулкинская, не подразделенная на свиты, представлена гнейсами, кристаллическими сланцами, слюдястыми кварцитами с горизонтами скарноидов (существенно карбонатных пород, метаморфизованных, как и остальные микулкинские породы, в амфиболитовой фации). Видимая мощность 1500 м. Еще Ю.П. Ивсененом отмечалось, что структура микулкинской свиты отвечает части гранито-гнейсового купола. Тархановская серия, мощностью 4500–5000 м, залегает на микулкинской, по мнению автора схемы,

без перерыва, структурного или углового несогласия (однако непосредственными наблюдениями это не подтверждено). Серия разделена на три свиты — кварцито-сланцевую, существенно сланцевую и флишоидную. Нижняя, кварцито-сланцевая, метаморфизованная в эпидот-амфиболитовой фации, представлена гнейсовидными кристаллическими

сланцами, с пачками слюдястых кварцитов. Контакт с микулкинской свитой срезан разломом. Средняя, сланцевая, свита залегает на кварцито-сланцевой толще согласно и представлена сланцами первично глинистого и алевроито-глинистого состава; частично она находится в зоне эпидот-амфиболитового метаморфизма. Верхняя, кварцито-сланцевая, свита

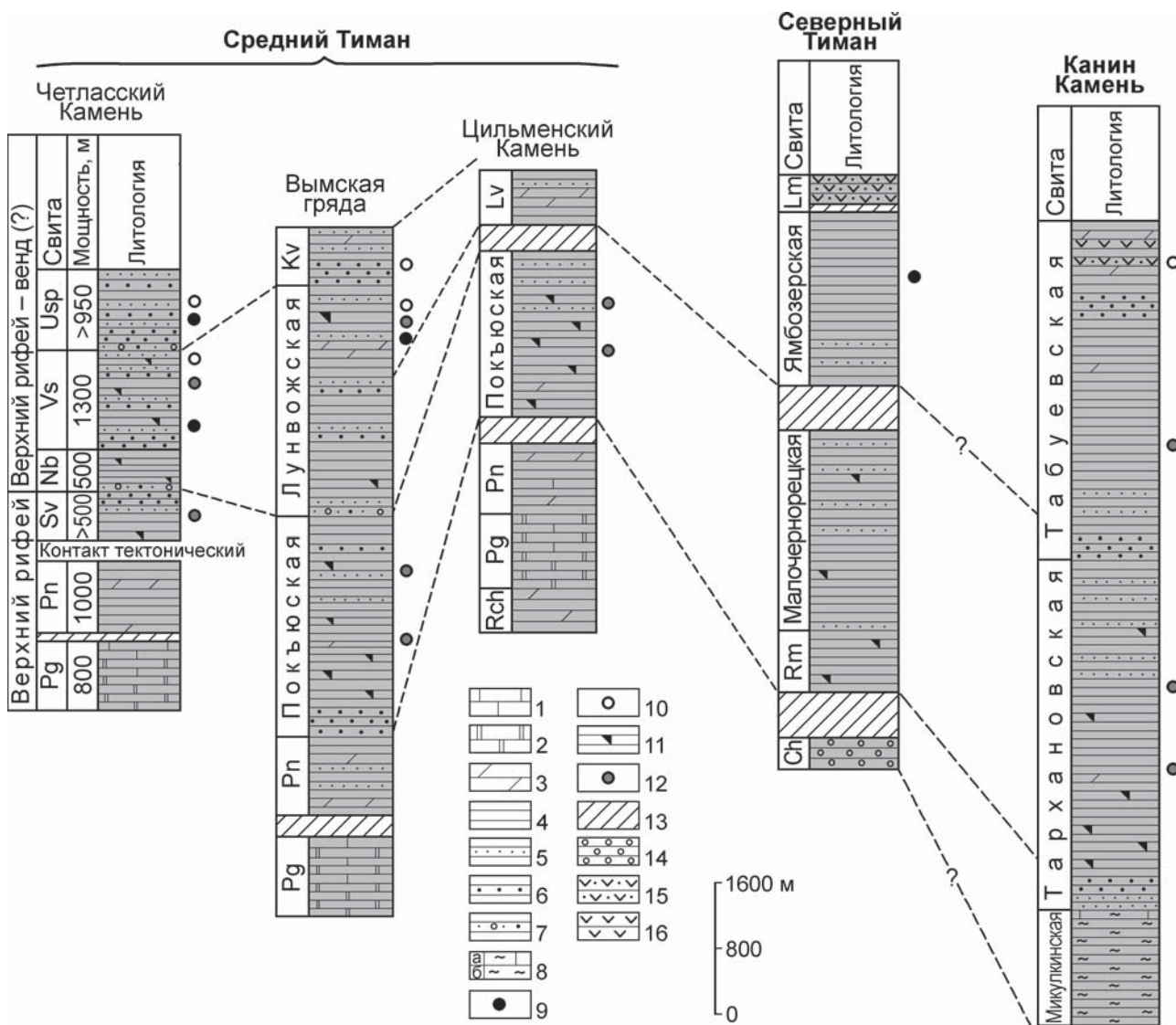


Рис. 22. Корреляционная схема верхнего докембрия Тимана (по В.Г. Оловянишникову [2004])

Условные обозначения: 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели и известковистые сланцы; 4 — глинистые сланцы; 5 — алевролиты и кварцево-сланцевые сланцы; 6 — песчаники и кварцитопесчаники; 7 — гравелиты и конгломераты; 8а — диопсид-амфиболовые мрамора, 8б — кристаллические сланцы и парагнейсы; 9 — прослои сидерит-анкеритовых пород; 10 — местоположение пород, обогащенных фосфором; 11 — темносланцевые толщи, обогащенные титаном и марганцем; 12 — прослои известняков, обогащенных марганцем и стронцием; 13 — тектонические или необнаженные контакты; 14 — гранат-ставролитовые сланцы; 15 — туфолавы и туффиты; 16 — основные эффузивы. Свиты: Rch — рочугская, Pg — павьюгская, Pn — паунская, Sv — светлинская, Nb — новобобровская, Vs — визингская, Usp — устьпалегская, Kv — кыквожская, Ch — чешская, Lm — лямчинская

Fig. 22. Scheme of correlation of Late Proterozoic sediments of Timan Range after [Оловянишников, 2004]

Symbols: 1 — limestones; 2 — dolomites; 3 — marls and limy shales; 4 — shales; 5 — siltstones and quartz-mica schists; 6 — sandstones and quartzite sandstones; 7 — gravelstones and conglomerates; 8a — diopside-amphibole marbles, 8b — crystalline schists and paragneisses; 9 — layers of siderite-ankerite rocks; 10 — presence of rocks, rich in P; 11 — dark shales, rich in Ti and Mn; 12 — layers of limestones, rich in Mn and Sr; 13 — tectonic or unexposed contacts; 14 — garnet-staurolite schists; 15 — tuff lavas and tuffoids; 16 — mafic volcanics. Formations: Rch — Rochug, Pg — Paviug, Pn — Paun, Sv — Svetlinsk, Nb — Novobobrovka, Vs — Vizinga, Usp — Ustpaleg, Kv — Kykvoz, Ch — Chesha, Lm — Lyamcha

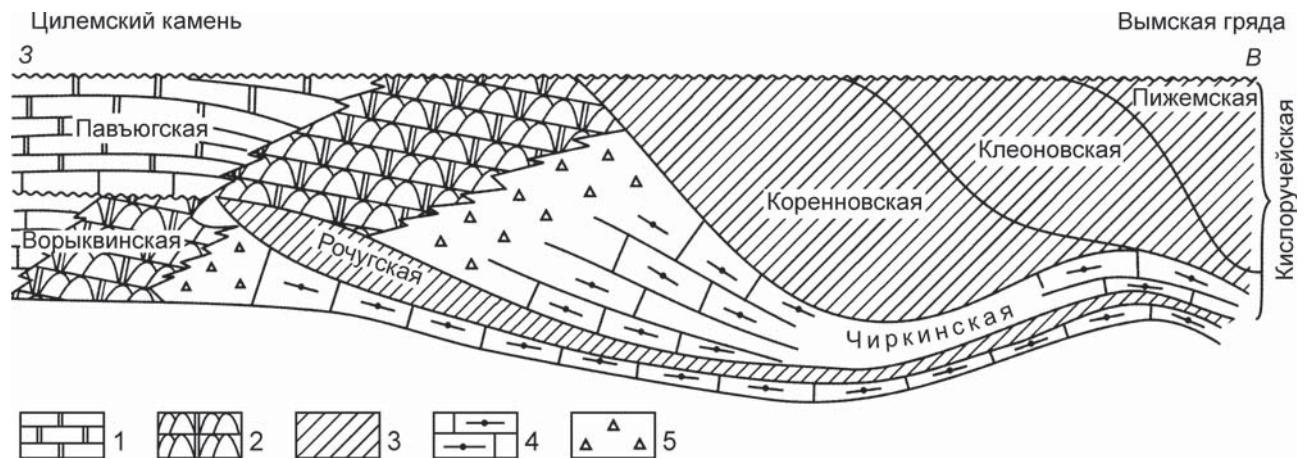


Рис. 23. Модель взаимоотношений между свитами быстринской (существенно карбонатной) и кислоручейской (существенно терригенной) серий [Фундамент ..., 2008]

Условные обозначения: 1 — зарифовая фация, 2 — рифовая фация, 3 — терригенные толщи заполнения глубоководного прогиба, 4 — депрессионная фация, 5 — шлейфовая фация

Fig. 23. The model of relationships between formations of the Bystrinsk (carbonate) and Kislouchinsk (mostly terrigenous) series [Фундамент ..., 2008]

Symbols: 1 — back-reef facies, 2 — reef facies, 3 — terrigenous sediments filling the deep-water basin, 4 — basinal facies, 5 — apron facies

представлена ритмичным переслаиванием метаморфизованных глинистых сланцев, алевролитов и кварцитопесчаников, имеет флишеоидный облик, с характерными признаками дистальных турбидитов. Метаморфизм отвечает биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Табуевская серия, мощностью до 4 км, расчленена на три свиты: свиту руч. Болванского, янейскую и гнильскую. Метаморфизм отвечает серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, с переходом вверх по разрезу к начальному метагенезу. Свита руч. Болванского в нижней части представлена аркозовыми и полевошпат-кварцевыми кварцитопесчаниками, выше сменяющимися сланцево-алевритовой толщей с флишевой микроритмичностью и градиционной слоистостью, переходящей вверх преимущественно сланцевую толщу со слабой микроритмичностью. Янейская свита представлена грубослоистыми кварцитами и кварцитопесчаниками, с подчиненными алевролитами и глинистыми сланцами. Гнильская свита — глинистыми сланцами, с прослоями известняков и доломитов, туфогенными сланцами, доломитистыми песчаниками и доломитами.

Возраст микулкинской и тархановской серий был принят В.Г. Оловянишниковым как позднерифейский, а табуевской серии — позднерифейско-вендский, в значительной мере условно, хотя и со ссылкой на находки позднерифейско-вендских микрофоссилий в табуевской серии. Впрочем, отсутствие полимиктовых песчаников в верхах табуевской серии свидетельствует против наличия в ней верхнего венда. Более того: отсутствие тиллитоподобных конгломератов ставит под сомнение и присутствие здесь аршиния.

Часть разреза венда, отвечающая, по нашему мнению, молассе, представлена в Мезенской впадине мезенской и частично усть-пинезской свитами [Маслов, 2006]. В дополнение к данным, использованным этим автором, следует вспомнить, что в восточной части Мезенской впадины (скважины Сафоново-1, Сторожевская-1) В.Г. Оловянишниковым [1998] аналогичная полимиктовая толща описана как пестроцветная эвапоритовая формация верхневендского возраста, представленная толщей аргиллитов, полимиктовых алевролитов и песчаников с включениями ангидрита и гипса, мощностью до 2300 м.

В недавней публикации [Маслов и др., 2009] литология и геохимия поздневендских отложений тиманского форландового бассейна были проанализированы с целью выяснения источника сноса. Авторы пришли к выводу, что «вендская стадия эволюции Восточно-Европейской платформы связана с интенсивным привнесом аллохтонного материала в ее периферическую область благодаря активизации орогенических процессов в соседних мобильных поясах». Что это, если не моласса?

Как уже было отмечено, до недавнего времени микулкинская серия не отрывалась в разрезе от более верхних толщ: было принято считать, что они субсогласны. Однако контакт их нигде не обнажен, и вдобавок не так давно метаморфические комплексы Микулкина мыса на Канине п-ове были датированы. Было показано, что они, возможно, принадлежат кристаллическому основанию тиманского разреза: получена конкордантная U-Pb датировка цирконов на SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, 1948 ± 15 млн. лет [Пыстин, Пыстина, 2006].

**ПРОБЛЕМА:**

Время заложения Тиманской пассивной континентальной окраины до сих пор неизвестно, поскольку полный разрез рифея присутствует только на Южном Урале

Наличие нижнего и среднего рифея в промежутке между нижним протерозоем и верхним рифеем в Тиманском регионе, как и на Кваркуше, не доказано или обосновано слабо. В этой связи упоминается изохронная Rb-Sr датировка диабазов, рвущего протерозойские отложения на Тимане (1100 ± 39 млн. лет, по В.Л. Андреичеву), и привлекаются другие, менее надежные данные о K-Ag датировках диабазов в интервале 1000–1500 и даже >2000 млн. лет, по Г.Н. Акимовой [Olovyanishnikov et al., 2000]. По мнению ряда исследователей, этих данных достаточно, чтобы предполагать среднерифейский возраст заложения окраины [Roberts et al., 2004], однако типичных рифтовых комплексов в основании батинального разреза не идентифицируется (быть может, просто не обнажены), и проблема времени заложения окраины повисает в воздухе. Можно лишь говорить о том, что в конце среднего рифея она уже существовала. В пользу предположения о том, что на глубине, в необнаженной части разреза рифея, должны присутствовать аналоги машакской свиты — рифтовые комплексы основания среднего рифея, служит сообщение о новой Rb-Sr датировке диоритов из скв. 21-Палью 1370 ± 20 млн. лет. Возможно, это аналоги машакской вулканоплутонической формации, хотя не надо забывать, что Pb-Pb возраст цирконов из этих диоритов составляет 560 ± 15 млн. лет [Андреичев, Литвиненко, 2007].

Эти авторы отмечают также: «Rb-Sr возраст диоритов скв. 21-Палью коррелируется с изохронными Rb-Sr (1100 ± 39 млн. лет) и Sm-Nd (1040 ± 180 млн. лет) возрастными базитов (габбродиабазов и диабазов) Северного Тимана [Андреичев, 1998; Андреичев, Деленицын, 2003] и K-Ag датировками по биотитам и амфиболам (1090–1414 млн. лет) из диабазов Среднего Тимана [Акимова, 1980], также расположенных в Тиманском мегаблоке». Принимая эти датировки во внимание, можно предположить, что прорываемые указанными магматическими породами осадки должны все же иметь среднерифейский возраст.

Аналогами средне- и южноуральских рифтогенных магматических пород, описанных выше и отнесенных нами к аршинию, являются, наряду с другими, тиманские базитовые интрузии со щелочным уклоном. Датирование цирконов из этих массивов [Larionov et al., 2004], позволило получить возраст, локализованные в весьма узком интервале (613–617 млн. лет). Отчетливо выраженный щелочной характер рассматриваемых образований

позволил авторам предполагать, что они связаны с финальной фазой процессов растяжения коры, имевшей место непосредственно перед началом тиманских деформаций. Эти представления подтверждаются всем комплексом данных о субщелочном магматизме, порою ошибочно рассматривавшемся как посторогенный. Однако, как отмечают В.Л. Андреичев и А.Ф. Литвиненко [2007], «Возраст щелочных пород п-ова Канин (монцититы), Северного Тимана (оливин-керсутитовые габбро, щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные граниты), установленный по различным изотопно-геохронометрическим системам (Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb) в узком интервале 595–625 млн. лет, близок к границе рифея – венда [Андреичев, 1998; Larionov et al., 2004]. Практически такой же возраст (600 ± 15 млн. лет) получен при K-Ag датировании карбонатитов четласского комплекса Среднего Тимана [Андреичев, Степаненко, 1983]. С ними коррелируется K-Ag возраст (578 млн. лет) монцитита, вскрытого скв. 4-Изкось-Гора в Восточном Притиманье...». Как уже было показано, аналогичными значениями возраста характеризуются однотипные породы Кваркушского поднятия. Rb-Sr возраст граносиенитов Троицкого массива составляет 621 ± 12 млн. лет, а SHRIMP датировка этого массива равна 671 ± 24 млн. лет [Ронкин и др., 2007б]. Возраст пикритов кусьинского комплекса — 608 ± 3 млн. лет [Карпухина, 2000]. Керсутитовые габбро благодатского комплекса имеют Sm-Nd возраст, равный 626 ± 57 млн. лет [Карпухина, 2000]. Таким образом, аршинский вулканизм Тимана, Кваркуша и восточного крыла Башкирского антиклинория суть близкие по генезису плюмово-рифтовые события, проявившиеся (как и близкий по возрасту вулканизм Приладожья [Носова и др., 2008]) вдоль пассивной окраины Балтики перед тиманской коллизией, имевшей место в венде.

Резюмируя сопоставление стратиграфических разрезов протерозоя Тимана и Урала, следует отметить, что в первых, вопреки широко распространенной трактовке, скорее всего отсутствуют аналоги венда и аршиния, что подтверждается отсутствием полимиктовых толщ и прослоев тиллитоподобных микститов, а также достоверных отпечатков Metazoa. При этом их прорывают интрузивные (в том числе гипабиссальные) аналоги магматических пород аршиния. С другой стороны, низы обнаженных разрезов могут относиться к среднему рифею, однако разрезы аналогов машакской свиты

в них достоверно не установлены. Присутствие дорифейского фундамента с определенной долей вероятности устанавливается в виде микулкинской серии Тимана и может предполагаться на Северном Тимане, где развиты метаморфические породы амфиболитовой фации.

Реконструкция структур экстернид тиманского орогена

Реконструкция структур древнего складчатого сооружения в более молодом всегда трудна, поскольку требует снятия наложенных деформаций, иногда очень интенсивных. Однако анализ несогласий, сравнение метаморфизма пород выше и ниже этих поверхностей и формационный анализ позволяют в ряде случаев сделать достаточно уверенные выводы, касающиеся характера древних структур.

Нами уже было показано, что в целом краевая часть экстернид уральской части тиманид (см. рис. 6–8) в доскладчатое время являлась продолжением авлакогенно-перикратонной структуры Балтики. Мы говорили также о прослеживаемости структуры близ-уральского простирания, контролировавшей магматические проявления в течение раннего, среднего и завершающего рифея, на территории нынешнего Башкирского антиклинория. Согласно данным петро-геохимического анализа, магматизм отвечал условиям рифтогенеза [Ernst et al., 2006]. Эта рифтовая структурная зона, судя по ее протяженности и длительности проявления, возможно, была межрегиональной, однако отсутствие обнаженного или вскрытого скважинами нижнего и среднего рифея на Кваркушском антиклинории и Тимане не позволяет проследить ее на большее расстояние. Была сделана попытка (рис. 24) увязать проявления машакского магматизма с магматическими проявлениями того же возрастного уровня — Midsommerso и Zig-Zag Dal Северной Гренландии [Ernst et al., 2006], и это можно рассматривать как

правдоподобную, хотя и трудно доказуемую гипотезу. Впрочем, появившаяся позже Rb-Sr датировка диоритов из скв. 21-Палью, 1370 ± 20 млн. лет, в фундаменте Ижемской впадины [Андреичев, Литвиненко, 2007], является дополнительным аргументом в пользу такой корреляции (см. выше).

Наблюдения за распространением и характером угловых несогласий на периферии Башкирского антиклинория (рис. 4 и илл. 8, 9) позволяют провести западную границу складчато-надвиговых дислокаций форланда тиманид внутри Башкирского антиклинория. Из рисунка 4 следует, что все складчатые структуры западной части антиклинория, в которых совместно участвуют палеозойские и докембрийские осадочные толщи, не разделенные угловым несогласием, образованы в результате позднепалеозойских деформаций. Наоборот, наличие угловых несогласий на востоке доказывает наличие двух этапов деформаций.

В Кваркушском (а по Н.П. Хераскову и А.С. Перфильеву — Вогульском) антиклинории — опять же по трансгрессивному залеганию ордовикских отложений — также угадывается древний антиклинорий, очень слабо отклоняющийся от уральского простирания. Как было показано раньше [Пучков, 1993], на Кваркушском антиклинории наблюдаются такие же взаимоотношения структур тиманид и уралид, как и на Башкирском. На западе антиклинория палеозой ложится без углового несогласия на практически не метаморфизованные толщи ашинской молассы, тогда как на востоке степень докембрийской деформации и глубина доордовикской эрозии увеличиваются, а метаморфизм повышается локально до амфиболитового и глаукофансланцевого (рис. 25); последний датирован Rb-Sr методом на уровне 536 млн. лет [Beckholmen, Glodny, 2004]; полевыми наблюдениями установлено угловое несогласие [Петров, 2004].

На илл. 4 древний антиклинорий тиманид обозначен как Вогульский, в отличие от Кваркушского антиклинория уралид, с которым он практически совпадает по месту расположения.

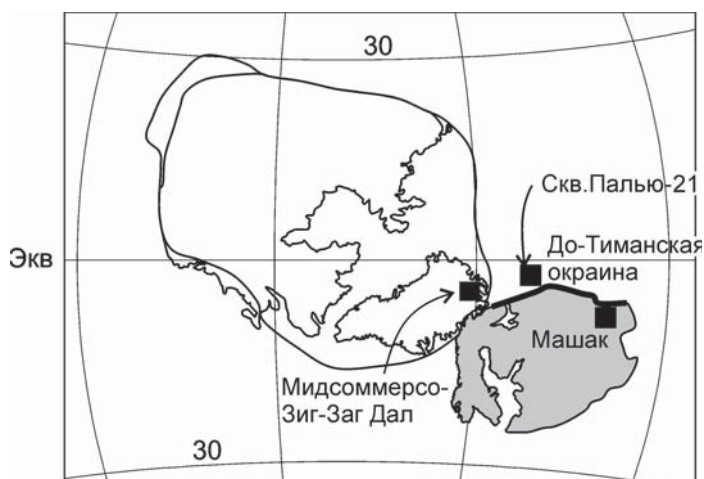


Рис. 24. Реконструкция Балтики и Лаврентии на 1267 млн. лет (по [Buchan et al., 2000]).

Жирная линия — предполагаемая до-тиманская континентальная окраина. Квадратики — синхронные (~1380 млн. лет) рифтовые комплексы, наблюдаемые на поверхности (Ernst et al., 2006), слегка модифицировано). Дополнительно показана скв. 21-Палью

Fig. 24. Reconstruction of Baltica and Laurentia at 1267 Ma [Buchan et al., 2000]

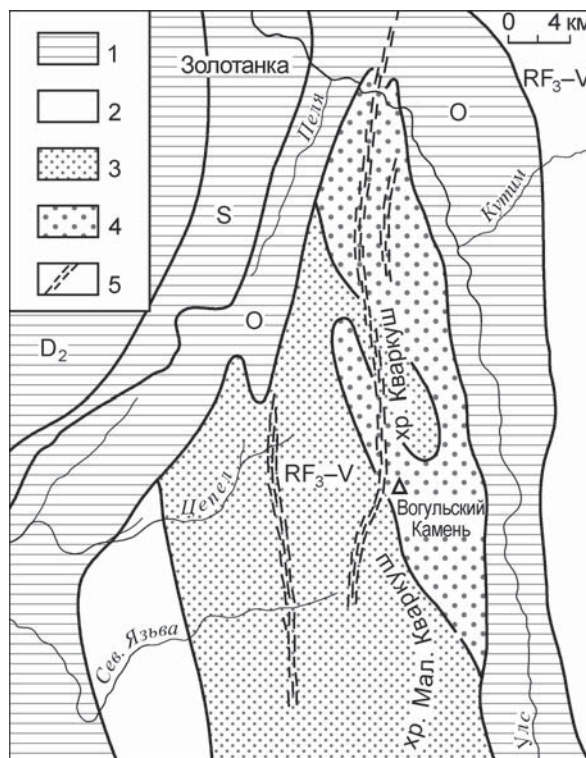
Thick line — a supposed pre-Timanian continental margin. Black boxes — rift complexes (~1380 Ma), exposed. After [Ernst et al., 2006], slightly modified. Additionally, a borehole Palyu-21 is shown

Рис. 25. Карта метаморфизма северной части Вогульского антиклинория [Русин, 1996]

Условные обозначения: 1 — неметаморфизованные преимущественно карбонатно-терригенные толщи нижнего и среднего палеозоя; 2–4 — поздний докембрий: 2 — дохлоритовая зона, 3 — зона хлорита, 4 — зона хлоритоида (биотита); 5 — зоны глаукофансланцевого метаморфизма

Fig. 25. The scheme of metamorphism of the northern part of the Vogul (Kvarkush) anticlinorium [Русин, 1996]

Symbols: 1 — unmetamorphosed, mostly carbonate-terrigenous sediments of the Lower-Middle Paleozoic; 2–4 — Late Precambrian: 2 — pre-chlorite zone, 3 — chlorite zone, 4 — chloritoid (biotite) zone; 5 — glaucophane-schist zone



На Южном Урале, благодаря трансгрессивно-перекрытию сильно дислоцированных и метаморфизованных докембрийских пород неметаморфизованными отложениями палеозоя, удается выявить термальный купол, сложенный белорецким метаморфическим комплексом (рис. 26). Как показано А.А. Алексеевым, З.М. Ротару, П.Н. Швецовым, эта структура, названная З.М. Ротару Маярдакским антиклинорием, сложена предположительно средне-верхнерифейскими отложениями и обнаруживает зональный метаморфизм барроуского типа. А.А. Алексеевым и др. [2006, 2009] на примере белорецкого метаморфического комплекса обосновано выделение самостоятельной цоизит-омфацитовой фациальной серии метаморфизма, промежуточной по термобарическим условиям формирования между известными кианит-силлиманитовой и жадеит-глаукофановой фациальными сериями А. Миясиро. Предположение о наличии андалузита, сделанное З.М. Ротару, им убедительно опровергается. Уточненная схема метаморфической зональности, с изоградами омфацита, граната, биотита, хлоритоида, данная в последнее время А.А. Алексеевым и его сотрудниками, подчеркивает куполовидный характер структуры, трансгрессивно перекрытой в области ее юго-восточного крыла неметаморфизованными ордовикскими отложениями (рис. 26). Поздневендский возраст метаморфизма подкрепляется давно известными по работам сотрудников лаборатории М.А. Гаррис К-Аг и новыми, сделанными У. Гласмахером, Аг-Аг определениями абсолютного возраста (рис. 5).

Более ранние события датировались предварительно по единичным зернам циркона в эклогитах (2 зерна, 1360 млн. лет) и гранитах Ахмеровского массива (1350 и ~900 млн. лет) [Glasmacher et al., 2001]. Первые две цирконовые датировки могут отвечать протолисту машакского уровня. Вопрос с Ахмеровскими гранитами стал предметом заочной дискуссии.

Первые датировки единичных цирконов, позволившие приблизиться к решению проблемы возраста Ахмеровских гранитов (хотя и не решить ее),

были сделаны на термоионном масс-спектрометре (TIMS, Finnigan MAT261) в Гейдельбергском Университете, Германия, по методике Б. Кобера. Среди полученных из пробы цирконов были выделены 2 группы: I — темные, полупрозрачные с тонкими прозрачными каймами и II — прозрачные, светлые с ядрами I типа. Проанализировано 2 зерна I-й группы и 4 — II-й. Эти группы отождествлены с 2-мя возрастными генерациями цирконов: I — 1350 млн. лет и II — 970 млн. лет. Первая датировка рассматривалась как унаследованная от субстрата; вторая, по мнению авторов, близка к возрасту внедрения гранитов [Glasmacher et al., 2001].

Отсутствие высокобарических парагенезисов в Ахмеровском массиве (впрочем, довольно естественное для гранита) и ошибочный вывод о поздне-рифейском (~970 млн. лет) возрасте его внедрения привели к неверному представлению о коренном различии в истории геологического развития Белорецкого блока от других частей Башкирского антиклинория и, как следствие, к предположению о том, что Белорецкий блок может представлять собой чужеродное образование — террейн, возможно перемещенный на значительное расстояние по сдвигу с севера. Как будет показано ниже, наши новые выводы о возрасте массива [Краснобаев и др., 2008в] принципиально отличаются от [Glasmacher et al., 2001], со всеми вытекающими последствиями для тектоники.

По трем образцам цирконов с практически конкордантными параметрами возраст Ахмеровского массива уверенно оценивается в 1381 ± 23 млн. лет (II-я генерация цирконов) [Краснобаев и др., 2008в].

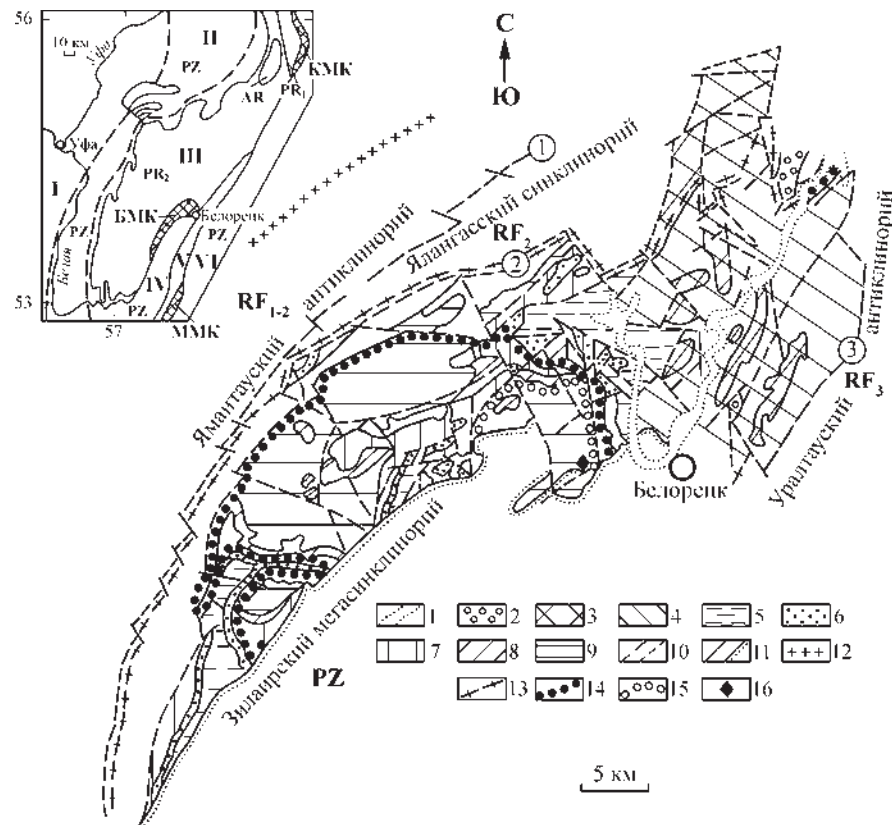


Рис. 26. Схема геологического строения и метаморфической зональности белорецкого комплекса [Алексеев и др., 2009]

1 — кайнозой; 2 — рифей, аршинская свита; 3 — верхний рифей, зильмердакская свита; 4–8 — средний рифей (4 — авзянская, 5 — зигазино-комаровская, 6 — зигальгинская, 7 — белетарская, 8 — аюсапканская свиты); 9 — нижний рифей, кызылташская и буганакская свиты; 10 — разрывные нарушения региональные (а) и местного значения (б); 11 — геологические границы согласные (а) и несогласные (б); 12–15 — изограды (12 — хлоритоида, 13 — биотита, 14 — граната, 15 — омфацита); 16 — участок развития кианит-талковых сланцев. PZ — нерасчлененные отложения палеозоя, RF₂ — среднего рифея, RF₁₋₂ — среднего и нижнего рифея. На врезке: I — Восточно-Европейская платформа; II — Предуральский прогиб; III — Башкирский мегантиклинорий; IV — Зилаирский синклинорий; V — Уралтауский антиклинорий; VI — Магнитогорский мегасинклинорий, КМК — куртинский эклогит-сланцевый комплекс; БМК — белорецкий эклогит-сланцевый комплекс; ММК — максютковский эклогит-глаукофансланцевый комплекс. PZ — палеозойские, PR₂ — верхнепротерозойские, PR₁ — нижнепротерозойские, AR — архейские породы

Fig. 26. The scheme of geological structure and metamorphic zonation ([Алексеев и др., 2009], slightly modified)

1 — Cenozoic; 2 — Arshinian; 3 — Upper Riphean, Zilmerdak formation; 4–8 — Middle Riphean (4 — Avzyan, 5 — Zigazino-Komarov, 6 — Zigalga, 7 — Beletar, 8 — Ayusapkan formations); 9 — Lower Riphean Kyzyltash and Bugarak formations; 10 — faults: regional (a) and local (b); 11 — geological boundaries: conform (a) and unconform (b); 12–15 — isogrades (12 — chloritoid, 13 — biotite, 14 — garnet, 15 — omphacite); 16 — local development of kyanite-talc schists. PZ — Paleozoic undivided, RF₂ — Middle Riphean, RF₁₋₂ — Middle and Lower Riphean. In the inset: I — East-European platform; II — Preuralian foredeep; III — Bashkirian meganticlinorium; IV — Zilair synclinorium; V — Uraltau antiform; VI — Magnitogorsk megasynclinorium; КМК — Kurtinsk eclogite-schist complex; БМК — Beloretsk eclogite-schist complex; ММК — Maksyutovo eclogite-glaucophaneschist complex. PZ — Paleozoic, PR₂ — Meso-Neoproterozoic, PR₁ — Paleoproterozoic, AR — Archean rocks

Однако этому рубежу предшествует появление более ранней (I-й) генерации цирконов, возраст которых может (и должен) превышать полученное значение. Возраст их по верхнему пересечению дискордии оказался равным 1413 ± 45 млн. лет. В пределах ошибок обе датировки близки, но последняя, по-видимому, отвечает времени появления ранних цирконов. Этот возрастной уровень (1413 ± 45 млн. лет) соответствует началу процесса охлаждения гранитного расплава и появлению однородных цирконов I генерации еще в достаточно гомогенном расплаве. Основной этап цирконообразования совпадает с массовой кристаллизацией и других минералов,

которые активно захватываются цирконами II генерации. Этот возрастной рубеж — 1381 ± 23 млн. лет — и отвечает возрасту самого массива.

Указанный возрастной интервал становления массива подразумевает наличие в ядре Белорецкого (Маярдакского) антиклинория нижнерифейских толщ, древнее 1380 млн. лет. Данные о возрасте Ахмеровского массива расширяют масштабы проявления раннерифейского (мезопротерозойского) интрузивного магматизма (вместе с уже упомянутыми бердяушским, кусинско-копанским, рябиновским комплексами) на западном склоне Урала.

Цирконовые данные о времени поздних метаморфических преобразований гранитов, несмотря на большую ошибку измерения, не противоречат Ar-Ar и K-Ar датировкам пород Белорецкого купола (600–550 млн. лет, см. рис. 5) и представлениям о связи этих датировок с вендским (тиманским) орогенезом. В то же время, предположение [Glasmacher et al., 2001] о возможной экзотической (террейновой) природе белорецкого комплекса лишается главного аргумента, о котором говорилось выше.

Метаморфические комплексы, расположенные на Южном Урале к северу от Белорецкого купола (в частности, в окрестностях г. Златоуста), достигающие уровня амфиболитовой фации [Русин, 2005; Алексеев и др., 2006], подверглись значительно более интенсивной складчато-надвиговой деформации уральского этапа, значительно хуже изучены и не датированы, однако их изначальная геологическая позиция позволяет отнести их к тому же этапу деформации и метаморфизма, что и белорецкий комплекс, и упомянутые выше метаморфиты севера Кваркуша (рис. 25, 26), а именно — к тиманидам.

Полоса метаморфических пород, развитая в экстернидах, прослеживается от Кваркуша на северо-восток, вдоль Тимана. Если исключить про-

явления метаморфизма амфиболитовой фации Микулкина мыса (Канин п-ов) и барминской свиты (Сев. Тиман), которые, возможно, относятся к выступам кристаллического фундамента Балтики, то в целом фоновый метаморфизм почти нигде, кроме п-ова Канин и Северного Тимана, не превышает уровень зеленосланцевой фации, сменяясь начальным метагенезом и глубинным катагенезом в крайних структурах Тимана и Притиманья (рис. 27). Докембрийский возраст метаморфизма подчеркивается его отсутствием в перекрывающих их с угловым несогласием палеозойских осадках (там, где они сохранились от эрозии).

Статистический пик определений K-Ar возраста различных пород приходится на интервал 600–500 млн. лет, ближе к его середине [Оловянишников, 2004]. По времени это примерно такой же пик, какой дают K-Ar и Ar-Ar возраста на Белорецком куполе (см. рис. 5), отвечающие времени эксгумации первично глубоко погруженных метаморфических пород Тиманского орогена.

Таким образом, в экстернидах тиманид прослеживаются не только тиманские складчатые деформации, но и соответствующий по возрасту метаморфизм.

ИНТЕРНИДЫ ТИМАНИД (КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ И ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРА УРАЛА, В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ)

Несовпадение структурных планов тиманид и уралид привело к тому, что в Центральном поднятии Урала с юга на север мы видим фрагменты все более внутренних зон тиманид. В этих более северных и восточных (по отношению к экстернидам) районах предыстория тиманид была существенно иной. Особенности развития региона в раннем и среднем рифее изучены здесь довольно слабо. На Приполярном и Полярном Урале в основании рифейских комплексов залегают гнейсово-мигматитовые (неркаюский, харбейский) и эклогит-амфиболит-гнейсовые, эклогит-сланцевые (марункеуский) комплексы. Абсолютные датировки первых двух по цирконам (U-Pb метод и термоионная эмиссия) укладываются в интервал 2,22–1,65 млрд. лет для цирконов гранулитового и амфиболитового типов; результаты K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb датирования дают наиболее древние возраста метабазитов этих комплексов в интервале 1,7–1,51 млрд. лет ([Пыстина, Пыстин, 2002; Андреичев, 2003] и ссылки в них). Это близко к основанию рифея. Непосредственно перекрывающие их толщи — няровейская серия на Полярном Урале, шекуринская, пуйвинская, хобеинская свиты на Приполярном, представленные различными метаморфическими сланцами, квар-

цитами, апоаркозами, песчанистыми мраморами и метабазальтами, — относятся к нижнему и среднему рифею, однако достаточной уверенности в точности этих датировок нет. К тому же выходы этих толщ, залегающих, скорее всего, на более древнем кристаллическом (первично микроконтинентальном?) основании, имеют небольшую область распространения, и судить по ним о тектонике всей территории тиманид крайне сложно.

Гораздо большим распространением пользуются образования позднего рифея и раннего венда, среди которых выделяются все основные элементы палеоокеанической структуры и ее обрамления: офиолиты, рифтогенные и субдукционные вулканы, субдукционно-коллизонные гранитные и бимодальные (рифтовые?) габбро-гранитные комплексы [Хайн и др., 1998; Голдин и др., 1999; Scarrow et al., 2001; Маслов и др., 2002; Remizov, Pease, 2004; Кузнецов и др., 2005; Пучков, 2005]. При этом на западном фланге будущих тиманид (в экстернидах, см. выше) прослеживается фациальный переход от мелководных к глубоководным осадочным верхнерифейским комплексам, указывая на положение позднерифейской континентальной окраины [Пучков, 1975] (см. положение этой границы на илл. 4 и 7).

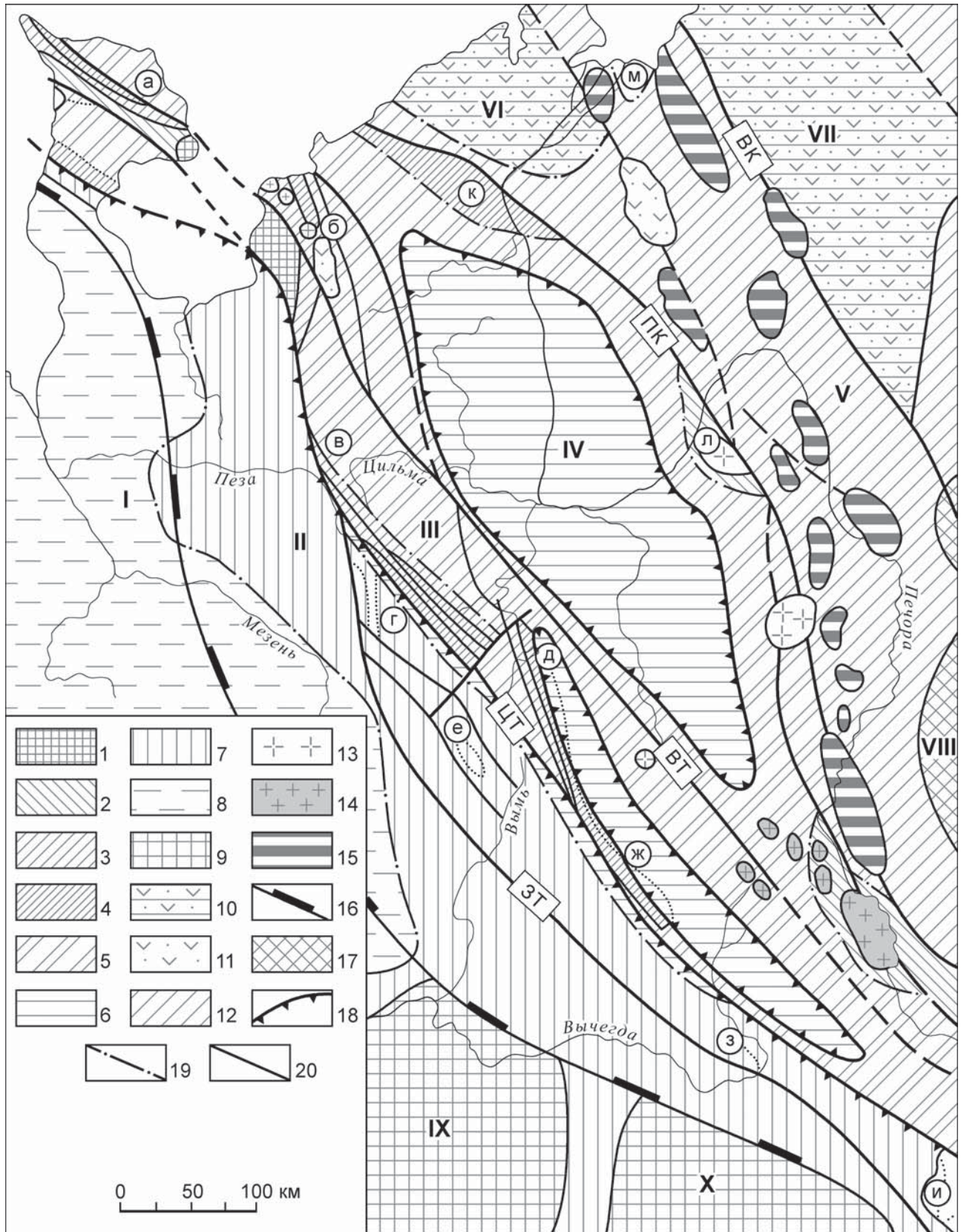


Рис. 27. Карта метаморфизма верхнекембрийских отложений северо-востока Восточно-Европейской платформы. По В.Г. Гецену (Оловянишникову) [1987], с небольшими изменениями

Fig. 27. The scheme of metamorphism of the Upper Precambrian deposits in the North-East of the East European platform [Гецен, 1987]

Как уже отмечалось, в настоящее время трудно восстановить историю рифтогенеза и точное время образования Печорского океана, на месте которого возник Тиманский ороген, поскольку развитые в нем ниже- и среднерифейские комплексы очень плохо изучены и не имеют хороших изотопных датировок. Вероятно, эти процессы были связаны с разрушением края кратона, возникшего 1,7–1,65 млрд. лет назад, однако когда в точности это произошло — сказать затруднительно. Об одной из попыток корреляции машакских рифтогенных комплексов с одновозрастными образованиями, развитыми в смежных регионах, мы уже говорили [Ernst et al., 2006], (рис. 24). Глобальные выводы из такой корреляции, конечно, делать преждевременно.

Реконструкция структур интернид тиманского орогена

Структуры тиманид на Тимане обнажены только в пределах экстернид, а на Урале в значительной мере искажены деформациями уралид, которые наложились на тиманиды с резким азимутальным несогласием, что прекрасно видно на карте магнитных аномалий (см. илл. 3). Поэтому далеко не всегда можно быть уверенными в том, какие структуры в пределах Центрально-Уральской зоны относятся к тиманидам, а какие возникли в позднем палеозое. Тем не менее, можно привести достаточно обоснованные примеры древних структур.

Реликты океанической коры в интернидах тиманид

Геологические взаимоотношения в области Енганепейской антиклинали Полярного Урала показывают наличие угловых несогласий между вендом и ордовиком (в обнажениях), а простирания докембрийских структур не совпадают с уральским простиранием Енганепейской брахиформной антиклинали, вытянутой вдоль Урала. Присутствие разрозненных элементов докембрийской офиолитовой ассоциации в виде меланжа или, вполне возможно, олистостромы указывает на существование океанического бассейна в позднем рифее (древнее 670 млн. лет) [Хаин и др., 1998; Scarrow et al., 2001] (рис. 28), с последующей субдукцией и коллизией. Последняя имела место в венде и охватила практически всю территорию современного западного склона Урала [Puchkov, 1997]. Сейчас получен дополнительный материал по возрасту плагиогранитов, допускающий их образование в RF₃: «Датировки плагиогранитоидов, слагающих разные блоки, участвующие в строении Манюкуяхинской полосы серпентинитового меланжа, могут указывать на то, что время формирования офиолитовой ассоциации охватывает временной диапазон не менее чем от 734 до 670 млн. лет» [Кузнецов и др., 2008а; Кузнецов, 2009].

Следует упомянуть также о результатах бурения в Лемвинской зоне на р. Харота (увал Кача-Мыльк). Здесь в параавтохтоне вскрыты серпентиниты в контакте с гравелитами и песчаниками манитаньрдской свиты нижнего ордовика, содержащими обломки

К рис. 27. Условные обозначения: 1 — амфиболитовая фация умеренных давлений; 2 — эпидот-амфиболитовая фация; 3 — биотит-мусковитовая субфация фации зеленых сланцев; 4 — мусковит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев; 5 — нерасчлененная фация зеленых сланцев; 6 — субфация начального метазенеза; 7 — субфация глубинного катагенеза; 8 — цеолитовая (пумпеллиит-прениитовая) фация или фация катагенеза; 9 — гранулитовая фация раннедокембрийских массивов, перекрытых фанерозойскими отложениями; 10 — вулканогенно-осадочный орогенный комплекс байкалид, метаморфизованный в стадии начального метазенеза; 11 — слабоизученные вулканогенно-осадочные комплексы Печоро-Колвинского прогиба; 12 — слабо изученные метаморфические комплексы фундамента Печоро-Колвинского прогиба; 13 — байкальские гранитоиды, выделенные по геофизическим данным; 14 — байкальские гранитоиды, выделенные по геологическим данным; 15 — байкальские интрузии основного состава; 16 — западная граница Притиманского перикратона; 17 — области наложенного на байкальский варисцийского метаморфизма; 18, 19 — границы метаморфических зон: 18 — установленные, 19 — предполагаемые; 20 — разломы: ЗТР — Западно-Тиманский, ЦТР — Центрально-Тиманский, ВТР — Восточно-Тиманский. **Районы и участки:** а — п-ов Канин, б — Северный Тиман, в — Цильменский Камень, г — Четлаский Камень, д — Вымская гряда, е — Обдырское поднятие, ж — Очпарма, з — Джемимпарма, и — Полюдовское поднятие, к — Седухинское поднятие, л — Кипиевское поднятие, м — Носовое поднятие. **Позднепротерозойские структуры, надпорядковые и первого порядка:** I — Русская плита, II — Притиманское перикратонное опускание, III — Канино-Тиманский кряж, IV — Печорский мегасинклиний, V — Печоро-Колвинская зона, VI — Колгуевский срединный массив, VII — Хорейверский срединный массив, VIII — Урал, IX — Сысольский массив, X — Коми-Пермяцкий массив

To fig. 27. Symbols: 1 — amphibolite facies of medium pressures; 2 — epidote-amphibolite facies; 3 — biotite-muscovite subfacies of greenschist facies; 4 — muscovite subfacies of greenschist facies; 5 — undivided greenschist facies; 6 — subfacies of early metagenesis; 7 — subfacies of deep catagenesis; 8 — zeolite (pumpellyite-prehnite) facies or facies of catagenesis; 9 — granulite facies of Paleoproterozoic massifs, covered by Phanerozoic deposits; 10 — volcanosedimentary complex of baykalides, metamorphosed at a stage of early metagenesis; 11 — poorly studied volcanosedimentary complexes of the Pechora-Kolva trough; 12 — poorly studied metamorphic complexes of the Pechora-Kolva trough; 13 — baykalian granitoids, established after geophysical data; 14 — baykalian granitoids, according to geological data; 15 — baykalian mafic intrusions; 16 — the western boundary of the Peritimanian pericraton; 17 — areas of variscan metamorphism, overprinting the Baykalides; 18, 19 — boundaries of metamorphic zones: 18 — established, 19 — assumed; 20 — faults: ЗТР — West Timanian, ЦТР — Central Timanian, ВТР — East Timanian. **Areas and localities:** а — Kanin peninsula, б — Northern Timan, в — Tsilma Kamen, г — Chetlas Kamen, д — Vym range, е — Obdyr uplift, ж — Ochparma, з — Dzhzhimparma, и — Polyudov uplift, к — Seduyakha uplift, л — Kipievo uplift, м — Nos uplift. **Main Late Proterozoic structures:** I — Russian plate, II — Peritimanian pericratonic depression, III — Kanin-Timan range, IV — Pechora megasynclinalium, V — Pechora-Kolva zone, VI — Kolguev median massif, VII — Khoreyver median massif, VIII — Urals, IX — Sysola massif, X — Komi-Perm massif

серпентинитов и хромшпинелидов (Cr_2O_3 , до 4,7%) [Шишкин, Лапшин, 1996].

Полезные сведения содержатся в работах [Remizov, Pease 2004; Ремизов, 2004], где в частности дается характеристика базитового комплекса Дзеля, локализованного в зоне ГУР в южной части Полярного Урала (р. Дзеля-ю). Комплекс Дзеля объединяет ультраосновные и основные породы, рассматриваемые авторами как рестит и комплементарные продукты выплавки из океанической литосферы, включая базальты морского дна. Базальты метаморфизованы в условиях зелено- и голубосланцевой фаций и принадлежат, по данным авторов, к двум группам — N-MORB и энсимати-

ческой зоны субдукции. Датирование цирконов из кварцсодержащих габброноритов позволило впервые установить возраст кристаллизации пород комплекса: 578 ± 8 млн. лет. Авторы рассматривают комплекс Дзеля как фрагмент островодужной ассоциации, аккрецировавшей к северо-восточной окраине Балтики *sensu lato* во время тиманской орогении. Фиксируемые по цирконам собственно уральские события (~350 млн. лет), возможно, были обусловлены процессами коллизионного НР/ЛТ метаморфизма уралид. Отметим, что комплекс Дзеля расположен непосредственно к северу от неркаюнского и парусшорского высокобарических эклогит-глаукофансланцевых комплексов, причем парус-

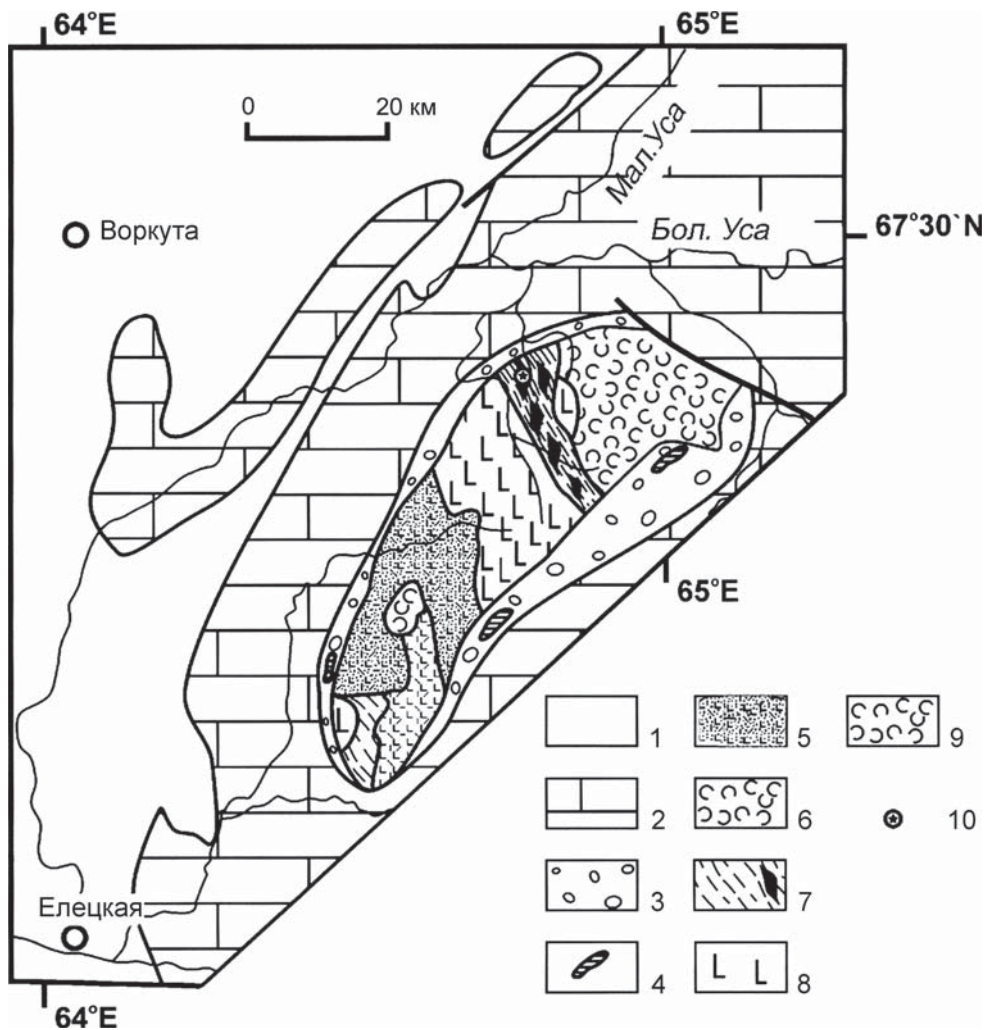


Рис. 28. Взаимоотношения структур и комплексов тиманид и уралид в брахиантиклинали Енгане-Пе и положение Манюкюяхинской офиолитовой сутуры [Scarrow et al., 2001], с некоторыми изменениями

Условные обозначения: 1 — пермские отложения, 2 — карбонатные и терригенные породы ордовика — силура, 3 — песчаники и конгломераты нижнего ордовика, 4 — щелочные вулканиты, 5 — полимиктовые песчаники и сланцы венда (моласса), 6 — базальты, риолиты, 7 — сланцево-олистостромовая толща с серпентинитовым меланжем, 8 — толеитовые базальты, 9 — базальт-андезито-дацитовый комплекс, 10 — проба на цирконы

Fig. 28. Relationships of structures and complexes of Timanides and Uralides in Enganepe anticline, and position of Manyukuyakha suture [Scarrow et al., 2001], slightly modified

Symbols: 1 — Permian, 2 — Ordovician-Silurian carbonate and terrigenous rocks, 3 — Lower Ordovician sandstones and conglomerates, 4 — alkaline volcanics, 5 — Vendian polymictic sandstones and shales (molasse), 6 — basalts, rhyolites, 7 — shale-olistostromic unit with serpentinite mélange, 8 — tholeiitic basalts, 9 — basalt-andesite-dacite complex, 10 — sampling site for zircons

шорский содержит апокремнистые черные сланцы, амфиболиты и гипербазиты, что, возможно, указывает на присутствие членов офиолитовой ассоциации [Пучков, 1993]. Возраст их, за исключением каменноугольного — ~350 млн. лет по Ar-Ar (возраста метаморфизма, такого же, как и в комплексе Дзеля), не определен, однако возможно, что они, вместе с комплексом Дзеля, маркируют еще одну сутурную зону тиманид.

Океанические и субдукционные формации в Кваркушском и Башкирском антиклинориях полностью отсутствуют. Однако непосредственно восточнее, вблизи зоны ГУР, в его висячем и лежащем крыльях, все же вероятно присутствие пород докембрийской офиолитовой ассоциации. Возможность таких реконструкций допускается природой зоны ГУР. Как было показано [Серавкин и др., 2003], даже в самой зоне разлома, ширина которой может достигать многих километров, присутствует не только серпентинитовый меланж, но и целый ряд сравнительно слабо нарушенных тектонических пластин, в том числе офиолитовых.

В Сысертско-Ильменогорской купольной структуре (висячее крыло ГУР) описаны метаофиолиты, образующие отдельные надвиговые чешуи и представленные metabазальтами и плагиогнейсами с океаническими характеристиками ($I_{Sr} 0,7030$), датированными U-Pb методом как 543 ± 46 и 590 ± 20 млн. лет, что можно интерпретировать как возраст тиманского метаморфизма. Они тектонически сближены с раннепротерозойским кристаллическим блоком (селянкинская свита гнейсов и кристаллических сланцев, 2083 ± 54 млн. лет) [Краснобаев и др., 1998а; Раевский, 1986; Бушляков и др., 1994; Шатагин и др., 2000; Институт ..., 2002].

В лежащем крыле ГУР в неясной позиции по отношению к кристаллическому фундаменту кратона Балтики находится южноуральский максютовский метаморфический комплекс, интерпретируемый нами как элемент аккретировавшего палеозойского края континента, вначале погруженный на большую глубину в мантию, а затем быстро всплывший в ходе коллизии края континента и Магнитогорской островной дуги в позднем девоне [Brown, Puchkov, 2004]. Большая часть изотопных датировок максютовского комплекса отвечает интервалу средне-позднедевонской субдукции и последующей эксгумации (380–370 млн. лет) (см. ниже, в разделе «уралиды»), но имеются и реликтовые датировки, например, рутила из эклогитов: $T = 1570 \pm 140$ млн. лет и $t = 547 \pm 40$ млн. лет [Краснобаев и др., 1996] (два подсечения, старшее из которых может отвечать возрасту протолита, а младшее — времени тиманского метаморфизма). Учитывая также среднерифейский возраст цирконов в юагузинских метариолитах и еще более древний — в метааркозах, находки палеозойской фауны в других частях комплекса [Захаров, Пучков, 1994], а также присутствие гипер-

базитов, метамеланжа и базальтов с геохимическими характеристиками E-MORB [Lennykh, Valizer, 1999; Volkova et al., 2004] и чрезвычайно интенсивную дислоцированность с широким развитием лежащих изоклинальных складок [Самыгин и др., 2005], мы можем охарактеризовать комплекс как сложнейшую серию полиметаморфических надвиговых пластин, содержащих, вероятно, как протерозойские, так и палеозойские офиолиты и, возможно, породы континентального генезиса, со следами как тиманской, так и уральской коллизии.

Самая южная часть западного склона Урала, где предполагается присутствие протерозойских офиолитов, принадлежавших допалеозойскому континенту, — это Эбетинская антиклиналь, находящаяся между ГУР и Кемпирсайским гипербазитовым массивом палеозойского возраста. Как было показано [Исаев и др., 1984], тремадокские песчаники кидрясовской свиты содержат зерна хромита; первоначально этот факт интерпретировался как доказательство докембрийского возраста Кемпирсайского гипербазитового массива, хотя кемпирсайские хромиты по составу отличались от кидрясовских. Позже была выработана более реалистичная точка зрения: наряду с хорошо изученными палеозойскими офиолитами здесь развиты также ордовикские офиолитокласты, заключенные в сложнопостроенном надвиговом доордовикском восточно-эбетинском комплексе [Самыгин, Руженцев, 2003; Самыгин, Хераскова, 2005]. Здесь же, в лушниковском комплексе, обнаружены кварцевые диориты с признаками надсубдукционного происхождения и U-Pb ранневендским возрастом 590 ± 4 млн. лет [Самыгин и др., 2007]. Отмечавшийся В.А. Исаевым [1989] факт наличия в кидрясовских песчаниках обломков глаукофана перекликается с данными [Beckholmen, Glodny, 2004] о доордовикском возрасте глаукофановых сланцев на севере Кваркушского антиклинория, что может отвечать явлению одного порядка: коллизионному метаморфизму форланда тиманид.

Таким образом, можно предположить, что в тиманидах имеет место сильнейшая расширяющаяся к северу виргация палеоокеанических структур (см. илл. 4), при которой на юге простираются тиманид и уралид совпадают, а чем дальше к северу, тем в большей степени различаются. Однако основную, подавляющую площадь в тиманидах занимают бывшие эпиконтинентальные структуры (бывшие микроконтиненты), разделявшие палеоокеанические.

Признаки субдукции и коллизии в тиманидах

Что касается субдукционных комплексов, то надсубдукционный характер гранитоидов из кернов глубоких скважин, достигших фундамента в Тимано-Печорской депрессии (в Ижемской, Печорской и Большеземельской зонах), показан на основании

их петро-геохимических характеристик [Pease et al., 2004]. На более широком материале анализ петро-геохимических характеристик изверженных пород, вскрытых скважинами в фундаменте Тимано-Печорской провинции, приведен в [Фундамент ..., 2008], рис. 29. Было выделено несколько групп эффузивных и интрузивных пород (группы 1–4 показаны на рисунке): 1. Базальты — производные энсиматической островной дуги (с подозрением на измененные бониниты); 2. Базальты, андезиты и габбро — производные энсиматической островной дуги средней стадии развития; 3. Долериты, габбро и гранодиориты зрелой энсиматической островной дуги; 4. Гранитоиды — позднеостроводужные и/или синколлизийные; по классификации Чапелла они относятся в основном к S-типу и отчасти к I-типу, и образовались преимущественно за счет переработки коры; 5. Производные внутриплитного магматизма: вероятно, послевендские щелочные (лейцитовые) базальты и сиениты, а также единственный образец гранита А-типа с возрастом около 620 млн. лет.

Возраст гранитов в среднем, по данным Pb-Pb анализов единичных цирконов, составил около 560 млн. лет. Позже были опубликованы и первые

Rb-Sr датировки гранитоидов этой же территории [Андреичев, Литвиненко, 2007], подтвердившие датировки по цирконам, — в основном поздневендские. Субдукционно-коллизийный характер гранитов ижма-омринского комплекса, расположенных в пределах экстернид, может служить указанием на юго-западное направление падения зоны субдукции, приведшей к коллизии и тиманскому орогенезу.

На Приполярном Урале пересмотр формационной принадлежности гранитоидов открывает возможность отнесения I-гранитов, расположенных в северной части Приполярного Урала, к субдукционно-коллизийным [Соболева, 2004].

Проблема формационного расчленения гранитоидов тесно связана и с проблемой геодинамической интерпретации вулканитов, широкое развитие которых является специфической особенностью Приполярного Урала. Вулканизм Приполярного Урала представлен обильными рифейско-ранневендскими излияниями преимущественно базальтов, андезитов и риолитов, фигурирующими под названиями маньинской или саблгорской свит, а также манарагского, саблинского, малдинского комплексов. Было показано, что гранитоиды вместе с интрузивами основного и среднего

состава с одной стороны, и вулканиты — с другой, образуют серии, тесно связанные генетически [Голдин и др., 1999]. Возраст, формационное расчленение и геодинамическое значение гранитоидов были пересмотрены в самое последнее время на основании датировок цирконов и анализов малых элементов [Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005]. Эти авторы, вслед за Л.В. Махлаевым, разделяют их на грани-

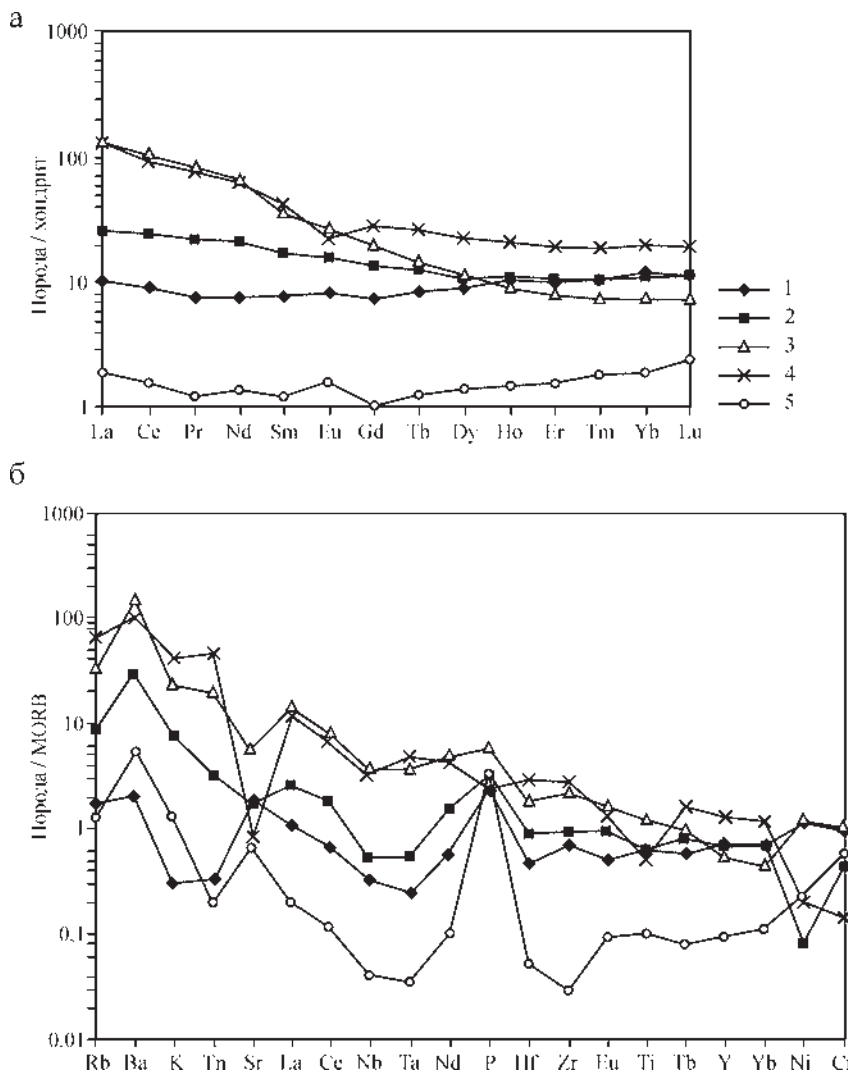


Рис. 29. Распределение редких и рассеянных элементов в изверженных породах фундамента Тимано-Печорской провинции. По [Фундамент ..., 2008], с небольшой редакцией

Символы 1–4 на спайдерграммах соответствуют 1–4 группам в тексте; символ 5 отвечает анализу габбро скв. 1-Динью, отнесенного к 1-й группе. Анализы 5-й группы не показаны

Fig. 29. Concentrations of rare elements in the magmatic rocks of the Timan-Pechora basement ([Фундамент ..., 2008], slightly edited)

Symbols 1–4 correspond to groups 1–4 in the text (1–3 — island arc rocks, 4 — mostly S-granites); symbol 5 corresponds to gabbro 1-Dinyu well (belong to group 1). Group 5 is not shown

тоиды I- и А-типа. Надо сказать, деление гранитов на буквенные типы само по себе еще не является указанием на геодинамические условия их образования. Однако в данном случае, благодаря использованию новейшей петрохимической и изотопной информации, им была дана достаточно убедительная геодинамическая характеристика.

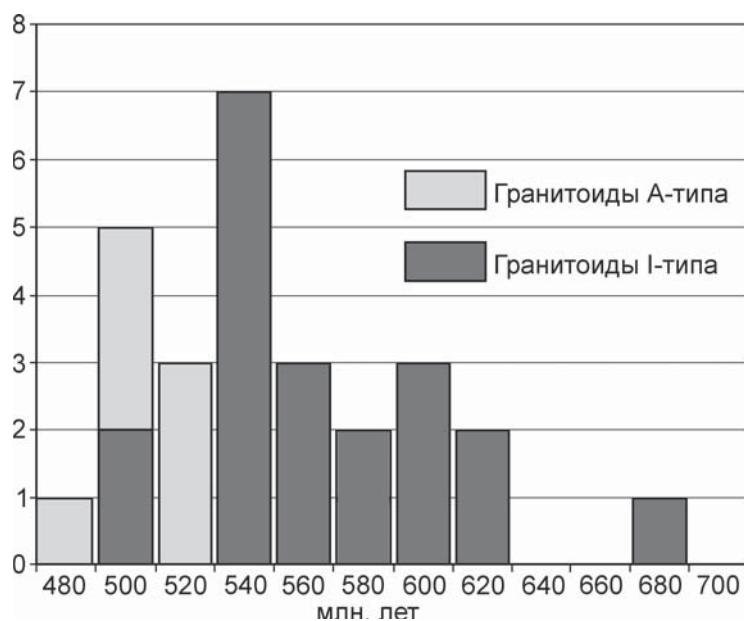
I-гранитоиды представлены широким спектром пород от кварцевых диоритов до лейкогранитов, в их число входят Малдинский, Народнинский, Вангырский, Лапчавожский, Ильяизский массивы (схема расположения массивов дана в [Пучков, 1975]). С ними связаны вулканиты последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацитовых серий. Сами они образуют габбро-диорит-гранодиорит-гранитные серии, и на петрохимических диаграммах попадают в поля конвергентных геодинамических обстановок и активных континентальных окраин. Абсолютные возраста по цирконам методом термоионной эмиссии свинца, U-Pb методом, а также SHRIMP имеют разброс от рифея до кембрия (695 ± 19 до 515 ± 8 млн. лет, с подавляющим преобладанием вендских цифр).

А-гранитоиды, к которым относятся Лемвинский, Тынаготский, северная часть Народнинского, Маньхамбо, Хартесский, Кефталыкский, Тынаготский, Кожимский и др. массивы, имеют узкий спектр составов (преобладают лейкократовые разности), связаны с габбро в контрастные ассоциации (параллельные им риолиты пространственно ассоциируют с базальтами). По петрохимии они родственны магматическим формациям дивергентных геодинамических обстановок. Возрастные датировки (Pb-Pb, U-Pb, SHRIMP) группируются в диапазоне 564–498 млн. лет, т.е. захватывают самый конец венда и в основном кембрий (рис. 30).

Вопрос о кембрийских датировках I-гранитов севера Урала имеет принципиальное значение. Ведь в Тимано-Печорской впадине граниты моложе позднего венда отсутствуют, причем цирконовые датировки подтверждены рубидий-стронциевыми (см. выше). Что же происходит с гранитами на Урале в кембрии? Во-первых, можно предположить, что на севере Урала, в отличие от Тимана, конвергентная обстановка без перерыва сменилась дивергентной (возможно, связанной с подготовкой образования уральского океанического бассейна в ордовике), и поэтому в коре сохранялись повышенные температуры.

Рис. 30. Гистограмма вероятностей возрастов гранитов двух типов на севере Урала (по А.А. Соболевой)

Fig. 30. Probability of ages of granites of I- and A-types in the North of the Urals (after A.A. Soboleva)



Во-вторых, все граниты в позднем палеозое подверглись метаморфизму в условиях зеленосланцевой фации. Ни того, ни другого в Тимано-Печорской впадине не происходило. Вполне можно допустить некоторое омоложение (появление новых оболочек, потерю свинца и др.) цирконов в I-гранитах тиманид Урала.

Возможно, под впечатлением присутствия кембрийских датировок в спектре возрастов I-гранитов и преимущественно кембрийского возраста А-гранитов Н.Б. Кузнецов и его соавторы приходят к выводу о кембрийском возрасте коллизии [Кузнецов и др., 2005, Кузнецов, 2009]. Соответственно, молассой ими называется позднекембрийско(?)–ордовикский ижма-омринский комплекс в фундаменте южной части Тимано-Печорской провинции, имеющий умеренную мощность, залегающий на тиманидах с угловым несогласием и содержащий, наряду другими породами, кварцевые песчаники (рис. 31, 32). Вышеуказанные признаки скорее характерны для осадков рифтовой впадины, но никак не для молассы предгорного прогиба.

На самом деле молассой во всех тиманидах является поздний венд и, может быть, самые низы кембрия, если данные о находках скелетной фауны в верхней части ашинской серии подтвердятся. Ашинская серия рассматривалась в качестве молассы еще Н.С. Шатским и Ю.Р. Беккером; впоследствии отнесение ее верхней половины и соответствующих коррелятов к молассе подтверждено многочисленными минералого-седиментологическими исследованиями как на Кваркушском, так и на Башкирском антиклинориях, а также в Притиманье [Аблизин и др., 1982; Willner et al., 2001, 2003, 2004; Маслов, Оловянишников, 2004]. Эти исследования показали, что в венде произошла драматическая смена источника сноса: в рифее и начале венда

это была платформа, а затем начался снос с орогена Тиманид.

Итак, если не относиться к абсолютным датировкам с абсолютным доверием и допустить их некоторый разброс по отношению к геологическим событиям (тем более, что в единую выборку были объединены результаты, полученные разными методами), то можно предположить, что конвергентные обстановки позднего рифея – венда (– раннего кембрия?) сменялись в северных районах Тиманид

растяжением (транстензией?) в кембрии, приведшим к образованию контрастных формаций и коллапсу орогена. Именно такая хронологическая последовательность событий зарегистрирована в тектонотипических областях кадомид (например, Бретонский полуостров), где осадочно-вулканогенный кембрий развился довольно широко, заполняя грабены. То же самое происходило в варисцидах Центральной Европы на границе карбона и перми (см. ниже).

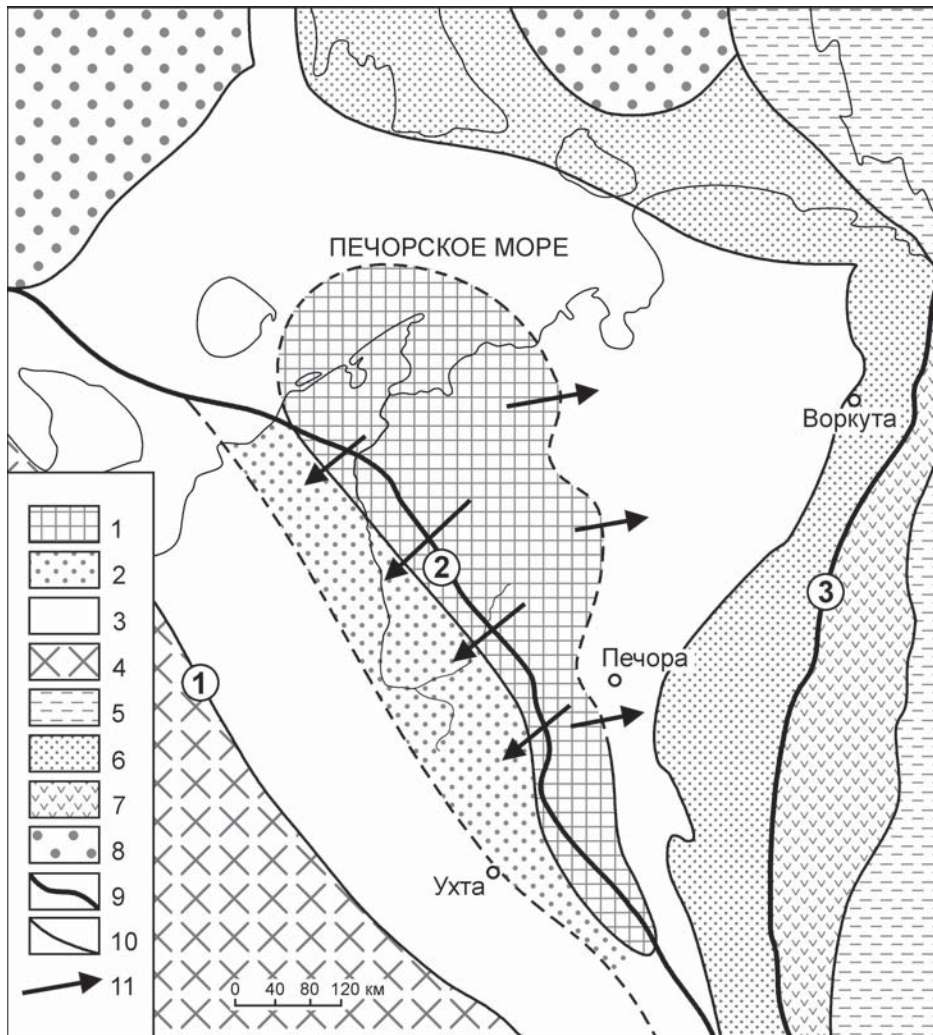


Рис. 31. Позднекембрийско(?)–раннеордовикское Печоро-Ильчское палеоподняtie и сопряженный с ним Изhma-Омринский краевой прогиб, по Н.А. Мальшеву и Н.И. Тимонину, с изменениями и упрощениями [Кузнецов и др., 2005]. Эта интерпретация не разделяется автором

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

Fig. 31. Late Cambrian (?) – Early Ordovician Pechora-Ilych paleo-uplift and Izhma-Omra depression, connected with it. After N.A. Malyshev and N.I. Timonin, simplified [Кузнецов и др., 2005]. The interpretation is not supported by the author

Symbols: 1 – Pechora-Ilych paleo-uplift; 2 – East Pritimanian depression; 3–4 – East European craton; 5 – West Siberian plate; 6–7 – Urals: 6 – Western megazone, 7 – Eastern megazone; 8 – South-Barents and South Kara depression; 9 – suture zones; 10 – boundaries of tectonic blocks and zones; 11 – direction of provenance of terrigenous material. Numbers in circles: 1 – West Timanian thrust, 2 – Pechora-Ilych-Chikshna fault zone (suture), 3 – Main Uralin fault

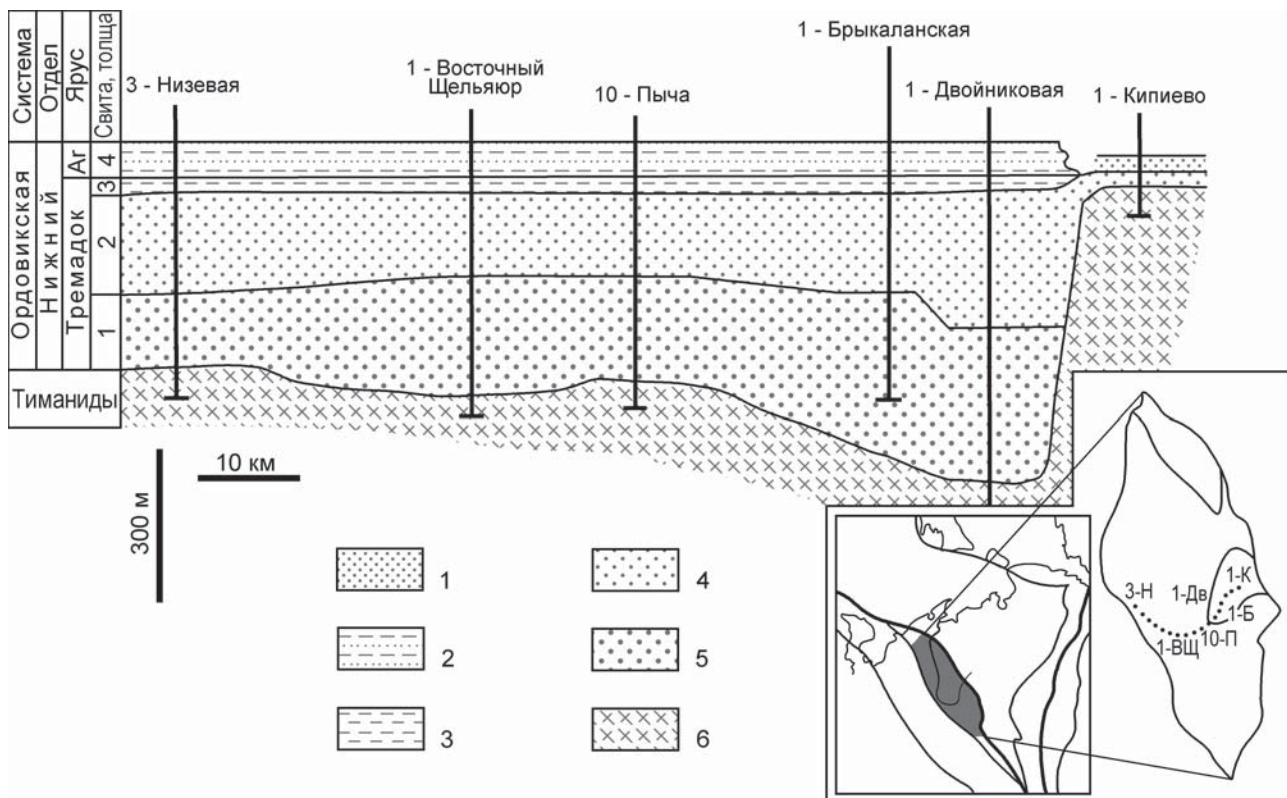


Рис. 32. Палеогеологический профиль через нижние горизонты Ижемской впадины, по В.С. Чупрову [Кузнецов и др., 2005], отредактировано. Эта интерпретация не разделяется автором

Условные обозначения: 1 — аргиллиты франского возраста; 2 — розовые песчаники нибельской свиты (арениг); 3–4 — седельская свита (верхний кембрий? — тремадок); 3 — глинистая пачка (брыкаланская пачка), 4 — толща кварцевых песчаников; 5 — толща полимиктовых песчаников; 6 — тиманиды. На врезке показано положение Ижемской впадины и расположение профиля скважин в ее пределах

Fig. 32. Paleogeological profile across the lower horizons of the Izhma depression. After V.S. Chuprov [Кузнецов и др., 2005], edited. The interpretation is not supported by the author

Symbols: 1 — Frasnian shales; 2 — pink sandstones of Nibel formation; 3–4 — Sediol formation (Upper Cambrian? – Tremadoc); 3 — shaly (Brykalan) unit, 4 — quartz sandstones; 5 — polymictic sandstones; 6 — Timanides. In the insert: a position of Izhma depression and a profile of wells within it

Признание субдукции под юго-западные тиманиды влечет за собой необходимость ответить на вопрос: где сейчас находится сутурная зона, связанная с этой субдукцией и где эта сутура выходит на Урал. Без решения этого вопроса проблема не может считаться закрытой. В качестве таких сутур мы указывали на Манюкуюскую и Дзеля-Парусшорскую, расположенные к северу от кластера I-гранитных массивов Приполярного Урала, которые в этом случае можно связать с зоной субдукции, падавшей к юго-западу. По представлениям [Кузнецов и др., 2005], наиболее важной сутурной зоной, отделяющей бывшую пассивную окраину континента от области развития позднедокембрийских офиолитов и комплексов активной континентальной окраины, является Припечорско-Илыч-Чикшинская. В принципе, мы признаем важность этой границы и именно здесь проводим границу экстернид и интернид. Однако на этом утверждении нельзя останавливаться. Чтобы оно звучало убедительно, необходимо проследить выход этой зоны на

Урале. Пока, к сожалению, этого не удастся сделать. Но конечно, это может быть и криптосура, как, скажем, граница Лаврентии и Гондваны в Южных Аппалачах.

Энсиалические структуры тиманид

Какой бы ни была роль океанической коры в истории тиманид, их современная структура на 95 или более процентов сложена сиалическим материалом, что неудивительно, имея ввиду поразительную способность океанической коры исчезать в зонах субдукции, сохраняясь преимущественно только в сутурных зонах (и то не во всех). Преобладание в тиманидах энсиалического материала чувствуется в изотопных характеристиках гранитоидов [Литосфера ..., 2008]: «Практически все гранитоиды фундамента Печорской синеклизы характеризуются высокими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,706–0,711$, которые свидетельствуют об их выплавлении из вещества сиалической коры, и лишь формирование

гранитов из скв. 26-Восточная Харьяга происходит при значительном участии пород мантийного генезиса в составе гранитообразующего субстрата, на что указывает величина ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, равная 0,70457. Присутствие в гранитах Большеземельского мегаблока цирконов с возрастными рифейского и даже архейского уровней от 1 до 2,7 млрд. лет может рассматриваться не только как указание на возраст гранитообразующего субстрата, но и как подтверждение предположения о нахождении в фундаменте северо-восточной части Печорской синеклизы погретенных массивов континентальной коры дорифейской консолидации».

Добавим, что последний вывод подтверждается и наблюдениями в обнаженных структурах севера Урала.

Приполярный и Северный Урал

На Приполярном и Северном Урале удается реставрировать по крайней мере три энсиалические структуры, развитые в области с дорифейским кристаллическим основанием: Хобеизский термальный купол, Лаптопайскую межгорную впадину и Маньхамбовский антиклинорий с гранитами в ядре (см. илл. 4). Эти структуры образовались в доордовикское время и, скорее всего, принадлежат структурам тиманид. Это устанавливается по несогласному налеганию на них ордовикских грубообломочных отложений и по возможности их непосредственной привязки к системе не-уральских магнитных аномалий, что подмечено нами уже давно [Пучков, 1975].

Хобеизский купол, аналогичный вышеописанному Белорецкому, хотя и с более низкой ступенью метаморфизма в ядерной части (рис. 33), очерчивается изоградами биотита и граната [Тимонина, 1980] и трансгрессивно перекрывается ордовикскими отложениями — аркозовыми и кварцевыми песчаниками, согласно переходящими вверх по разрезу

в фаунистически датированные ордовикские сланцы и мрамора в его южной части [Карстен, Маслов, 1995]. Наличие точек с установленным трансгрессивным залеганием ордовика на разных стратиграфических единицах протерозоя позволяет говорить о Хобеизском куполе и Лаптопайской межгорной впадине как о докембрийских структурах.

Ядро купола сложено кристаллическими сланцами преимущественно эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (амфиболитовая фация почти не проявлена), что свидетельствует о неглубокой эродированности купола в целом и сильном ретроградном метаморфизме его ядра, поскольку в породах ядра установлены гранулитоморфные цирконы [Пыстина, Пыстин, 2002]. Возраст их — до 2,2 млрд. лет (TIMS). Это приводит к заключению, что в ядре термального купола тиманид присутствует сильно переработанный фрагмент архейско-палеопротерозойской коры. Еще в 1970 г. автор коррелировал николайшорскую свиту с тараташским комплексом, за что был подвергнут суровой критике.

В то же время, в осевой части структуры развития характерная интенсивная изоклинальная складчатость с близгоризонтальными (илл. 10) залеганиями осевых плоскостей, характерная для термальных куполов. Породы, по-видимому, испытали зеленосланцевый метаморфизм в позднем палеозое вследствие значительного погружения этой части тиманид под мощным палеозойским чехлом и, возможно, шарьяжными пластинами, позже эродированными. К-Аг определения слюд, выделенных автором из кристаллических сланцев купола, дают, как правило, омоложенный позднепалеозойский возраст [Калинин и др., 1972], хотя цирконы из крупных гранитных массивов, окаймляющих купол подковой и подчеркивающих его, имеют доордовикский венд-кембрийский возраст [Кузнецов и др., 2005, Кузнецов, 2009].

Разрез рифейско-вендских отложений купола, несмотря на относительно высокую метаморфизованность нижних стратонов, подтверждает мнение

К рис. 33. Условные обозначения: 1 — нижний протерозой(?). Кристаллические сланцы, метаморфизованные преимущественно в эпидот-амфиболитовой с реликтами амфиболитовой фации. Метаспесчаники, метааркозы, метаморфизованные граниты и базиты. 2 — нижний — средний рифей (ошизская, шокуринская, пуйвинская, хобеизская свиты). Кристаллические сланцы — метааркозы, песчаные мрамора, кварциты, metabasites. 3 — верхний рифей — нижний венд (маньинская свита). Сланцы, мрамора, кварциты, базальты, риолиты, туфы, туфопесчаники. 4 — верхний венд (моласса, лаптопайская свита). Полимиктовые песчаники, сланцы, конгломераты с обломками нижележащих пород. 5 — габбро. 6 — граниты. 7 — палеозойские отложения (нижний ордовик — пермь). 8, 9 — изограды (по Р.Г. Тимониной): 8 — биотита, 9 — граната. 10 — установленные трансгрессивные контакты нижнего ордовика и подстилающих рифейско-вендских пород различного стратиграфического уровня. 11 — ГУР, подчеркнутый зоной серпентинитового меланжа. 12 — прочие контакты (тектонические и стратиграфические, неразделенные). **Цифры на схеме:** 1 — Хобеизский антиклинорий, 2 — Лаптопайская межгорная впадина, 3 — местоположение рис. 36

To fig. 33. Symbols: 1 — Paleoproterozoic(?). Crystalline schists, metamorphosed predominately in epidote-amphibolite facies, with relics of amphibolite facies. Metasandstones, metaarkoses, metamorphosed granites and mafic rocks. 2 — Lower-Middle Riphean (Oshiz, Schekurya, Puyva, Khobeiza formations). Crystalline schists — metaarkoses, sandy marbles, quartzites, metabasites. 3 — Upper Riphean — Lower Vendian (Manya formation). Schists, marbles, quartzites, basalts, rhyolites, tuffs, tuff sandstones. 4 — Upper Vendian (molasse of Laptopay formation). Polymictic sandstones, schists, conglomerates with fragments of underlying rocks. 5 — gabbro. 6 — granites. 7 — Paleozoic deposits (Lower Ordovician — Permian). 8–9 — isogrades [Тимонина, 1980]: 8 — biotite, 9 — garnet. 10 — Established transgressive contacts of the Lower Ordovician and underlying Riphean and Vendian rocks of different stratigraphic level. 11 — Main Uralian Fault, with serpentinitic melange. 12 — the other contacts (stratigraphic and tectonic, undivided). **Numbers in the scheme:** 1 — Khobeiz anticlinorium, 2 — Laptopay intermountaine depression, 3 — position of Fig. 36

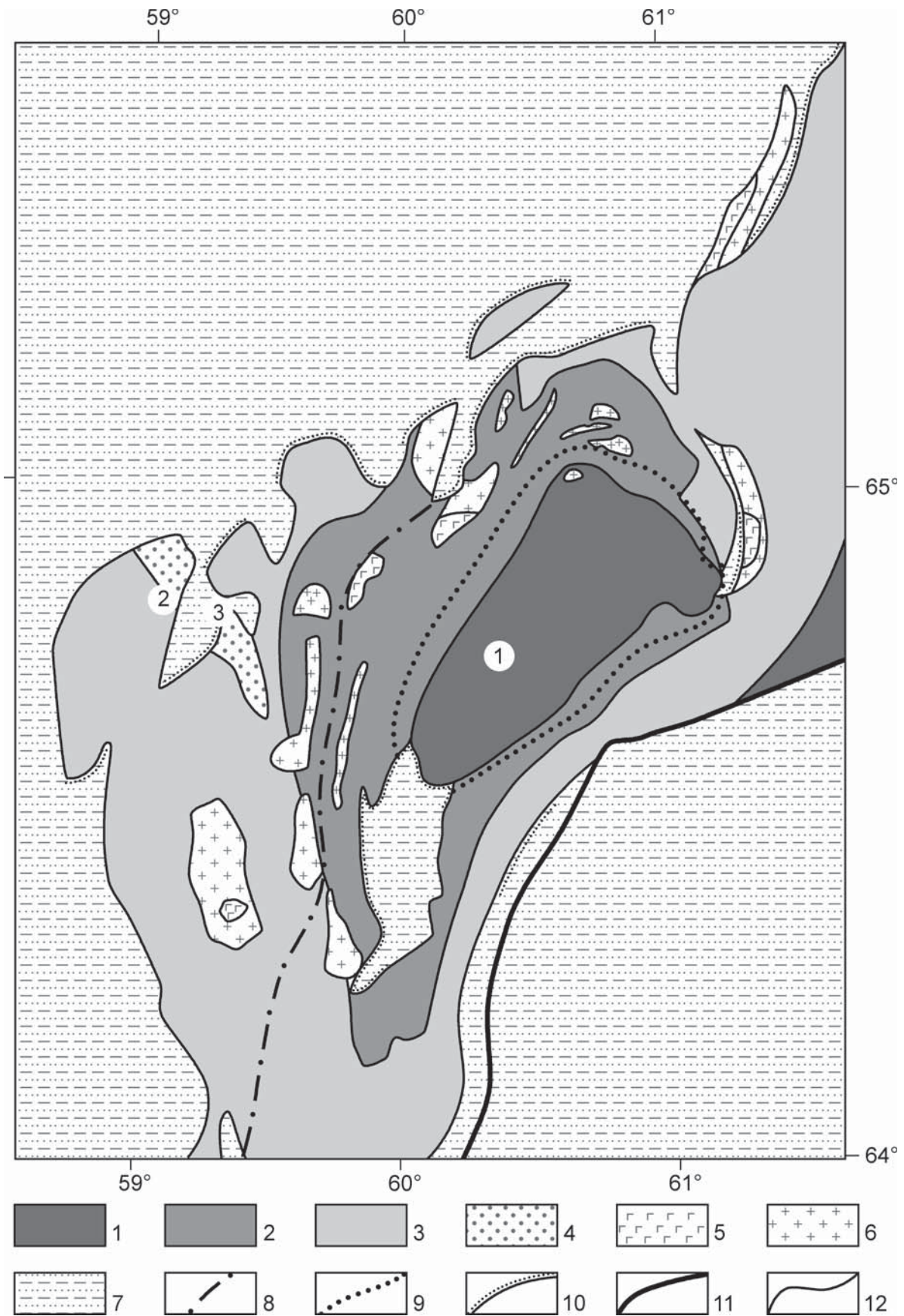
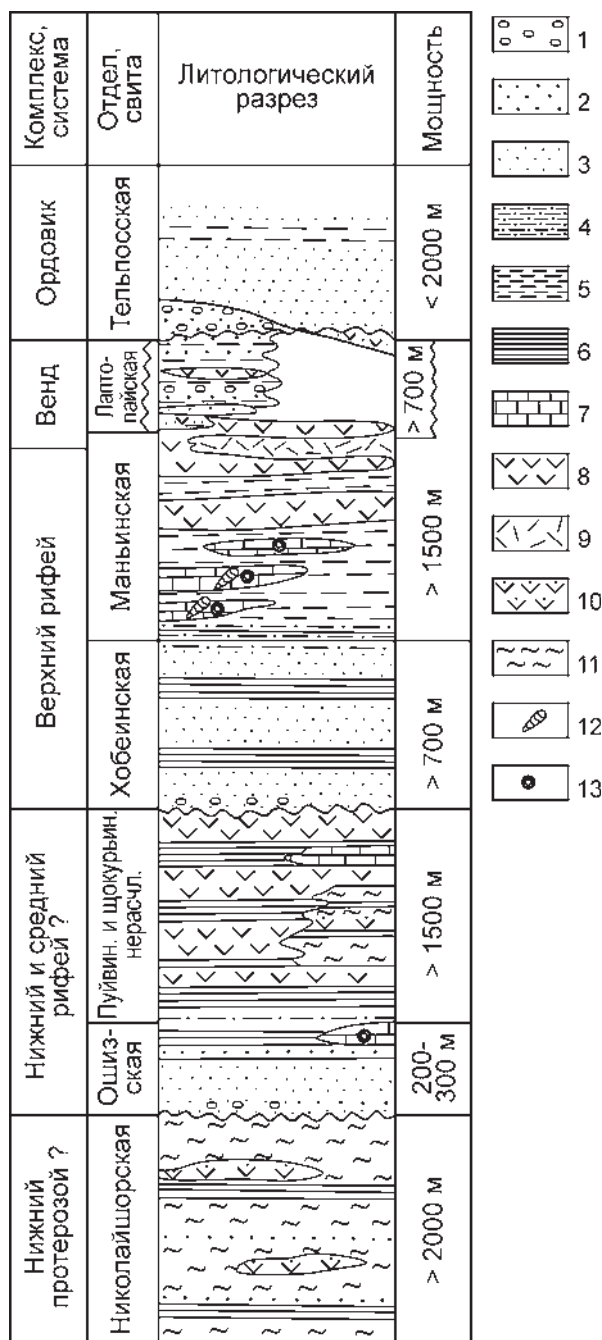


Рис. 33. Схема структур тиманид на территории Ляпинского антиклинория уралид

Fig. 33. Structural scheme of Timanides within the Lyapin anticlinorium of Uralides

о его энсиалическом характере. Об этом говорит, в частности, кварцевый и отчасти аркозовый состав развитых здесь толщ метапесчаников, мелководный, биогермный характер карбонатов со строматолитами и онколитами. Развитые на средне- и поздне-рифейском уровне базальтоиды и контрастные вулканиты, возможно, отвечают машакскому и аршинскому уровням Башкирского антиклинория (рис. 34).

Лаптопайский межгорный прогиб, заполненный вендской лаптопайской молассой (аналогом ашинской серии) [Пучков, 1975], содержащей обломки всех подстилающих пород, имеет северо-западное простирание и перекрыт тельпосской свитой ордовика с угловым несогласием (рис. 33, 35);



отчетливо читается и азимутальное несоответствие этой докембрийской структуры и складчатых структур уралид.

Докембрийский Маньхамбовский антиклинорий был выделен автором по результатам работ 1964–1965 гг., когда выяснилось, что Поясовой хребет, расположенный восточнее гранитного массива Мань-Хамбо, сложен не ордовикскими аркозами, как считалось, а внешне похожими на них риолитами. Выяснилось также [Пучков, 1968], что на самом массиве и на породах его экзоконтактов залегает толща, представленная аркозами и кварцитами, переходящая вверх по разрезу в сланцы и мрамора предположительно ордовикского возраста. Учитывая кембрийские SHRIMP-датировки цирконов массива Мань-Хамбо, эти данные позволяют утверждать, что мы имеем дело с доордовикской антиклинорийной структурой, прекрасно вписывающейся в систему магнитных аномалий, которая отражает структуры тиманид [Пучков, 1975].

Полярный Урал

Структуры, во многом аналогичные Хобеизскому куполу, но обладающие своей спецификой, развиты на Полярном Урале в Собском поднятии, к северу от Лемвинской зоны. Представлены двумя антиклинориями — Харбейским и Марункеуским (их местоположение см. на илл. 4).

Ядро Харбейского антиклинория составляет палеопротерозойский гнейсо-мигматит-амфиболитовый комплекс. Древнейшая, ханмейхойская, серия сложена амфиболитами, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, слюдяными кварцито-гнейсами. На них залегает париквасьшорская серия глиноземистых плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Первая из серий выходит в ядрах двух куполов, вторая разделяет их в синклинальной структуре. Согласно анализу минеральных ассоциаций, метаморфизм относится к амфиболитовой фации, причем породы подверглись сильному ретроградному метаморфизму в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях [Кейльман, 1974]. Однако, как

Рис. 34. Стратиграфическая колонка Ляпинского антиклинория ([Пучков, 1975], с изменениями)

Условные обозначения: 1 — конгломераты, 2 — аркозы, 3 — кварцевые песчаники, 4 — алевролиты, 5 — филлиты, 6 — биотит-мусковитовые сланцы, 7 — мрамора, 8 — metabasalts, 9 — metarhyolites, 10 — amphibolites, 11 — crystalline schists with garnet; 12 — stromatolites, 13 — oncolites

Fig. 34. The stratigraphic column of Riphean and Vendian rocks of Lyapin anticlinorium ([Пучков, 1975], modified)

Symbols: 1 — conglomerates, 2 — arkoses, 3 — quartz sandstones, 4 — siltstones, 5 — phyllites, 6 — biotite-muscovite schists, 7 — marbles, 8 — metabasalts, green schists, 9 — metarhyolites, 10 — amphibolites, 11 — crystalline schists with garnet; 12 — stromatolites, 13 — oncolites

и в Хобеизском куполе, реликты гранулитового метаморфизма угадываются по присутствию округлых кристаллов с многочисленными гранями [Пыстина, Пыстин, 2002]. Максимальные значения возраста, полученные по цирконам (TIMS) достигают 2,22 млн. лет. Широтный характер Собского поднятия связывается здесь с резким азимутальным несогласием между структурами тиманид и уралид.

Расположенное севернее поднятие Марун-Кеу (рис. 36), вероятно, является в своей основе докембрийской антиклинальной структурой, и развитые в ней метаморфические породы могли обладать

определенной зональностью — от амфиболитов, гнейсов и каринтиновых эклогитов, развитых в осевой части структуры (марункеуский комплекс, возможно, по В.Л. Андреичеву [2003], раннерифейского или дорифейского возраста), до зеленых и графитистых сланцев, конгломератов и песчаников няровейской свиты на периферии. Однако метаморфическая зональность либо сильно нарушена палеозойскими деформациями, либо, скорее, зеленосланцевая няровейская свита, слагающая крылья структуры, имела первично трансгрессивные взаимоотношения с марункеуским комплексом (об этом

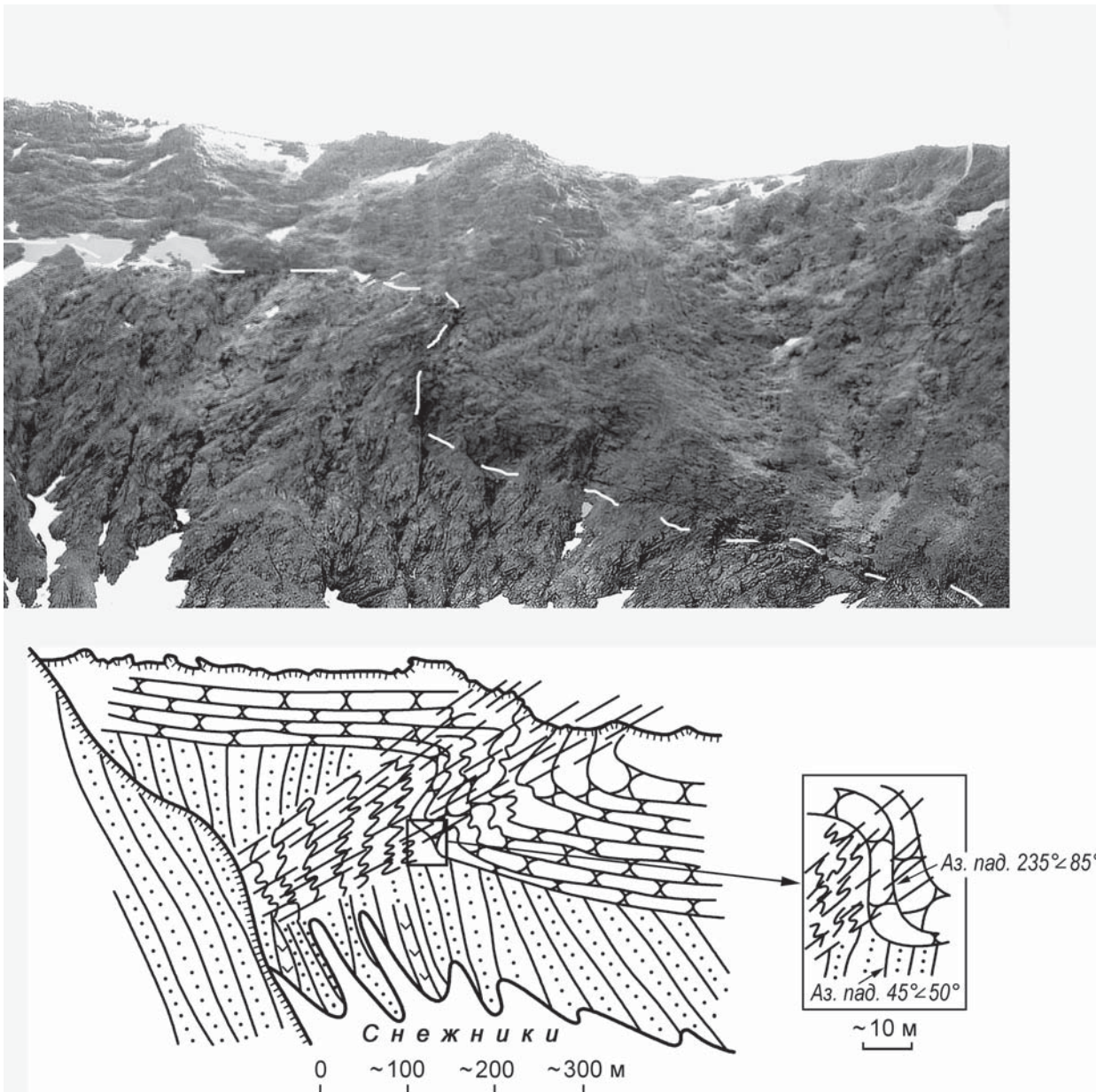


Рис. 35. Угловое несогласие между ордовиком (тельпосская свита) и лаптопайской свитой верхнего венда. Фотография и зарисовка (на фото подошва ордовика намечена прерывистой белой линией). Ледниковый кар — истоки руч. Озерного, левобережье р. Вангыр

Fig. 35. Angular unconformity between the Ordovician (Telpos formation) and the Upper Vendian (Laptopay formation). The base of Ordovician in the photo is shown as a white dash line. The upper reaches of the Ozerny Creek (Vangyr basin)

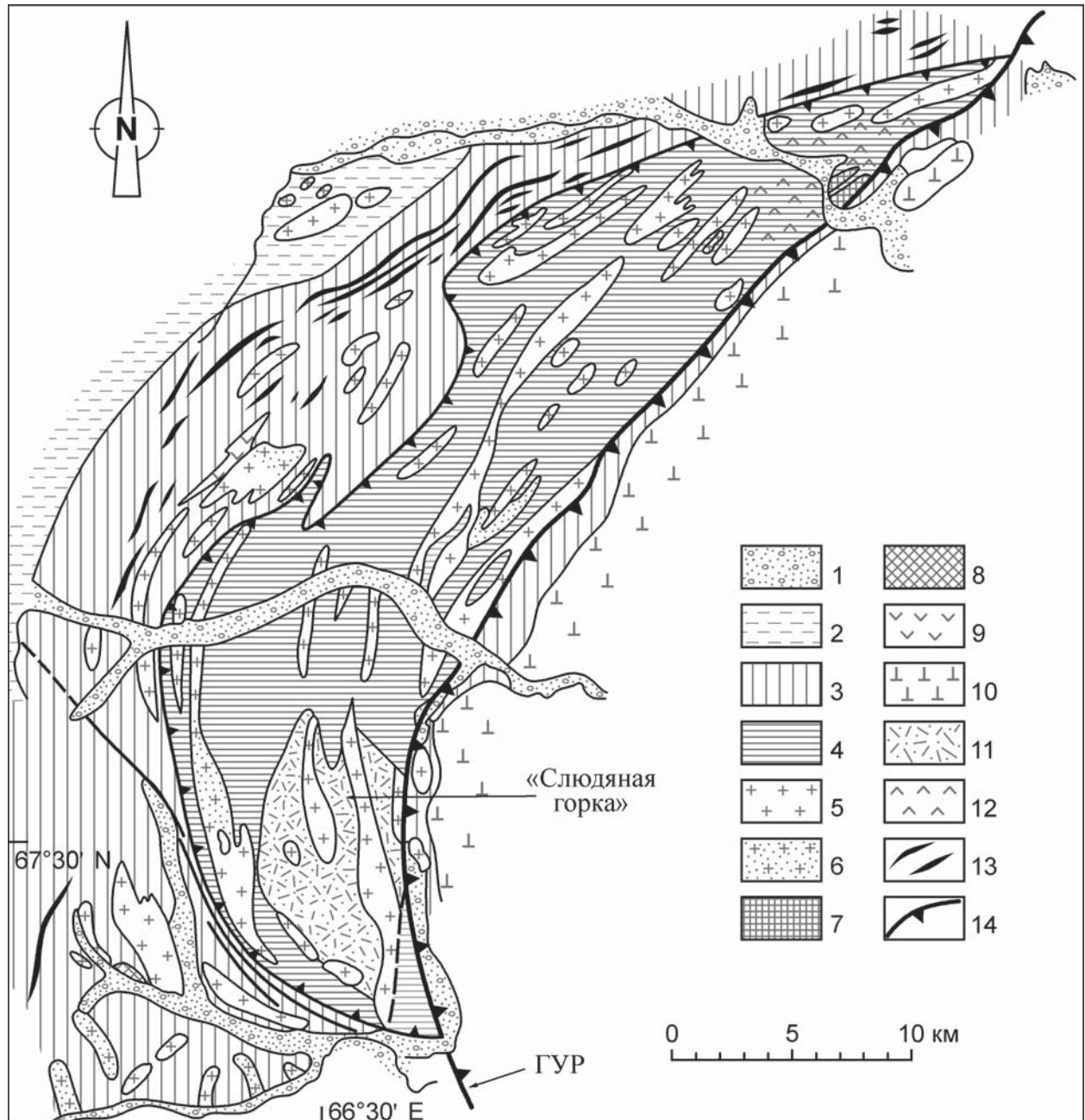


Рис. 36. Геологическая схема хр. Марун-Кеу. По Н.Г. Удовкиной [1971], с дополнениями В.Л. Андреичева [2003]

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения; 2 — ордовикские (?) отложения; 3 — зеленые сланцы няровейской свиты; 4 — марункеуская серия: гнейсы, эклогиты; 5 — гнейсы, гнейсо-граниты; 6 — граниты с флюоритом; 7 — мета-риолиты; 8 — диориты; 9 — габброиды; 10 — ультраосновные породы (комплекс Сyum-Кеу); 11 — преобладающие эклогиты; 12 — присутствие глаукофана; 13 — кварц-графитовые сланцы; 14 — разломы

Fig. 36. Geological scheme of Marun-Keu range [Удовкина, 1971], modified by [Андреичев, 2003]

Symbols: 1 — Quaternary system; 2 — Ordovician (?); 3 — green schists of Nyarovey formation; 4 — marunkeu series: gneisses, eclogites; 5 — gneisses, gneiss-granites; 6 — granites with fluorite; 7 — meta-rhyolites; 8 — diorites; 9 — gabbroids; 10 — ultramafic rocks (Syum-Keu complex); 11 — predominately eclogites; 12 — presence of glaucophane; 13 — quartz-graphite schists; 14 — faults

могут свидетельствовать аркозы на северо-западном окаймлении структуры). Характер взаимоотношений докембрийских комплексов дополнительно искажен палеозойским коллизионным метаморфизмом, проявленным преимущественно на вос-

токе, вблизи гипербазитового массива Сyum-Кеу, где развиты эклогит-глаукофансланцевые парагенезисы, возникновение которых датируется началом раннего карбона, 360–355 млн. лет [Glodny et al., 2004].

О ТЕКТОНИКЕ И ГЕОДИНАМИКЕ ТИМАНИД (ВЫВОДЫ И ПРОБЛЕМЫ)



ПРОБЛЕМА:

Слабое развитие палеомагнитных исследований (а может быть, и сильное сопротивление самого материала) привело к тому, что реконструкции расположения Балтики относительно других континентов в позднерифейско-вендско-кембрийское время до сих пор не приобрели черт завершенности.

Итак, обращаясь вновь к илл. 4, можно констатировать, что территория тиманид содержит все реликты бывшего океанического бассейна: пассивную окраину с шельфом и континентальным склоном, океанические и микроконтинентальные комплексы и, наконец, надсубдукционные известково-щелочные формации (включая, кстати, бониниты, впервые отмеченные Р.Г. Язевой на поднятии Енгане-Пе). Вместе с тем здесь прослеживаются и все структурные элементы орогена: краевой прогиб с верхневендской молассой, фронт юго-западновергентных деформаций форланда, фронт интенсивного метаморфизма, офиолитовые сутуры и разделяющие их террейны, термальные купола (Белорецкий, Хобеизский, Харбейские), и др. Принципиально важной является конфигурация неопротерозойских сутурных зон и разделяющих их террейнов в плане: на севере они резко отличаются по простиранию от уралид и секутся ими (илл. 3, 4), тогда как на юге, видимо, соединяются в одну телескопированную сутурную зону, расположенную в непосредственной близости от ГУР — в его висячем крыле (сысертско-ильменогорский комплекс) или в лежащем (максютовский комплекс и Эбетинская зона на его продолжении). Таким образом, имеются достаточные основания для того, чтобы говорить, что в позднем рифее существовал океан (ему было дано название Печорский [Пучков, 2005]) и что в венде он закрылся в результате коллизии, с образованием тиманского орогена.

Тем не менее, вопрос о существовании, времени и способе заложения Печорского океана, об обособлении его от Мирового океана все еще является предметом широких спекуляций. В любом случае, нижний возрастной предел тиманской континентальной окраины Балтики — начало рифея (именно тогда Балтика и образовалась путем слияния Сарматии, Фенноскандии и Волго-Уралии), и раннепротерозойские комплексы, наблюдаемые в ядрах антиклинальных структур на севере Урала, можно было бы считать либо обломками края Балтики, разрушенными в более позднее время (в среднем рифее?), либо экзотическими микроконтинентами, не имевшими прямого отношения к Балтике. Кстати:

кто мне объяснит, почему термин «Балтика» (Baltica), пришедший с Запада, частично преобразовался в публикациях некоторых русскоязычных авторов в термин «Балтия»?

Обращаясь к сведениям, приведенным в предыдущих разделах, мы должны напомнить, что ни раннерифейский (навышский), ни среднерифейский (машакский) уровни, отвечающие отчетливым этапам рифтогенеза на кратоне, граничащем с Южным Уралом, не удастся сколько-нибудь уверенно проследить в тиманидах. Более того, хотя присутствие верхов среднего рифея в разрезах пассивной окраины Печорского океана достаточно вероятно, тем не менее, идентифицировать и, тем более, надежно датировать предположительно лежащие в основании этих разрезов рифтовые комплексы пока не удастся. Поэтому установление точного времени заложения Печорского океана остается вопросом будущего.

При этом вполне возможно, что до-тиманское океаническое пространство было обращено в сторону Панталассы — Мирового («Mirovoi») океана (хотя и отгорожено микроконтинентами и/или островной дугой), и его окраина была пассивной окраиной Родинии [Scarrow et al., 2001; Pease et al., 2004; Богданова и др., 2009].

За этим следует двоякая возможность решения вопроса о характере процесса формирования Тиманского орогена — либо столкновение и аккреция островной дуги (дуг) и террейнов с пассивной окраиной [Scarrow et al., 2001; Pease et al., 2004], либо столкновение двух континентальных блоков [Пучков, 2000; Кузнецов и др., 2005].

На палеомагнитных реставрациях для неопротерозоя, предложенных Т. Торсвиком [Torsvik, Rehnström, 2001; Harz, Torsvik, 2002; Meert, Torsvik, 2003; Cocks, Torsvik, 2005, 2006], Балтика обращена Урало-Тиманской окраиной к Гондване, что позволяло допускать рифтинг и расхождение этих двух континентов в позднем рифее и полное слияние в позднем венде (рис. 37).

Еще сравнительно недавно эта концепция Т. Торсвика под названием «Baltica upside down» пользовалась большой популярностью. В обзорной статье автор [Пучков, 2005] рассматривал эту гипотезу

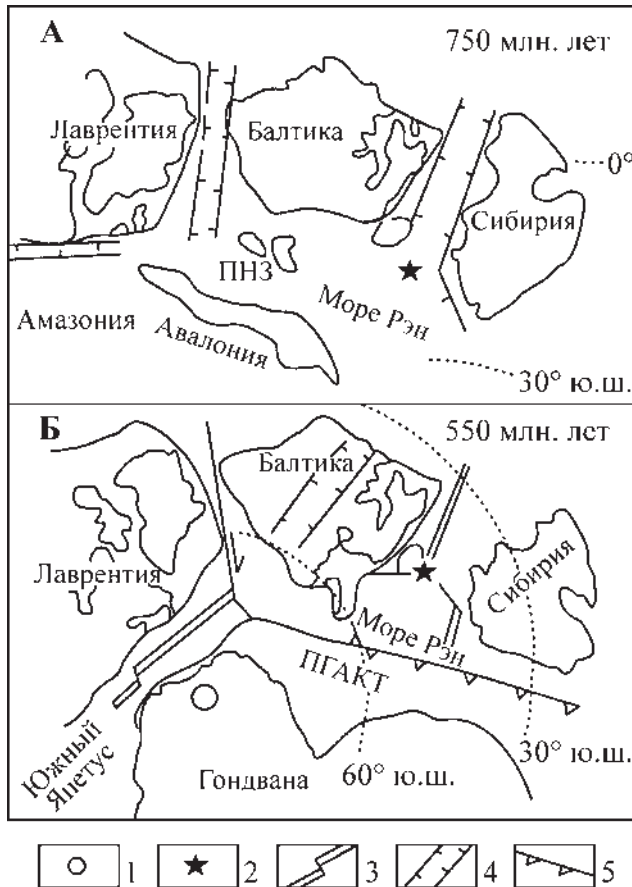


Рис. 37. Реконструкции палеоконтинентов и океанов в позднем рифее (750 млн. лет) и в конце венда (550 млн. лет) [Torsvik, Rehnström, 2001; Harz, Torsvik, 2002]

Условные обозначения: 1 — северный полюс, 2 — тройные сочленения рифтов, 3 — СОХ, 4 — внутриконтинентальные рифты, 5 — зона субдукции, ПНЗ — Печорско-Новоземельские террейны, ПГАКТ — Перигондванско-кадомские террейны

Fig. 37. Paleogeographic reconstructions for 750 Ma and 550 Ma [Torsvik, Rehnström, 2001; Harz, Torsvik, 2002]

Symbols: 1 — North Pole, 2 — rift triple junctions, 3 — MORs, 4 — intercontinental rifts, 5 — subduction zone, ПНЗ — Pechora-Novaya Zemlya terrains, ПГАКТ — Perigondvana-Cadomian terrains

как вполне вероятную и довольно близкую к его более ранним построениям [Пучков, 2000], хотя прямых палеомагнитных данных для ее обоснования было недостаточно. Позже участие в коллективной работе по составлению тектонической карты Родинии [Bogdanova et al., 2008; Pease et al., 2008; The geodynamic map ..., 2008] убедило автора, что, по крайней мере, в период 900–650 млн. лет Балтика находилась своей скандинавской окраиной напротив Лаврентии (рис. 38), что подтверждается как совпадением ТКДП Балтики и Лаврентии, так и большим сходством истории противоположащих в этой реконструкции гренвилльской и свеконорвежской зон. Сам Т. Торсвик отказался от своей концепции в 2007 г., когда был получен надежный палеополюс для даек Эгерсунд в Норвегии (615 млн. лет) [Walderhaug et al., 2007]. Такой же полюс для даек Лонг Рейндж Лаврентии окончательно ставит крест

на модели «Baltica upside down» для предвендского времени [Богданова и др., 2009].

Это, однако, не сильно приближает нас к решению вопроса, где была Балтика в момент завершения тиманской складчатости, и каковы связи тиманид с кадомидами. По-прежнему не опровергнуто предположение Торсвика о том, что в середине кембрия тиманиды лежали напротив кадомид, разделяясь узкой рифтовой зоной [Cocks, Torsvik, 2005]. В этом плане оно переключается с реконструкцией Mc Kerrow, использованной автором [Puchkov, 1997] для постулирования пространственной близости тиманид и кадомид в кембрии. Иначе говоря, отрезок времени поздний венд — кембрий остается по-прежнему одним из наиболее темных в палеотектонических реконструкциях с участием Балтики.

Рис. 38. Фрагмент схемы, иллюстрирующей реконструкцию Родинии на промежуток времени 900–615 млн. лет [Богданова и др., 2009]. Черным показан пояс гренвилльских орогений и его аналоги

Fig. 38. Fragment of a principal scheme, illustrating a reconstruction of Rodinia for the time interval of 900–615 Ma [Богданова и др., 2009]. Black are the Grenvillian orogenies and their analogues



В 2009 г. мы договорились с группами палеомагнитологов В.В. Попова (ИФЗ РАН) и М.Л. Баженова (ГИН РАН) о сотрудничестве и провели с ними полевые работы с целью получить надежный полюс для венда Балтики по породам западного склона Башкирского мегантиклинория. Результаты этих работ обсуждались на традиционном совещании в Борке [Баженов и др., 2009]. Было показано, что новая точка палеополюса для венда может рассматриваться как вероятная, однако она находится подозрительно близко к палеополюсу Балтики для конца ордовика – начала силура, и не исключена перемагниченность соответствующих пород.

Тем не менее, по вышеприведенным данным о полюсах Балтики и Лаврентии для 615 млн. лет и результатам более ранних полевых работ с Н.В. Лубниной, с использованием наиболее надежных определений палеополюса континента Балтики для венда (возраст $553 \pm 0,3$ млн. лет U-Pb методом) в разрезе «Зимний берег» [Попов и др., 2000; Popov et al., 2002; Iglesia Llanos et al., 2005], удается построить палеорекострукции Балтики для позднего рифея – венда, которые позволяют допустить, что после распада части Родинии, изображенной на рис. 38, на Лаврентию, Амазонию, Западную Африку и Балтику, последняя испытала значительный поворот против часовой стрелки, что могло быть связано с перестройкой субдукции и началом формирования Гондваны (Пантерры?) (рис. 39). При этом можно предположить сближение Гондваны и Балтики с образованием пространственно связанных тиманид и кадомид. Связь эта была нарушена в ордовике в результате рифтогенеза, последующего спрединга и дрейфа Балтики в приэкваториальные широты [Свяжина

и др., 2003] с поворотом по часовой стрелке. Вывод об ордовикском рифтогенезе, нарушившем связность тиманид/кадомид, позволяет понять причину отсутствия молодого (тиманского) фундамента и сокращенного характера цикла Вильсона в каледонидах Свальбарда по сравнению с каледонидами Скандинавии.

В недавно вышедшей статье Т.Н. Херасковой и др. [2010] даны реконструкции континентов на время распада Родинии и ранних стадий развития Палеоазиатского океана. Для времени 615–550 млн. лет положение Балтики в них сильно отличается от предлагаемого нами. Похоже, это связано с тем, что вышеупомянутые палеомагнитные данные в этих реконструкциях не были использованы.

Тиманский орогенез

В позднем венде территория северо-востока и востока Европейской платформы и западного склона Урала, представлявшая собою пассивную окраину Балтики, микроконтиненты и островные дуги, разделенные океанической корой, испытала аккрецию, коллизию и орогенез. Обоснование этого положения, которое долго было предметом дискуссии, представлено нами ранее [Puchkov, 1997; Пучков, 2000, 2005; Pease et al., 2008]. Повторим, что признаками полноценного орогена в данном случае являются: складчатость, выраженная в отчетливых угловых и даже азимутальных несогласиях в основании палеозоя; почти полное отсутствие кембрия вследствие размыва и неотложения; наличие рифейских офиолитов, надсубдукционных

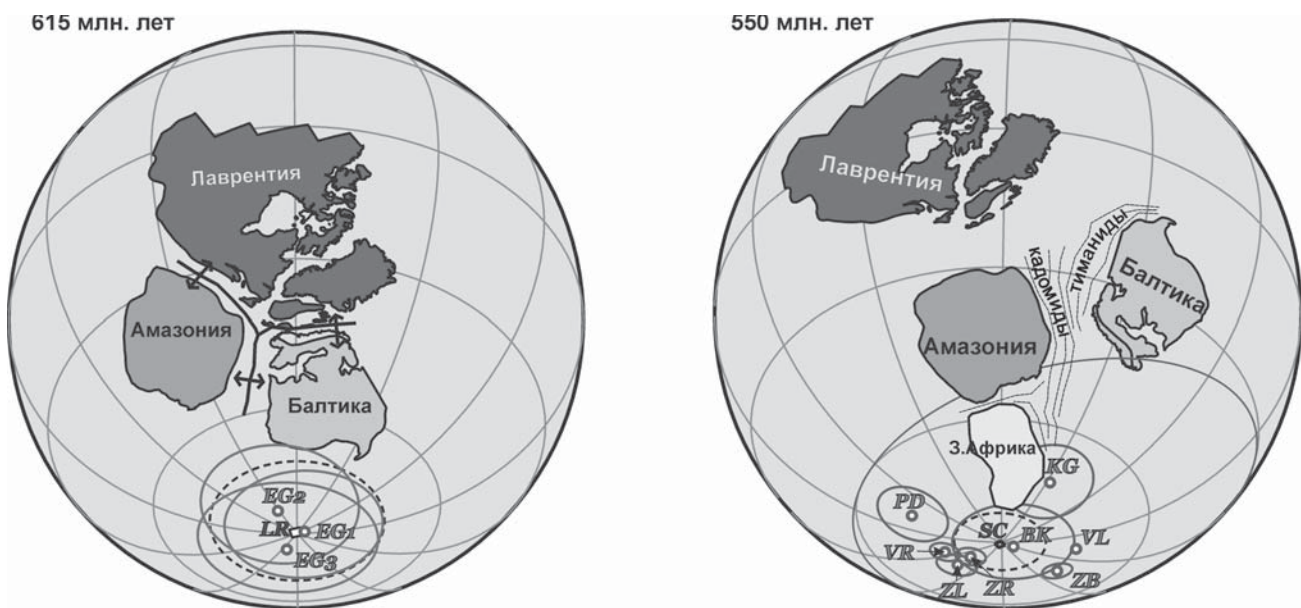


Рис. 39. Реконструкции положения Балтики относительно соседних континентов для 615 (а) и 550 (б) млн. лет [Лубнина, Пучков, в работе]

Fig. 39. Reconstruction of Baltica position in the Latest Riphean and Vendian time [Lubnina, Puchkov, in preparation]

комплексов и вендской молассы; вендский метаморфизм, прослеженный от Канина полуострова через весь Тиман, Кваркуш, до златоустовского и белорецкого комплексов на востоке Башкирского антиклинория (см. илл. 4). Дополнительные аналитические (минералогические, изотопные и др.) материалы, подтверждающие некоторые из вышепри-

веденных аргументов (восточный и северо-восточный источники сноса для вендской молассы, два этапа складчатых деформаций и метаморфизма рифейских толщ востока Башкирского антиклинория), опубликованы нами совместно с германскими коллегами [Willner et al., 2001, 2003, 2004; Glasmacher et al., 1999, 2001, 2004].

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ТИМАНИД



ПРОБЛЕМА:

Из особенностей рифейско-вендской металлогении наиболее странным и труднообъяснимым поначалу казалось коренное различие металлогенической специализации южных и северных районов Центрально-Уральской зоны. Вышеизложенная версия тектоники тиманид позволяет объяснить этот парадокс.

Итак, в Центрально-Уральской зоне уралид на поверхность выходят докембрийские толщи, по большей части относящиеся к тиманидам (кроме западного края Башкирского и Кваркушского антиклинориев, где структуры входят в авлакогенно-перикратонный комплекс, преимущественно осадочный, с подчиненными рифтовыми магматическими образованиями, не претерпевший вендской складчатости). Однако полоса, «вырезанная» Центрально-Уральским поднятием из тиманид, неоднородна по строению. Тиманиды на юге — это тот же перикратонный комплекс, но деформированный и отчасти метаморфизованный. Еще близка к нему тектоника Северного Урала. Однако на севере Приполярного и Полярного Урала заметную роль начинают играть офиолитовые и островодужные комплексы. Этим и определяется разница в металлогении позднего протерозоя на юге и севере Урала.

Отметим, что на Кваркушском антиклинории и Тимане не обнажены средне- и раннерифейские толщи, а на Башкирском они-то как раз наиболее насыщены месторождениями.

Металлогения экстернид в пределах южных частей Центрально-Уральской зоны (рис. 40). Развитые на Южном и Среднем Урале расслоенные рифейские мафит-ультрамафитовые интрузии, по-видимому, рифтогенного типа содержат ильменитовые и/или титаномагнетитовые залежи (Кусинско-Копанская группа интрузий; Юбрышка); высокоглиноземистые хромиты с МПГ (Сарановская группа массивов) [Овчинников, 1998]; некоторые рифейские малые гипербазитовые интрузии на Среднем Урале рассматриваются как непромышленные источники алмазов [Ибламинов и др., 2000]. На Приполярном Урале отмечаются мафит-ультрамафитовые интрузии,

перспективные на Cu-Co-Ni-Pt минерализацию и алмазы; к сожалению, они не датированы, и их достоверная корреляция с вышеупомянутыми образованиями Среднего Урала пока невозможна [Голдин и др., 1999].

Осадочные комплексы протерозоя на Южном Урале достигают мощности 15 км и образуют породный бассейн, в котором имели место процессы катагенеза и отделения разогретых элизонных вод, а также неоднократно повторенные процессы рифтогенеза, с чем связывается присутствие здесь целого ряда стратиформных эпигенетических, гидротермально-осадочных и низкотемпературных гидротермальных месторождений; среди них наиболее яркими являются Саткинское (магнетиты), Бакальское (сидериты), Суранское (флюоритовое) и более мелкие месторождения того же типа в карбонатных толщах нижнего и среднего рифея. Имеется также серия небольших баритовых, барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений и рудопроявлений — возможно, седиментационно-эксталяционного типа, с последующим наложением гидротермальных процессов (например, Куржинское, Аршинское) [Овчинников, 1998; Маслов и др., 2001].

В Башкирском антиклинории известны жильные золото-сульфидно-кварцевые месторождения Верхнеавзянской группы в рифейских сланцах (Калашникова жила, Рамеева жила, Кургашлинское и др.). Однако отмечается, что примерно в той же полосе, а также по западной и северной периферии Белорецкого купола черные измененные зеленосланцевые породы нижнего — среднего рифея на юге Урала содержат золотую, золото-платиновую, палладий-золото-редкометальную минерализацию

[Ковалев, Мичурин, 2005; Сначев, Пучков, в печати]. Возможно, тот же тип минерализации развит на Среднем Урале (Кедровское рудопоявление метасоматитов с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами в верхнерифейско-нижневендских углестых сланцах, в качестве типичного примера) [Золоев и др., 2001]. Перспективная зона трассируется по единичным анализам на большое расстояние вдоль западного склона Южного и Среднего Урала и предварительно отнесена к сухоложскому типу, который многими исследователями рассматривается как метаморфогенно-гидротермальный.

Показано, что в минерализованных зонах Башкирии черные сланцы подверглись действию высокотемпературного (до 500°C) флюида [Ковалев, Мичурин, 2005]. В более общем плане было отмечено, что концентрации драгоценных металлов растут с уровнем изменений сланцев [Золоев и др., 2001]. Полной уверенности в докембрийском возрасте оруденения нет, поскольку в перспективной полосе Центрально-Уральской зоны есть и минерализованные сланцы ордовика [Золоев и др., 2001] и силура [Овчинников, 1998]. Скорее всего, минерализация была здесь многоэтапной, накопительной.

Золото и платина образуют также заметные концентрации в обогащенном гематитом матриксе конгломератов рифтогенной машакской и шатакской формаций (трансгрессивное основание среднего рифея) на Башкирском антиклинории [Ковалев, Высоцкий, 2006].

История развития минерализующих процессов в рифейских отложениях Башкирского антиклинория была существенно уточнена в последнее время (напомним, что еще недавно не было ни одной надежной датировки, которая хотя бы исключала палеозойский возраст месторождений). Была, в частности, предложена модель формирования магнетитовых месторождений вследствие взаимодействия холодных обогащенных Mg растворов с пористыми брекчированными доломитами вскоре после их отложения. Формирование железистых карбонатов Бакала, согласно изотопным и минералогическим данным, связано с воздействием нагретых флюидов (<250°C) [Маслов и др., 2001]. Rb-Sr возраст Главной дайки Бакала был недавно уточнен нами совместно с канадскими геологами по бадделеиту, как $1385,3 \pm 1,4$ млн. лет. Как было отмечено [Маслов и др., 2001], дайка вызвала интенсивную бруситизацию вмещающего магнезита, что оставляет только малое окно между формированием нижнерифейской бакальской формации и внедрением дайки. Та же ситуация наблюдается и на контакте магнетитов саткинской свиты и Бердяшского плутона, возраст которого по последним данным (цирконы, SHRIMP) был удревлен с 1350 до 1373 ± 21 млн. лет, а затем и более [Ронкин и др., 2005а, б, 2007а]. Бакальские сидериты образовались много позже — на рубеже нижнего и среднего рифея (Pb-Pb изохро-

на по наименее измененным сидеритам — 1010 ± 100 млн. лет; Th-Pb метод дал 1090 млн. лет) [Маслов и др., 2001]. Датировки самых поздних наложенных гидротермальных процессов, в том числе с отложением барита и полиметаллов, отвечают аршинию и раннему венду: 615 ± 6 млн. лет (Rb-Sr); 632 ± 12 и 610 ± 6 млн. лет (K-Ar) [Маслов и др., 2001]. Это примерно сопоставимо с возрастными рекристаллизации отложений нижнего — среднего рифея в центральной и западной частях Башкирского антиклинория ([Glasmacher et al., 2004] и ссылки в этой статье).

В Суранском низкотемпературном гидротермальном месторождении (температуры 230–50°C) выделяется несколько типов флюорита. Наиболее чистый, оптический — самый поздний — имеет возраст 1219 ± 120 млн. лет по Sm-Nd изохроне [Маслов и др., 2001].

Полученные данные позволяют отнести значительную часть рудообразующих процессов к трем эпохам: к концу раннего — началу среднего рифея, к началу позднего рифея и к концу рифея — началу венда. Первая и последняя стадии сопровождались рифтогенезом и вулканизмом. Все стадии были связаны с поднятиями и эрозией, т.е. с разгерметизацией флюидной системы, что вело к отложению растворенных компонентов. Активного участия палеозойских процессов в образовании месторождений (кроме, возможно, редко- и благороднометалльной минерализации) не установлено.

Металлогения интернид в пределах северных частей Центрально-Уральской зоны, где отмечаются эпиконтинентальные рифтовые вулканогенные комплексы, офиолиты, известково-щелочные вулканы, субдукционно-коллизонные граниты, характеризуется совершенно иначе. Здесь обнаружены колчеданные месторождения и рудопоявления Тышорской группы (Верхнеелецкое, Монталорское, Тышорское), колчеданно-полиметаллические (Брусничное и др.), медно-скарновое (Немур-Юганское), молибден-меднопорфировое (Лежын-Тальбейское) [Душин, Григорьев, 1988; Прокин и др., 1992; Широкова, 1992; Душин, 1997; Контарь, Либарова, 1997]. Мо-W месторождения Полярного и Приполярного Урала (Харбейское, Торговское и др.) связаны с докембрийскими гранитными интрузиями и метасоматическими, гидротермальными, грейзен-гидротермальными процессами, их сопровождающими [Овчинников, 1998; Юшкин и др., 1997]. Докембрийские комплексы Харбейского антиклинория Полярного Урала содержат также метасоматические месторождения, связанные с альбититами. К ним принадлежат Та-Nb месторождения Тай-Кеу, Кос-Тальбей и др. [Еськова, 1976; Золоев и др., 2004]. Правда, принадлежность к докембрийским толщам в данном случае еще не значит, что и возраст их докембрийский. К этому вопросу мы еще вернемся.

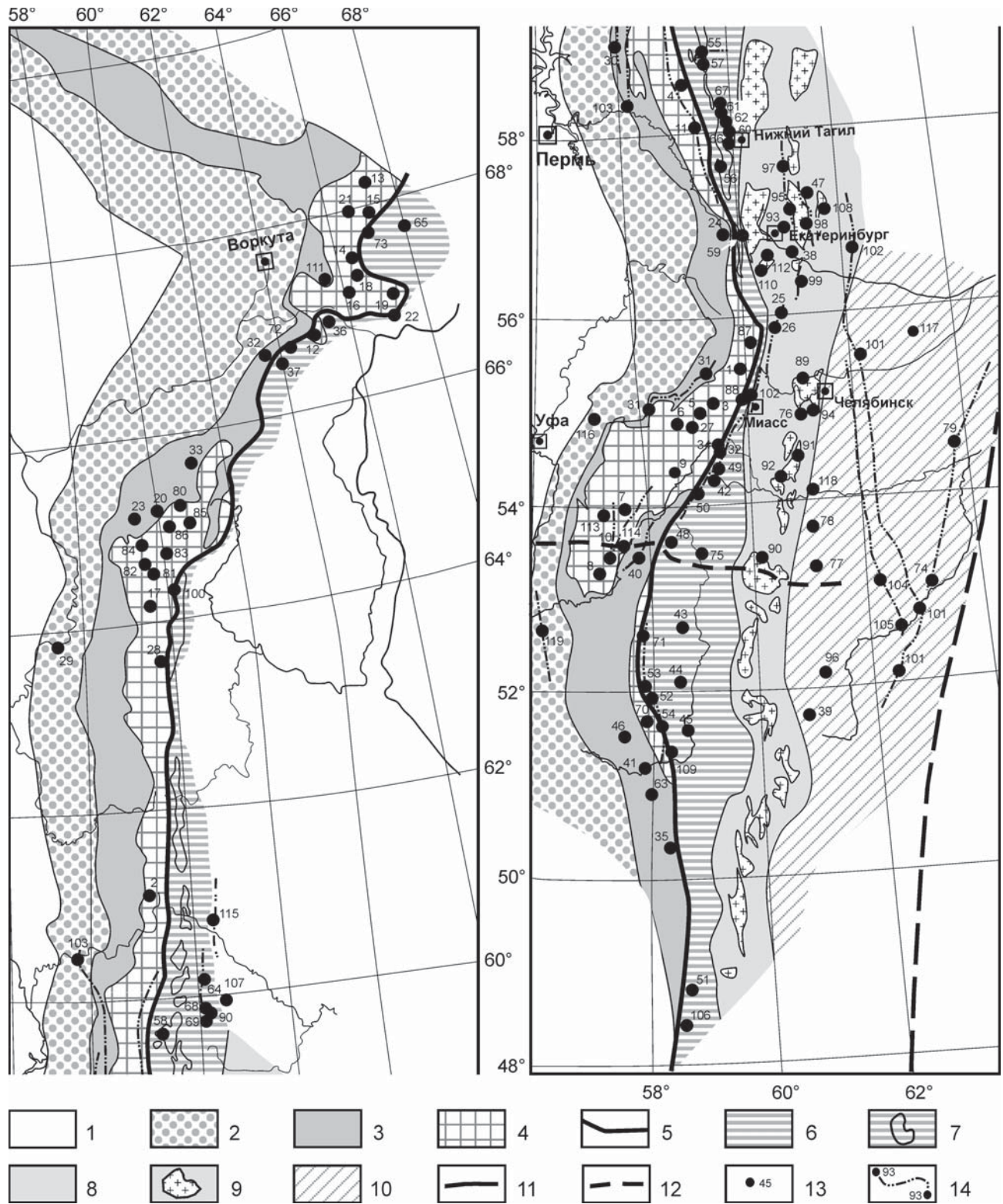


Рис. 40. Положение месторождений и рудопроявлений, упомянутых в тексте, на схеме тектонической зональности Урала. Схема относится и к последующим главам книги

Fig. 40. Positions of ore deposits and zones of mineralization, mentioned in the texts of any of 5 chapters

Symbols: 1— East European and West Siberian platforms; 2— Preuralian foredeep; 3— West Uralian zone; 4— Central Uralian zone; 5— MUF; 6— Tagil-Magnitogorskian zone; 7— massifs of Platinum-bearing belt; 8— East Uralian zone; 9— granite massifs of the Main Granitic axis; 10— Transuralian zone (the last three zones are shown where they are exposed or weakly submerged); 11— a supposed suture zone — the eastern boundary of the Uralides; 12— seismic profile URSEIS-95; 13— Deposits and mineralization zones in order of their appearance in the text; 14— trends of groups of deposits and mineralization zones

В верховьях Кожима на Приполярном Урале открыто Au-Pd-Tr месторождение нового типа (Чудное) в нижневендских риолитах [Овчинников, 1998; Голдин и др., 1999; Додин и др., 2001]. Аналогии с другими складчатыми поясами и близкая связь с гранитами указывают скорее на орогеническую стадию образования этого и ранее упомянутых редкометальных месторождений, однако надежные датировки и здесь отсутствуют.

Тем не менее, абстрагируясь от нерешенных вопросов металлогенической истории тиманид и опираясь на достаточно хорошо установленных факты, мы приходим к выводу, что при настоящем уровне изученности тип минерализации сам по себе может служить индикатором геодинамической обстановки. В данном случае металлогения говорит в пользу принятой нами геодинамической модели тиманид.

К рис. 40. Условные обозначения: 1 — Восточно-Европейская и Западно-Сибирская платформы, 2 — Предуральский краевой прогиб, 3 — Западно-Уральская зона, 4 — Центрально-Уральская зона, 5 — ГУР, 6 — Тагило-Магнитогорская зона, 7 — массивы ПП, 8 — Восточно-Уральская зона, 9 — гранитные массивы ГГО, 10 — Зауральская зона (последние три зоны показаны там, где они обнажены или слабо погружены), 11 — предполагаемая сутурная зона — восточная граница уралид, 12 — сейсмопрофиль URSEIS-95, 13 — месторождения и зоны минерализации в порядке упоминания в тексте, 14 — тренды групп месторождений и зон минерализации. **Цифрами обозначены месторождения:** 1 — Радостное (Радашное) (Fe); 2 — Юбрьшка и 3 — Кусинско-Копанские (Fe-Ti); 4 — Сарановское (Ст); 5 — Саткинское (Mg); 6 — Бакальское (Fe); 7 — Суранское (CaF₂); 8 — Кужинское и 9 — Аршинское (Ва-полиметаллические); 10 — Верхнеавзянская группа и 11 — Кедровское (Au); 12 — Тышорская группа и 13 — Брусничное (колчеданные); 14 — Немурюган (Cu-скарновое); 15 — Лекын-Тальбей (Mo-Cu-порфиоровое); 16 — Харбейское и 17 — Торговское (Mo-W); 18 — Тай-кеу и 19 — Костальбей (Ta-Nb); 20 — Чудное (Au-Pd-Tr); 21 — Саурейское (Cu-Zn стратиформное); 22 — Новогднее-Монто (Au-Fe скарново-полигенное); 23 — Косьюнское (Cu песчаники); 24 — Северно-Уфалейская группа стратиформных (Cu-полиметаллических); 25 — Вишневогорское, 26 — Потанинское, 27 — Сибирка и 28 — Турупья (Ta-Nb); 29 — Вуктыл (газоконденсат); 30 — Кизеловский угольный бассейн; 31 — Южно-Уральский бокситоносный район; 32 — Хойлинское (Ва); 33 — Парнокское (Mn, Fe); 34 — Нуралинское (Pt); 35 — Донская группа, 36 — Рай-из, 37 — Хойлинское, 38 — Ключевское, 39 — Аккаргинское, 40 — Кракинская группа, 41 — Хабарнинское (Ст); 42 — Учалинское, 43 — Сибайское, 44 — Подольское, 45 — Гайское, 46 — Блявинская группа, 47 — Сафьяновское (колчеданные); 48 — Салаватское (Mo-Cu-порфиоровое); 49 — Муртыкты и 50 — Миндяк (Au); 51 — Юбилейное (Au-порфиоровое); 52 — Дергамыш, 53 — Ивановка и 54 — Ишкинино (Ni-Co-колчеданные в гипербазитах); 55 — Исовские прииски и 56 — Соловьевогорское (Pt); 57 — Качканарская группа, 58 — Кытлымская группа, 59 — Первоуральское (V-Ti-Fe в расслоенных комплексах); 60 — Естюнино (Fe-скарновое); 61 — Волковское (Ti-Fe); 62 — Баронское (Au-MPP); 63 — Велиховское (V-Ti-Fe); 64 — Североуральский бокситоносный район, 65 — Шучинская зона (бокситы); 66 — Высокогорское и 67 — Гороблагодатское (Fe скарны); 68 — Ауэрбах-Песчанская группа (Fe); 69 — Турьинская группа (Cu-Fe); 70 — Шубинское (Ti); 71 — Юлукская группа (колчеданы); 72 — Кечпельское и 73 — Пусьерка (жадеититы); 74 — Соколово-Сарбайская группа и 75 — Магнитогорское (Fe скарны); 76 — Биргильдинское, 77 — Новониколаевское, Михеевское и 78 — Тарутинское (Cu-порфиоровые); 79 — Глубоченское (Fe скарны); 80 — Пеленгичей, 81 — Пуйва, 82 — Додо, 83 — Верхний Парнук, 84 — Скалистое, 85 — Хасаварка (аметисты) и 86 — Желанное (хрусталеносные); 87 — Уфалейская группа, 88 — Сыростанское, 89 — Джабыкское поле (кварц, в т.ч. гранулированный); 90 — Воронцовское, 91 — Кочкарское, 92 — Светлинское, 93 — Березовское, 94 — Березняковское (Au); 95 — Баженовское и 96 — Джетыгаринское (асбест); 97 — Мурзинская зона, 98 — Изумрудная (Малышевская) зона (редкометальные пегматиты и грейзены); 99 — Шилово-Коневская группа (Mo-W); 100 — Сертыньинское алмазопоявление; 101 — Восточно-Уральский бокситоносный бассейн; 102 — Миасская золотая долина и сопровождающие коренные месторождения; 103 — Уральские алмазные россыпи; 104 — Аятское и 105 — Лисаковское (Fe хемогенно-осадочные); 106 — Жиланда (Au-носное на колчеданах); 107 — Серовская и 108 — Режевская группы (Ni); 109 — Халиловская группа (Ni, Fe); 110 — Полевское (малахит); 111 — Софроновское (Au-P); 112 — Верхнемакаровское (PЗЭ); 113 — Зигазино-Комаровская группа и 114 — Авзянская группа (Fe); 115 — Полуночное, 116 — Улу-Телякское — 117 — Далматовское и 118 — Санарское (U); 119 — Южноуральский угольный бассейн. Одинаковые цифры, соединенные линиями тире с точкой, означают тренды оруденения

Глава 3. ОРДОВИКСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАЖ И УРАЛИДЫ

В отличие от предыдущей главы, мы сравнительно мало касаемся здесь проблемных вопросов стратиграфии и фациального анализа соответствующих осадочных комплексов Урала. В значительной мере этот пробел компенсируется книгой [Пучков, 2000], где эти вопросы находились в центре внимания и были обеспечены большим, в основном опубликованным оригинальным материалом автора, его ближайших

помощников и коллег. После выхода этой книги вопросы стратиграфии и фациального анализа палеозоя рассматривались в целом ряде фундаментальных работ, которыми автор широко пользовался и включил в список использованной литературы. Для удобства читателя составлена тектоностратиграфическая схема палеозоя Южного Урала, в которой представлены все его тектонические зоны (рис. 45).



ПРОБЛЕМА:

Одной из глобальных проблем, стоящих перед исследователями Урала, является вопрос о его идентичности: о правильности или принципиальной ошибочности традиционного отнесения Урала и аналогичных по возрасту складчатых систем к варисцидам (герцинидам).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КОРРЕЛЯЦИЯ СТРУКТУР УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

Уральское складчатое сооружение представляет собою западную, краевую часть гигантского Урало-Монгольского складчатого пояса [Муратов, 1974]. С запада оно граничит с Восточно-Европейской платформой, окраина которой известна как Приуралье. На востоке Урал ограничен структурами Центрально-Азиатского складчатого пояса, который многие исследователи рассматривают как самостоятельное складчатое сооружение, названное Д. Шенгером и др., вслед за Э. Зюссом, алтаидами [Şengör et al., 1993]. Многие исследователи видят различие Центрально-Азиатского и Уральского складчатых поясов уже в том, что они являются порождением двух разных палеоокеанов, одноименных с ними [История ..., 1984; Берзин и др., 1994]. Этот вопрос подвергался подробному рассмотрению и в работах автора ([Пучков, 2003, 2005, 2008б] и ссылки в этих публикациях).

В последние 15–20 лет, в немалой степени благодаря проведению международного Проекта

в рамках комиссии ЕВРОПРОБА, за Уралом закрепилось название уралид [Пучков, 2003]. Такое название имеет глубокий смысл. Дело не только и не столько в самостоятельности Палеоуральского океана, которая очевидна далеко не для всех исследователей. Само традиционное отнесение уральского горного сооружения к герцинидам или варисцидам, столь характерное для карт тектоники СССР, Европы и Азии [Шатский, 1964; Tectonics of Europe, 1982; Atlas ..., 2008 и др.], требует пересмотра. При сравнении истории развития Уральского орогена с историей тектонотипа варисцид/герцинид (Западная и Центральная Европа) бросаются в глаза весьма существенные различия, связанные, прежде всего, с предысторией, длительностью и характером коллизионных, орогенических процессов.

Формированию герцинид/варисцид Центральной и Западной Европы (название герциниды дано по расположенному здесь поднятию Гарца, а идентичное по значению название варисциды —

по древнему племени варисков) предшествовали: две каледонские коллизии (идентифицируемые с таконской и акадской фазами), закрывшие океаны Япетус и Реик, и новый этап рифтогенеза и спрединга, создавший Рено-Герцинский девонский океанический бассейн (его историю нередко объединяют с историей Реика). Орогенический, коллизионный этап формирования варисцид в Центральной Европе начался в фамене и сопровождался образованием флиша. Флиш накапливался непрерывно, примерно до конца раннего карбона, сменившись затем средне-верхнекаменноугольной молассой: коллизия типа континент — островная дуга быстро сменилась коллизией типа континент — континент, что обеспечило непрерывность коллизионного процесса. Пермское время характеризуется развитием субсеквентного вулканизма, формаций рифтов и платформенных синеклиз, триасовое — образованием красноцветных молассоидов. Пермо-триасовые события (может быть, за исключением самого начала перми) уже не имеют прямого отношения к формированию варисцид (т.е. к варисской коллизии и складчатости), а связаны, по М. Швабу, с глыбовыми деформациями и посторогеной тектоникой растяжения, т.е. с германотипными деформациями; в триасовое время на Европейско-Аппалачскую складчатую систему наложился грабены, развитие которых привело, в частности, к образованию Атлантического океана, и которые существенно повлияли на последующее развитие платформенных нефтегазоносных структур [Lützner et al., 1979; Schwab, 1984; Хаин, 2001; Franke, 2000 и др.]. Древнекеммерийские движения в Центральной Европе выражены «древнекеммерийским главным несогласием»

Рис. 41. Сопоставление идеализированных разрезов через краевой турбидито-молассовый бассейн уралит (Ю. Урал), по В.Н. Пучкову, и Центрально-Европейских варисцид, по W. Ricken et al. [2000]

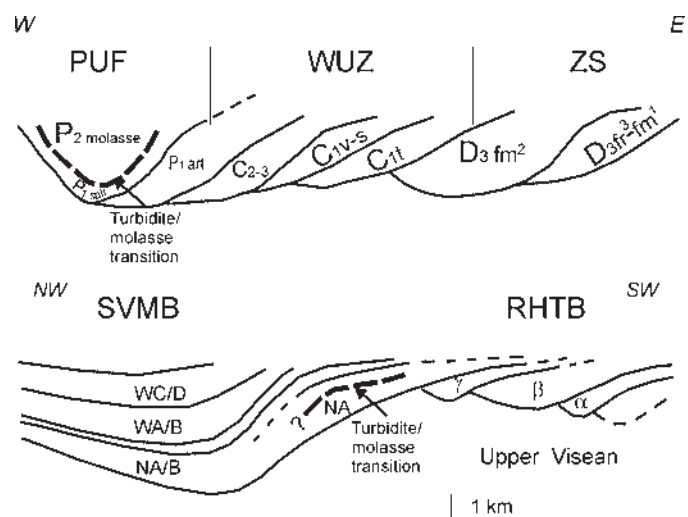
PUF — Предуральский краевой прогиб; WUZ — Западно-Уральская зона; ZS — Зилаирский синклиниорий; ярусы: art — артинский, v-s — визейский и серпуховский, t — турнейский, fm — фаменский, fr-fm — франский и фаменский; SVMB — Субварисский молассовый бассейн; RHTB — Рено-Герцинский турбидитовый бассейн; WC/D — вестфальский ярус (в основном, сопоставляется со средним карбоном), верхние подразделения; WA/B — вестфальский ярус, нижние подразделения; NA/B — намюрский ярус, подразделения в основном отвечают низам башкирского и серпуховскому ярусу; NA — намюрский ярус, нижнее подразделение (в основном, серпуховский ярус); Upper Visean α , β , γ — подразделения верхнего визе по гониатитам. Жирный пунктир — подошва молассы

Fig. 41. A comparison of idealized sections across the foreland flysch and molasse basins: Preuralian (Southern Urals) after Puchkov [Пучков, 2000] and Central European Variscides, after Ricken et al. [2000]

PUF — Preuralian foredeep; WUZ — West Uralian zone; ZS — Zilair synclinorium; Stages: art — Asselian to Artinskian stages; v-s — Visean and Serpukhovian; t — Tournaisian; fm — Famennian; fr-fm —

в подошве верхнего кейпера [Beutler, 1979] (то есть в верхах верхнего триаса), которое, однако, не превышает 2° и исключает проявление орогении на этом уровне. Таким образом, варисские орогенические движения, связанные со складчатостью и коллизией, практически ограничены во времени интервалом фамен — поздний карбон.

На западном склоне Южного Урала нет и следов каледонской орогении и, таким образом, тектонический цикл здесь значительно длиннее (начался в позднем кембрии — ордовике). На восточном склоне строго документированные коллизионные процессы начались в позднем девоне и были намного протяженнее. На Южном Урале коллизия типа континент — островная дуга, сопровождавшаяся формированием флиша, начавшись в фамене, закончилась в основном к раннему карбону, но возобновилась после перерыва, в среднем карбоне, уже как коллизия типа континент — континент (а на севере Урала накопление флиша и, соответственно, складчато-надвиговые коллизионные деформации начались только в турне — раннем визе). Накопление флиша закончилось только в кунгурское время, сменившись формированием моласс (рис. 41). Коллизия, орогenez и альпинотипная складчатость в краевых зонах Урала были все еще очень интенсивными в позднем карбоне и ранней перми, и испытали затухание лишь к концу перми (верхняя пермь в краевом прогибе все же дислоцирована), после чего в раннем триасе произошло новое резкое оживление орогенических (но уже рифтогенных и плюмогенных) процессов, проявился интенсивный вулканизм и произошло образование молассоидов. Складчатость, имевшая место на Урале в перми,



Frasnian and Famennian; SVMB — Subvariscan molasse basin; RHTB — Renohercynian turbidite basin; WC/D — Westphalian stage (the Moscovian stage of the Urals), the upper part; WA/B — Westphalian stage, the lower part; NA/B — Namurian stage (Lower Bashkirian and Serpukhovian stages of the Urals); NA — Namurian stage, the lower part (mostly Serpukhovian stage); α , β , γ — the units of the Upper Visean substage. Thick dash lines, the lower boundary of molasse

не имеет аналогов в варисцидах. Она вполне заслуживает название собственно уральской и является главным отличительным признаком уралид.

Последние (древнекиммерийские) складчато-надвиговые дислокации имели место на Урале только в раннеюрское время, их интенсивность нарастала с юга на север [Puchkov, 1997; Пучков, 2000; Alvarez-Marrón, 2002].

Дальнейшая история варисцид и уралид также существенно отличается (рис. 42).

Эпиварисские деформации включали ранне-мезозойский рифтогенез, приведший к образованию Атлантического океана, более мелких океанических бассейнов Альпийского пояса и осадочных бассейнов Северной Европы; в олигоцене произошло заложение

протяженной системы грабенов, из которых Рейнский является наиболее известным. На Урале в ранней юре имела место древнекиммерийская складчатость. Возникший в меловое время пенеплен сменился в новейшее время эпиплатформенным орогеном сжатия (современные Уральские горы).

Как уже отмечалось, выделение в Центральной Азии уралид и алтаид, восходящее к Э. Зюссу, позже было поддержано и развито Дж. Шенгером и его соавторами [Şengör et al., 1993; Şengör, Natalyin, 1996] (рис. 43).

Нами было предложено изменить эту схему: сократить бесструктурное поле алтаид за счет выделения казахстанид (рис. 44). Одним из оснований для этого служила палеотектоническая схема для

позднего девона (врезка к рис. 44), предполагающая самостоятельное существование Казахстанского континента на это время. Что же касается уралид, то их предлагается выделять в составе непрерывной системы складчатых структур, протягивающейся от Таймыра через Урал на юг, где она раздваивается: одна ветвь уходит на восток, в Южный Тянь-Шань, а вторая — на запад, на Большой Кавказ и фундамент Скифской плиты [Пучков, 2008]. Ранее указанные складчатые области относились к варисцидам, однако они отличаются длительным проявлением складчатости — не только в перми, но и в раннем мезозое (или только в раннем мезозое, как пайхойско-новоземельский сектор этой системы) [Пучков, 2000; Кораго и др., 1989; Юдин, 1994; Хаин, 2001; Буртман, 2006; Xiao, 2009; Zhang Lifei et al., 2008; Белов, 1981].

Предлагаемые нововведения не противоречат господствующей тектонической парадигме. Плейт-тектоника как раз и способствовала осознанию того факта, что тектонические фазы складчатости не обязательно жестко фиксируются угловыми несогласиями, так как они не моментальны, а как правило весьма протяжены во времени, и для их выделения нужен формационный анализ; при этом большинство тектонических фаз и циклов, кроме самых крупных, связанных с рождением и распадом суперконтинентов, имеет не глобальную, а региональную

Время	Тектонические события	
	Варисциды	Уралиды
Неоген и квартал	Рифтинг, вулканизм	Внутриконтинентальная коллизия
	Формирование осадочных бассейнов	
Палеоген	Рифтинг	Состояние пенеплена
	Пенепленизация и формирование осадочных бассейнов	
Мел	Пенепленизация и формирование осадочных бассейнов	Пенепленизация с ингрессиями моря в позднем мелу и эоцене
Триас	Рифтогенез	Внутриконтинентальная коллизия
		Пенепленизация и формирование осадочных бассейнов
Пермь	Сдвиговая тектоника (транстенсия). Формирование осадочных бассейнов	Рифтогенез и суперплюмовый вулканизм
		Карбон
Верхний девон	Коллизия типа континент – континент	
	Внутриокеаническая и краевая субдукция	

Рис. 42. Сопоставление тектонических событий в варисцидах и уралидях, начиная с позднего девона

Fig. 42. Correlation of orogenic and post-orogenic (intraplate) events in the Variscides and Uralides, since the Late Devonian

природу, а сочетание, смена и длительность тектонических событий индивидуальны в каждом складчатом поясе и диахронны даже в пределах одного пояса [Пучков, 1994].

Выделение уралид или других подобных образований не препятствует выявлению в истории складчатых поясов протяженных эпох складчатости, приблизительно совпадающих с кадомской, салаирской, таконской, варисской, *собственно уральской* (пермской), древнекимерийской и другими, что необходимо при корреляции геодинамических процессов и составлении тектонических карт. Оно лишь дань новому пониманию уникальности каждой складчатой области, длительности и диахронности коллизионно-складчатых процессов в их пределах.

Тектоническая зональность Урала

Тектоническая зональность уралид, возникшая преимущественно вследствие коллизионных, орогенических процессов, происходивших с позднего

девона до начала юры включительно, является, безусловно, доминантной, поскольку именно эти процессы внесли наибольший вклад в формирование современного структурного плана территории, хотя более древние деформации просвечивают, а более молодые искажают или скрывают эту зональность. Помимо того, что зональность орогена уралид имеет наиболее резкие и легко определяемые черты, она служит и наиболее удобной референтной рамкой для всех геологических описаний и построений, хотя мы видели, что тектоническая зональность тиманид, предшествовавших уралидам, совершенно иная, и ее реконструкция требовала определенных усилий, и прежде всего, снятия интенсивных деформаций уралид.

В уралиде выделяются следующие главные структурные элементы (илл. 11), характеризующиеся различными типами стратиграфических разрезов (рис. 45): А) Предуральский краевой прогиб, возникший в современном виде в пермское время и заполненный флишем и молассой; Б) Западно-Уральская мегазона, где главным развитием на поверхности пользуются шельфовые и батинальные палеозойские

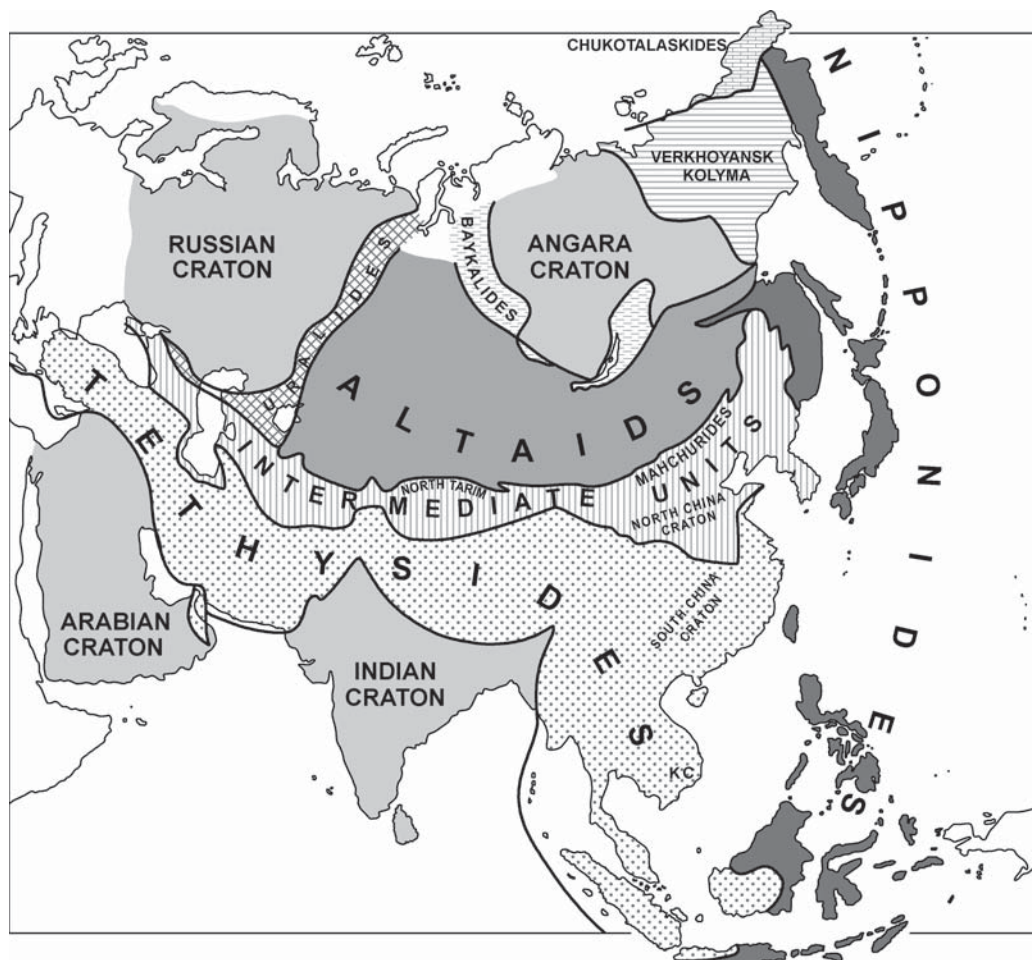


Рис. 43. Взаимное расположение уралид и алтаид [Şengör, Natalyin, 1996]

Fig. 43. Position of the Uralides and Altaides [Şengör, Natalyin, 1996]

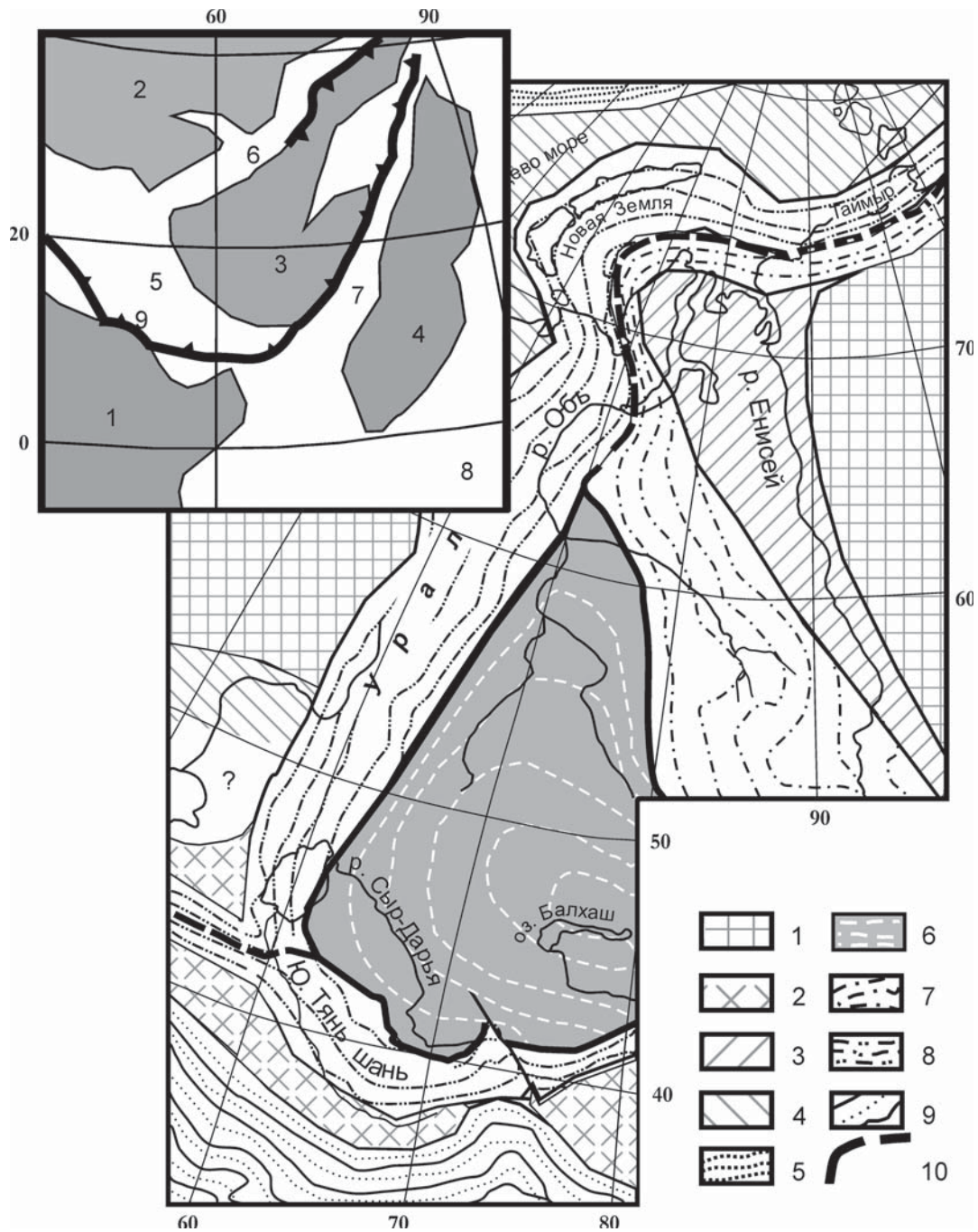


Рис. 44. Взаимное расположение уралид, казахстанид и алтаид по представлениям автора. На врезке — упрощенная реконструкция взаимного расположения океанов и континентов в Центральной Азии на позднедевонское время ([Атлас ..., 2002] с участием автора); возможность ороклинального изгиба Казахстании в позднем палеозое не учтена

Условные обозначения: 1 — кратоны; 2 — континентальные террейны; 3 — тиманиды; 4 — байкалиды; 5 — скандинавские каледониды; 6–8 — Урало-Монгольский пояс: 6 — казахстаниды, 7 — алтаиды, 8 — уралиды; 9 — альпиды; 10 — поздние коллизионные сuture. Цифры на врезке: 1–4 — континенты: 1 — Лавруссия, 2 — Сибирия, 3 — Казахстания, 4 — Байсун-Таримия; 5–8 — океаны: 5 — Палеоуральский, 6 — Обь-Зайсанский (реликт Центрально-Азиатского), 7 — Туркестанский, 8 — Палеотетис; 9 — Магнитогорская зона субдукции

Fig. 44. Position and linkages of the Urals in the structure of the Central Eurasia. In the insert: A tentative reconstruction of the Central Eurasia for the Late Devonian (after [Атлас ..., 2002], simplified). The possibility of an oroclinal bend of Kazakhstania in the Late Paleozoic is not taken into account here

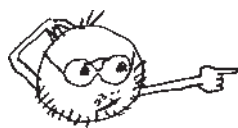
Symbols: 1 — cratons; 2 — continental terranes; 3 — timanides; 4 — baykalides; 5 — scandinavian caledonides; 6–8 — Uralo-Mongolian belt: 6 — kazakhstanides, 7 — altaides, 8 — uralides; 9 — alpides; 10 — the late collisional sutures. Numbers in the insert: 1–4 — continents: 1 — Laurussia, 2 — Siberia, 3 — Kazakhstania, 4 — Baisun-Tarimia. 5–8 — oceans: 5 — Paleouralian, 6 — Ob-Zaisan (relic of the Central Asian), 7 — Turkestanian, 8 — Paleotethys. 9 — Magnitogorsk subduction zone

комплексы, смятые в позднепалеозойское время; В) Центрально-Уральская мегазона, где на поверхности преобладают докембрийские комплексы. Первые три зоны подстилаются комплексами докембрийского кристаллического основания и в палеозойском структурном плане соответствуют палеоконтинентальному сектору Урала. Г) Тагило-Магнитогорская зона, ограниченная с запада серпентинитовыми меланжами ГУР и представленная главным образом ордовикско-девонскими комплексами океанической коры и энсиматических островных дуг, включая ПП расслоенных интрузий; Д) Восточно-Уральская мегазона, ограниченная с запада Восточно-Магнитогорской зоной меланжей, а с востока Карталинским разломом, включает, наряду с докембрийскими континентальными массивами, также и палеозойские океанические и островодужные комплексы в виде тектонических покровов; позднепалеозойская орогеническая переработка была здесь наиболее интенсивной, о чем свидетельствует наличие палингенных гранитов ГГО Урала; Е) Зауральская мегазона, наи-

более восточная, по-видимому имеет аккреционную природу и представлена докаменноугольными комплексами различного геодинамического характера, включая океанические и островодужные; выше несогласно залегают раннекаменноугольные надсубдукционные комплексы. Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны вместе с ГУР относятся к палеоокеаническому сектору Урала, хотя формации собственно океанической коры (офиолиты) не пользуются здесь преобладающим развитием. Надо, однако, иметь в виду, что океанические формации, вследствие склонности океанической коры к субдукции, наилучшим образом сохраняются в орогенах. На Урале они как раз сохранились даже лучше, чем во многих других складчатых поясах.

Комплексы всех мегазон уралид близки к земной поверхности только на Южном и отчасти Среднем Урале. В северных и полярных районах наиболее восточные мегазоны (Восточно-Уральская и Зауральская) глубоко погружены под мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты.

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ — ИНДИКАТОРЫ, ГЕОДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ УРАЛА НА ПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКОМ ЭТАПЕ



ПРОБЛЕМА:

Одним из главных предметов дискуссии остается вопрос: возник ли ороген уралид из части Центрально-Азиатского океана, или это был самостоятельный (Уральский) палеоокеан, образованный путем превращения эпиконтинентального рифта в новую зону океанического спрединга в конце кембрия – начале ордовика.

Многие вопросы геодинамики Урала, с высокой степенью детальности и с привлечением максимально возможного объема фактического материала, были рассмотрены нами ранее на примере южной и средней частей этой складчатой области [Пучков, 2000]. В данной работе ставится цель рассмотрения этой проблемы на материале всего Урала — хотя и с меньшей детальностью — для выявления более общих закономерностей. Всестороннего анализа и адекватной реакции требует и недавнее появление альтернативных концепций геодинамического развития тиманид и уралид. К этому побуждает и наличие большого количества новых фактических данных, полученных за последние годы.

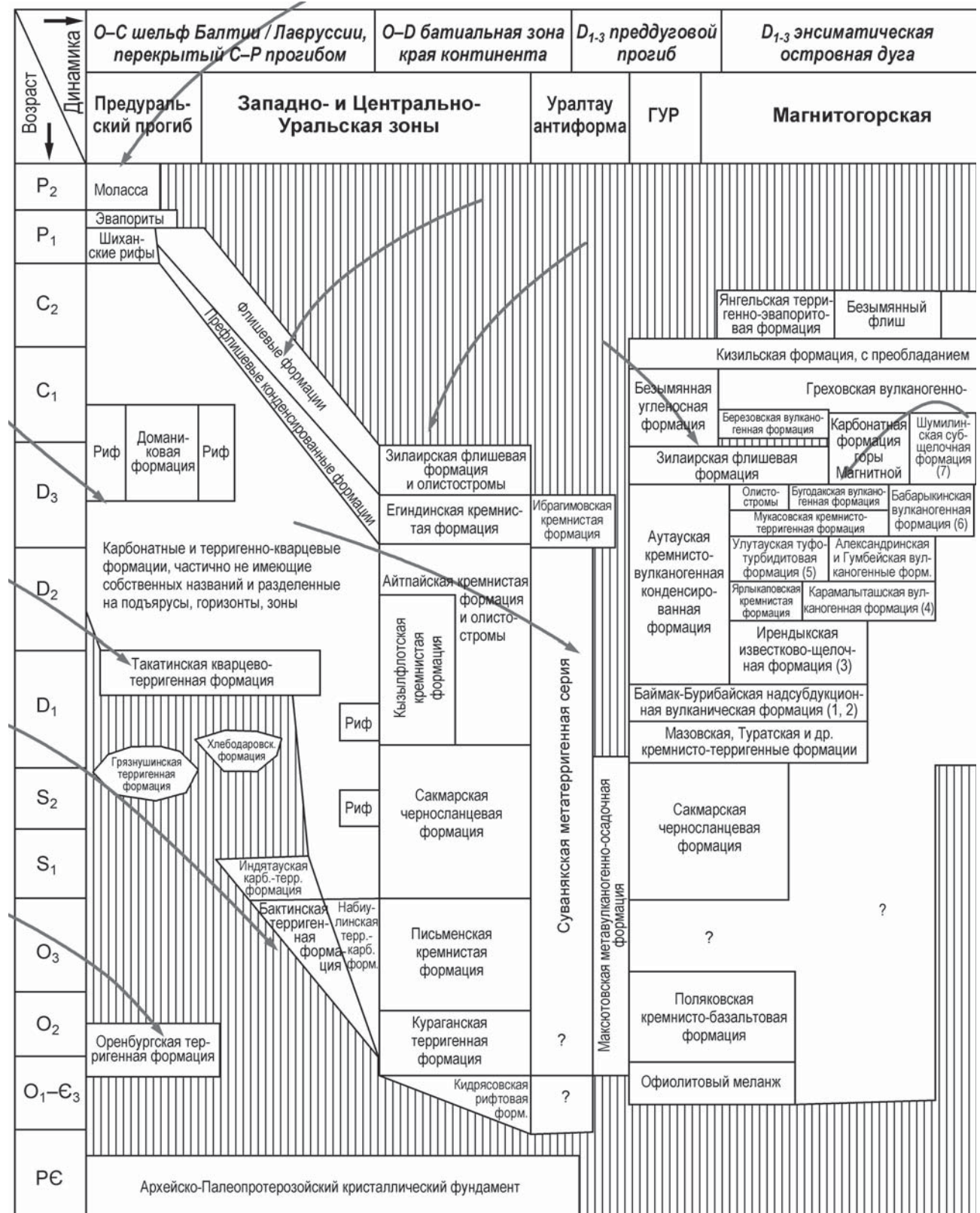
Цикл Вильсона проявился в развитии уралид достаточно ярко и типично. Начинается он с эпиконтинентального рифтогенеза, продолжается океаническим спредингом, с заложением пассивной континентальной окраины, затем осложняется субдукцией, неоднократно менявшей свое местоположение,

и завершается серией коллизий и образованием орогена.

Структуры, возникавшие на ранних этапах цикла Вильсона, были существенно искажены поздними деформациями, и лишь орогенные сравнительно хорошо сохранились. Поэтому основным методом изучения палеоструктур (причем не столько морфологии, сколько общего геодинамического характера) является формационный анализ, или выявление присущих им *комплексов-индикаторов*.

Рифтогенные формации, предварявшие заложение Палеоуральского океана

Для эпиконтинентальных рифтовых комплексов характерны следующие особенности: первичная прерывистость их развития, присутствие вулканитов преимущественно субшелочного (до щелочного)



Запад

Рис. 45. Тектоностратиграфическая схема палеозойских формаций Южного Урала

Цифрами обозначены номера формаций, описанных в главе, посвященной Магнитогорской островной дуге. Стрелками показаны направления сноса терригенного материала. Обновлено по [Артюшкова и др., 2008]

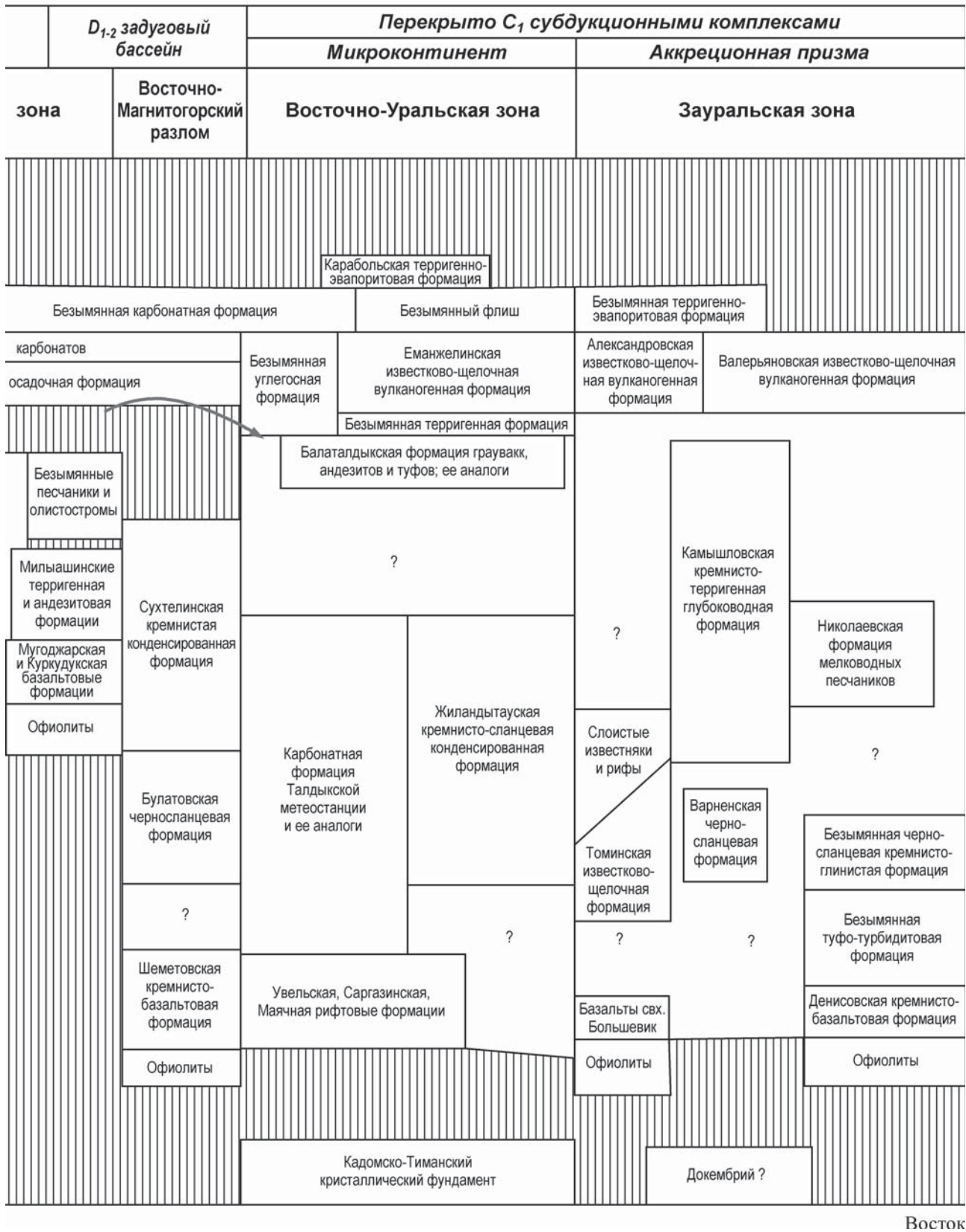


Fig. 45. Tectonostratigraphic chart of the Paleozoic formations of the Southern Urals

Numbers are mentioned in the description of the Magnitogorsk arc. Arrows show the provenance of terrigenous material. Upgraded after [Артюшкова и др., 2008]

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 батиальные комплексы (у коллизионных моласс обычно все наоборот). 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 комплекса вулканитов. В целом же, несмотря на прерывистость развития раннепалеозойских рифтовых комплексов, диахронность позднекембрийско-ордовикского рифтогенеза выражена довольно слабо, и решение этого вопроса, поднятого в весьма категоричной форме И.В. Семеновым [2000], осложняется дискуссионностью стратиграфических вопросов. Так, до сих пор не закончены споры о наличии или отсутствии верхнекембрийской фауны в низах рифтовых комплексов на Южном Урале; на Полярном Урале этот спор решается в пользу наличия кембрия в связи с присутствием кембрийских конодонтов [Стратиграфические ..., 1993]. Этот вопрос осложняется и незаконченностью дискуссии о «золотом гвозде» (GSSP) границы кембрия и ордовика [Gradstein et al., 2004].

Обзор рифтогенных формаций раннего палеозоя, развитых на западном склоне Южного и Среднего Урала, дан автором в более ранних работах [Пучков, 2000; Puchkov, 2002b]. В Сакмарской зоне это кидрясовская свита позднего кембрия(?) – тремадока, представленная груботерригенными толщами с субщелочными базальтоидами. Прекрасные обнажения кидрясовской грабеновой формации, представленной груботерригенными породами с потоками базальтов, находятся на р. Шанда, примерно 30 км к северу от г. Актюбинска. Не исключено, что рифтогенный характер носят и развитые здесь вулканогенно-терригенные толщи с олистостромами тереклинской и медногорской свит, которые ошибочно считали нижнекембрийскими по находкам археоциат и водорослей в олистолитах и ксенолитах базальтов. В основании разреза батиальных толщ Бардымского аллохтона залегает пестрая по составу нижнесергинская свита, представленная вулканическими туфами, базальтами, глинистыми сланцами, песчаниками и известняками с фауной карадока. Восточнее, вблизи зоны ГУР, к рифтовым формациям были отнесены козинская и колпаковская свиты — мощные (до 3000 м) толщи кварцито-песчаников и конгломератов с прослоями мраморов, туфов, базальтов, трахибазальтов, и изредка риолитов. Правда, в последнее время, благодаря возраст-

ной датировке гранитов европейского комплекса, рвущих колпаковскую свиту (581 ± 3 млн. лет), последняя была предположительно отнесена к рифею [Петров, 2006].

На Северном Урале, в верховьях р. Печоры, рифейские отложения прорваны трубками взрыва щелочно-базальтоидного и кимберлитового состава; обломки этих вулканитов содержатся в базальных горизонтах ордовика [Озеров и др., 2006]. На юге Приполярного Урала к рифтовым формациям, возможно, относится саранхапнерская свита с ассоциирующим с ней комплексом долеритовых даек. Не исключено, что с ними связан и расположенный вблизи хартесский комплекс кимберлитов [Тектоническое ..., 2006]. На Приполярном и Полярном Урале вблизи основания тельпосской, молюдшорской, погурейской терригенных формаций позднего кембрия – ордовика залегают субщелочные вулканиты рифтогенного характера. Наиболее изучены рифтовые образования в Лемвинской зоне, где они представлены верхнекембрийско-нижеордовикскими конгломератами и песчаниками в сочетании с субщелочными и щелочными базальтами. Типичным примером датированных нами [Пучков, 1973a] ордовикских вулканитов такого рода является молюдшорская свита Лемвинской зоны, выделенная из кокпельской. Развитые в юго-восточной части Лемвинской зоны зеленосланцево-измененные ордовикские вулканиты с обильными дайками также могут предположительно датировать рифтовый процесс. В последнее время ассоциирующие с ними риолиты датированы ордовиком ([Соболева и др., 2010] и ссылки в этой работе). Груботерригенные толщи с вулканитами описывались и в основании шельфовых разрезов Полярного Урала [Дембовский и др., 1990]. Я.Э. Юдович обратил мое внимание на присутствие в ордовикских конгломератах на хр. Енгане-Пе ультракалийевых базальтоидов, которые также могут быть индикаторами рифтогенеза [Юдович и др., 1988]. Севернее, на крайней оконечности Полярного Урала, в Байдаратской зоне, кембрийско(?)-тремадокские отложения представлены песчаниками, алевролитами и сланцами; они перекрыты верхнетремадокско-нижнелланвирнской толщей пестрого состава, представлены известняками, сланцами, алевролитами, с базальтами, трахибазальтами и риолитами ([Puchkov, 2002b] и ссылки в этой работе).

Что же касается природы щелочных комплексов западного склона Среднего Урала, то к настоящему моменту пришлось пересмотреть заключение об их рифтовой природе, данное нами ранее [Пучков, 2000]. Rb-Sr и U-Pb изохронные возраста миаскита (сиенита) и карбонатитов — от 422 ± 10 и 432 ± 12 до 440–446 млн. лет (конец ордовика – силур), омоложенных в позднем палеозое – раннем мезозое [Недосекова и др., 2006] — значительно моложе главного, раннеордовикского рифтового эпизода,

имевшего место на границе Палеоуральского океана и континента. Отмечалось, что щелочные магматические проявления этого типа образуют «теневую» субширотную структуру [Левин и др., 1997]. Эта структура напоминает следы плюмов на континентальной границе, связанных с заложением и развитием новой океанической структуры. В качестве аналогов этого феномена можно назвать Монтерегийскую группу щелочных интрузий на канадском побережье Атлантики или след горячей точки Триндаде (Тринидад) на Бразильской континентальной окраине и другие подобные объекты [Bell, 2001; Cobbold et al., 2001]. Во всех упомянутых случаях щелочной магматизм и метасоматоз моложе первоначального рифтового эпизода, предшествовавшего раскрытию океана.

Однако на Урале предложенная трактовка усложняется тем, что в ильмено-вишневогорском комплексе, наряду с раннепалеозойским возрастом миаскит-карбонатитового комплекса, был недавно установлен докембрийский возраст булдымского карбонатит-ультрабазитового щелочного комплекса (Sm-Nd изохрона 602 ± 24 млн. лет) [Недосекова, Белоусова, 2009], отвечающего, таким образом, самому молодому эпизоду предтимаанского внутриплитного магматизма. Повторение образования щелочно-карбонатитового комплекса на том же месте через большой промежуток времени (почти 250 млн. лет) не противоречит плюмовой гипотезе, поскольку плюм сам по себе не несет карбонатитовую магму, а лишь активизирует плавление в той или иной мере обогащенных участков мантии.

Магмато-метаморфические комплексы, которые можно подозревать в связях с плюмами, есть и севернее на западном склоне Урала. Таков, в частности, монцогаббро-сиенит-порфировый верхне-серебрянский комплекс, развитый в восточной части Кваркушского антиклинория на границе с полосой палеозойских шельфовых толщ. Возраст его сопоставим с возрастом ильмено-вишневогорского комплекса: 447 ± 8 млн. лет (цирконы, U-Pb SHRIMP) [Петров, 2006].

На восточном склоне Урала нами уже отмечалось несколько мест [Пучков, 2000], где грубоэриггенные ордовикские толщи сочетаются с субщелочными базальтоидами; отметим, что все они располагаются в пределах предположительного развития блоков докембрийской коры и тяготеют к Восточно-Уральской мегазоне (рис. 46). Информация по геологии и химизму вулканитов, с ними связанных, была пополнена нами в последнее время [Сначев и др., 2006]. Это полоса к западу от Челябинского массива (самарский комплекс); разрез на окраине г. Троицка и разрез в районе

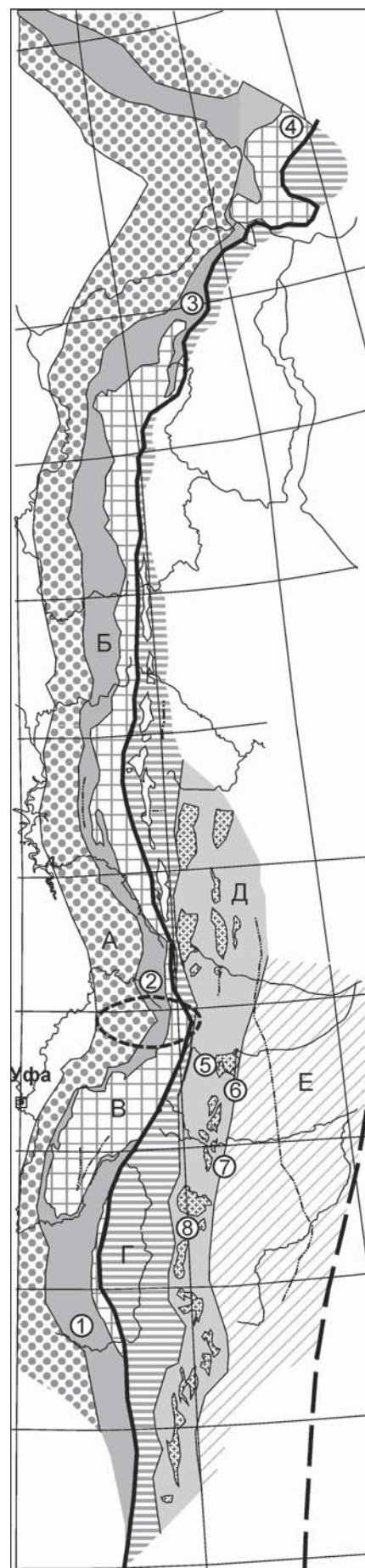


Рис. 46. Схема структурной зональности Урала (как на илл. 11) и положение ордовикских рифтовых комплексов

Цифры в кружках — области развития наиболее ярко проявленных ордовикских рифтовых комплексов с вулканитами соответствующего петрохимического профиля: 1 — Сакмарская, 2 — Бардымская, 3 — Лемвинская, 4 — Байдаратская, 5 — Самарская, 6 — Саргазинская, 7 — Увельская, 8 — Маячная. Пунктиром отмечена область развития ильмено-вишневогорских ультраосновных-щелочных-карбонатитовых комплексов и ассоциирующих с ними субщелочных интрузий. А–Е — тектонические зоны Урала. Объяснения в тексте, см. начало главы

Fig. 46. Position of the Ordovician rift complexes on a scheme of structural zonation of the Urals (like in Illustr. 11)

Numbers in circles — areas of development of Ordovician rift complexes with volcanites of a corresponding petrochemistry: 1 — Sakmarian, 2 — Bardym, 3 — Lemva, 4 — Baydarata, 5 — Samara, 6 — Sargazy, 7 — Uvelka, 8 — Mayachnaya. A dashed line shows an area of development of Ilmeny-Vishnevogorsk alkaline-carbonatite complexes. A–E — the tectonic megazones of the Urals (see the explanations to the fig. 55 in the text)

пос. Заречного (увельский комплекс), а также расположенный вблизи последнего разрез аркозовых песчаников тогузак-аятской свиты, считавшейся вендской. Возраст ее в недавнее время пересмотрен Е.В. Чибриковой в связи с находками ордовикских сколекодонтов и акритарх [Чибрикова, Олли, 2006]. На г. Маячная это маячный комплекс: кварциты, субаркозы; нами охарактеризованы ранее не упоминавшиеся в литературе базальты и пикробазальты, вскрытые бурением. Сведения о литологии разрезов частично можно почерпнуть в ряде публикаций ([Клюжина, 1985] и ссылки в ней). Нами собран дополнительный материал по геохимии вулканитов восточного склона Южного Урала, подтверждающий и расширяющий эти данные. В частности, базальтоиды этих трех комплексов, а также низов саргазинского комплекса, расположенного к югу от Челябинского массива, указывают на заложение рифтов на континентальном основании (близость по петрохимическим признакам к траппам и континентальным рифтам) [Сначев и др., 2006].

Закономерным продолжением эпиконтинентального рифтогенеза можно считать перерастание его в спрединг океанического дна, т.е. образование океанического бассейна

Начало образования палеозойских офиолитов и геодинамика спрединга

Необычайно широкое развитие офиолитов является отличительной, «фирменной» чертой Урала. Отдельные офиолитовые массивы (Оман, Новая Каледония) соперничают с крупнейшим офиолитовым массивом Урала — Войкаро-Сыньинским (илл. 25), и возможно превосходят его по площади, однако по числу крупных массивов с хорошо сохранившейся структурой Уралу нет равных.

Значение геологии офиолитов вообще, и палеозойского Урала в особенности, для понимания геодинамической истории региона трудно переоценить. Палеозойским офиолитам был посвящен целый ряд современных работ, продолжавших давнюю традицию глубокого геологического и петрологического изучения габбро-гипербазитовых комплексов Урала и связанных с ними базальтов [Руженцев, 1976; Савельева, 1987; Savelieva, Nesbitt, 1996; Савельев и др., 2001; Gaggero et al., 1997; Spadea et al., 2003 и многие др.]. Но для характеристики пространственного распространения офиолитов на Южном и Среднем Урале приходится выйти из круга вышеперечисленных публикаций.

Разрезы уральских офиолитов, восстанавливаемые, как правило, по фрагментам, представлены в низах гипербазитовым комплексом мантии; выше залегает «полосчатый» дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, идентифицируемый как палео-

МОХО; затем альпинотипные габбро — третий слой древней океанической коры, базальтовый комплекс «даек в дайках» (их присутствие — типичная черта уральских офиолитов, в отличие, скажем, от офиолитов Альп), и наконец — подушечные лавы толеитовых базальтов с прослоями яшмоидов, составляющие вместе с дайковым комплексом второй и первый слои древней океанической коры и содержащие обычно ниже- и среднеордовикские конодонты, возраст которых никогда не опускается до трематока (рис. 47). Наибольшие различия в характере конкретных разрезов офиолитов определяются соотношением объемов лерцолитов, гарцбургитов и дунитов, что может быть объяснено различной степенью деплетированности (истощенности) древней мантии [Savelieva, Nesbitt, 1996], а в некоторых случаях — и степенью ее вторичной обогащенности. Соответственно, выделяются лерцолитовый и гарцбургитовый типы (подробнее см. ниже). Во многих работах описаны детали чрезвычайно сложной структуры габбро-гипербазитовых комплексов, отражающих многоэтапную историю деформаций и частичного плавления океанической мантии.

Следует оговориться также, что представленные на рис. 47 разрезы офиолитов являются идеализированными и не строго обязательными. Как показывают исследования Срединно-Атлантического хребта в низких широтах, здесь обнаружены значительные пространства, где перидотитовая (мантийная) часть разреза офиолитов выходит на поверхность, а вышележащие члены разреза представлены спорадически. Местами эти области «сухого спрединга» (т.е. спрединга, не сопровождающегося сколь-нибудь обильным вулканизмом) хорошо изучены в связи с наличием в их пределах гидротермальных полей с «черными курильщиками» (Рейнбоу, Логачев и др.). Похожая картина устанавливается в крупных мафит-ультрамафитовых блоках меланжа ГУР, в районе сульфидных месторождений с Ni-Co геохимической специализацией: Ишкинино, Ивановка и др., которые, впрочем, связаны не с СОХ, а с преддуговой зоной [Мелекесцева, Зайков, 2003; Jonas, 2003; Nimis et al., 2005]. Вероятно, подобные же условия создаются в преддуговых зонах некоторых современных энсиалических дуг, где на поверхность морского дна выходят серпентиниты [Stern, 2002].

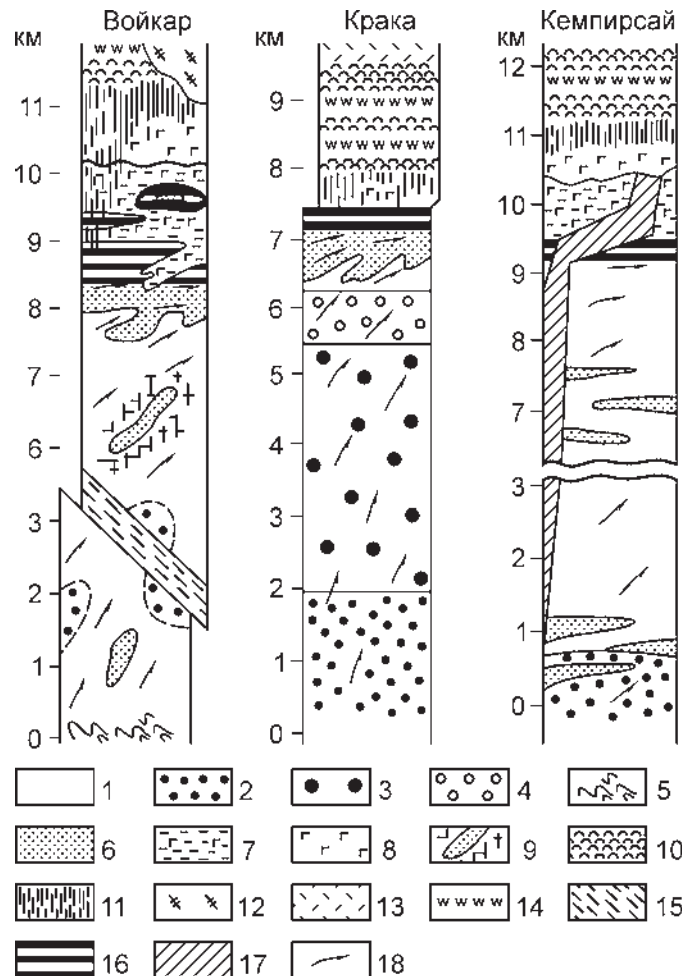
В ряде случаев дайковые пояса, в ассоциации с габбро и гипербазитами, оказываются сложенными базальтами и базальт-андезито-базальтами, с характерными геохимическими особенностями, указывающими на возможность формирования офиолито-подобных комплексов в условиях растяжения над зонами субдукции. Такие над-субдукционные дайковые комплексы описаны вдоль западного крыла Магнитогорского и Тагильского синклиналиев [Пушкарев, Хазова, 1991; Петров, Пучков, 1994; Пучков, 2000; Шмелев, 2005; Белова и др., 2010]. Их образование могло быть приурочено к моменту заложения зоны

Рис. 47. Типовые разрезы офиолитов Урала ([Savelyeva, Nesbitt, 1996], упрощено)

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты, 2 — высокоглиноземистые лерцолиты, 3 — низкоглиноземистые лерцолиты, 4 — плагиоклазовые лерцолиты, 5 — подошва офиолитового комплекса, 6 — дуниты, 7 — полосчатое габбро, 8 — изотропные габбро, 9 — дунитовый штокверк, 10 — пиллоу-лавы, 11 — дайки в дайках, 12 — тоналиты, 13 — островодужные вулканиты, 14 — кремни, 15 — антигорит-оливиновые породы, 16 — полосчатый комплекс дунитов, верлитов и пироксенитов, 17 — рассланцованные амфиболитизированные дайки, 18 — направления твердо-пластичного течения

Fig. 47. The type sections of the Uralian ophiolites ([Savelyeva, Nesbitt, 1996], simplified)

Symbols: 1 — harzburgites, 2 — high-aluminous lherzolites, 3 — lower-aluminous lherzolites, 4 — plagioclase lherzolites, 5 — the base of an ophiolite complex, 6 — dunites, 7 — banded gabbro, 8 — isotrope gabbro, 9 — dunite stockwork, 10 — pillow-lavas, 11 — sheeted dykes, 12 — tonalites, 13 — island-arc volcanics, 14 — cherts, 15 — antigorite-olivine rocks, 16 — banded dunite-wehrlite-clinopyroxenite complex, 17 — foliated amphibolitized dykes, 18 — directions of plastic flow



субдукции, когда возникают условия локального растяжения [Stern, 2004, Gurnis et al., 2004].

Краткая региональная характеристика палеозойских офиолитов Урала

Краевые офиолитовые аллохтоны Южного Урала. В Кракинском аллохтоне породы батинального ордовикско-девонского разреза осадочных пород перекрыты офиолитами, представленными в виде серпентинитового меланжа, на котором залегают гипербазиты Кракинских массивов (рис. 48), принадлежащие лерцолитовому типу [Савельева и др., 2006а]. Глыбы в меланже представлены, кроме пород меланократового основания, также толеитовыми базальтами [Серавкин, Родичева, 1990; Вулканизм ..., 1992] и известково-щелочными магматическими породами (андезито-базальты, андезиты, дациты, тоналиты, диориты и др., по [Gaggero et al., 1997]) и кремнями, отличающимися по внешнему облику от кремней подкраинского разреза. В меланже отмечаются редкие глыбы известняков силурийского и девонского возраста, указывающие на верхний предел возраста офиолитов (силур), однако поиски конодонтов в кремнях меланжа почти не проводились, и лишь в недавнее время на территории к востоку от массива Сев. Крака в них были найдены девонские конодонты плохой сохранности (устное сообщение О.В. Артюшковой).

В Сакмарском аллохтоне офиолиты представлены более сложно и разнообразно.

Краевые офиолитовые аллохтоны южной части Южного Урала детально описаны в монографии

С.В. Руженцева [1976]. Здесь широко развиты офиолитовые меланжи (классический пример — Кувандыкский меланж), присутствуют и крупные офиолитовые массивы гарцбургитового типа — Кемпирсайский и Хабарнинский, отделенные от вулканогенно-осадочной части поверхностями пологих надвигов. Среди ордовикских отложений выделен *сугралинский тип разреза*, вулканогенный, представленный вулканитами основного состава с прослоями и пачками сургучно-красных яшмоидов, кремнистых аргиллитов, песчаников и туфопесчаников (акайская свита или часть сугралинской, баулуская свита, байтерекская толща), мощностью порядка 1000 м. Акайские вулканиты датированы конодонтами среднеордовикского возраста [Иванов, Пучков, 1984], или по другим данным, в интервале верхний арениг — карадок [Кориневский, 1989]. По химизму они отнесены преимущественно к толеитам, причем подушечные лавы базальтов и дайки, пространственно связанные с Кемпирсайским габбро-гипербазитовым массивом, характеризуются кривыми распределения РЗЭ, типичными для СОХ [Савельева и др., 1998]. В более северной области, на левобережье р. Урал, отмечается наличие высокотитанистых трахибазальтов, также отнесенных к акайской свите [Иванов, 1998]. Непосредственных взаимоотношений этих

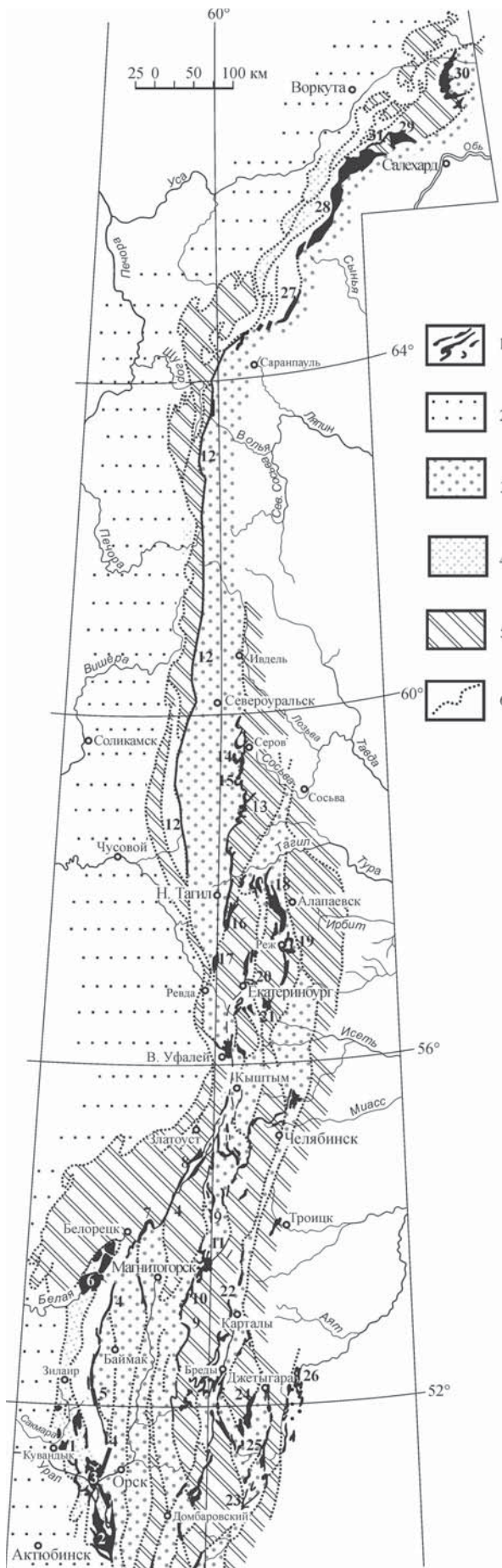


Рис. 48. Схема локализации офиолитовых комплексов на Урале. Основана на схеме ([Савельева и др., 2006а] и более ранние публикации), существенно переработана

Условные обозначения: 1 — офиолитовые массивы и зоны серпентинитовых меланжей; 2 — рифейско-палеозойский осадочный чехол Восточно-Европейской платформы и западных (палеоконтинентальных) зон складчатого Урала; 3 — палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы, вмещающие офиолиты; 4 — позднедевонско-раннекаменноугольный граувакковый флиш, связанный с коллизией островной дуги и континента, и подстилающие батиальные комплексы; 5 — на западном склоне Урала — протерозойские кристаллические породы фундамента континентальной окраины, поднятые в Центрально-Уральской зоне; на восточном склоне — протерозойские микроконтинентальные комплексы, не отделенные от высокометаморфизованных палеозойских; 6 — границы структурно-фациальных зон. **Цифры на схеме, обозначающие массивы и зоны, упомянутые в тексте:** 1 — Кувандыкский меланж; 2, 3 — крупнейшие массивы на юге Урала: 2 — Кемпирсайский, 3 — Хабарнинский; 4 — Присакмаро-Вознесенская зона меланжа; 5–8 — массивы, ассоциирующие с ней: 5 — Байгускарровский, 6 — Кракинские, 7 — Миндякский, 8 — Нуралинский; 9 — Восточно-Магнитогорская зона меланжа; 10–11 — массивы, ассоциирующие с ней: 10 — Кацбахский, 11 — Куликовский в основании Сухтелинского офиолитового аллохтона; 12 — Салатимская зона меланжа; 13 — Серовско-Маукская зона меланжа; 14–17 — массивы, связанные с последней: 14 — Кольский, 15 — Лобвинский, 16 — Восточно-Тагильский, 17 — Верх-Нейвинский; 18–26 — массивы Восточно-Уральской и Зауральской зон: 18 — Алапаевский, 19 — Режевской и Останинский, 20 — Пышминский, 21 — Ключевской, 22 — Варненская и Редутовская зоны расчлененных офиолитов, 23 — Бурукталский, 24 — Шевченковский, 25 — Аккаргинский, 26 — Тобольские массивы и меланж; 27–30 — крупнейшие массивы Полярного Урала: 27 — Олыся-Мусюрский, 28 — Войкаро-Сынинский, 29 — Рай-Изский, 30 — Сьумкеуский; 31 — меланжи Полярного Урала (Хараматолоуский разлом с г. Степ-Рузь, ручьи Голубой, Нырдовменшор)

Fig. 48. Localization of ophiolites in the Urals. Based on a scheme in ([Савельева и др., 2006а] and an earlier publication), strongly modified

Symbols: 1 — ophiolite massifs and serpentinitic mélanges; 2 — Riphean-Paleozoic sedimentary cover of the East-European platform and western (paleocontinental) zones of the Urals; 3 — Paleozoic volcano-sedimentary complexes hosting the ophiolites; 4 — Late Devonian and Early Carboniferous greywacke, connected with arc-continent collision, and overlying earlier bathyal facies; 5 — In the western slope of the Urals — Proterozoic rocks of the continental margin, uplifted in the Central Uralian zone. In the eastern slope — Proterozoic microcontinental complexes, undivided from strongly metamorphosed Paleozoic; 6 — boundaries of structural-facial zones. **Numbers in the scheme, for massifs and zones, mentioned in the text:** 1 — Kuvandyk mélangé; 2, 3 — the biggest massifs of the southernmost Urals: 2 — Kempirsay, 3 — Khabarny; 4 — Prissakmara-Vosnesensk mélangé; 5–8 — Massifs, associated with it: 5 — Bayguskarovo, 6 — Kraka, 7 — Mindyak, 8 — Nurali; 9 — East Magnitogorsk mélangé zone; 10–11 — massifs, associated with it: 10 — Katzbach, 11 — Sukhteli allochthon and Kulikovsky massif at the base of it; 12 — Salatim mélangé; 13 — Serov-Mauk mélangé; 14–17 — massifs, associated with it: 14 — Kola, 15 — Lobva, 16 — East Tagil, 17 — Verkh-Neiva; 18–26 — massifs of the Eastern Uralian and Trans-Uralian zones: 18 — Alapayevsk, 19 — Rezh and Ostanino, 20 — Pyshma, 21 — Kliuchevsk, 22 — Varna and Redutovo zones of dismembered ophiolites, 23 — Buruktal, 24 — Shevchenko, 25 — Akkarga, 26 — Tobolsk; 27–30 — the biggest massifs of the Polar Urals: 27 — Olysyamusyur, 28 — Voykar-Synya, 29 — Ray-Iz, 30 — Syum-Keu; 31 — Melanges of the Polar Urals (Step-Ruzh mnt., Goluboy, Nyrdvomenshor creeks and others)

вулканитов ни с габбро-гипербазитовыми массивами, ни с собственно рифтогенными, грабеновыми фациями (например, с кидрясовской свитой) не установлено. По ассоциации с кремнями, содержащими лишь остатки пелагической фауны, и отсутствию карбонатных прослоев можно предположить, что это уже щелевые комплексы коры глубоководной впадины, близкой по строению к океанической. В.Г. Кориневский же [1989] прямо относит их целиком к офиолитам. Развитая еще севернее, в бассейне р. Сакмары, баулуская свита базальтов с прослоями кремнистых пород датируется в интервале арениг — карадок [Артюшкова и др., 1991] или карадок — ашгилл [Рязанцев и др., 2008], и по химизму одними относится к субщелочным оливин-базальтовым сериям [Серавкин, Родичева, 1990], другими — к контрастной формации задугового спрединга и субщелочной надсубдукционной [Рязанцев и др., 2008].

Офиолиты, наблюдаемые на земной поверхности в *Магнитогорской зоне*, в основном окаймляют эту зону с запада, востока и севера (и надо думать, имеют самое широкое распространение на глубине). Отдельные сравнительно хорошо сохранившиеся их массивы погружены в серпентинитовый меланж. Подчиненное значение имеет меланж, рассекающий Магнитогорскую зону в ее северо-западной части, проходящий к востоку от сел Муракаево и Аскароро. На продолжении Магнитогорской зоны находится Арамилско-Сухтелинская. Как было показано, эта зона в силурийско-девонское время была продолжением Магнитогорской островной дуги, но впоследствии была сильно эродирована и шарьирована к востоку, на микроконтинент. Вследствие этого в пределах зоны преобладающим развитием пользуются офиолиты — гипербазиты, габбро, ордовикские и силурийские базальты, яшмоиды и углеродисто-кремнистые сланцы [Сначев и др., 2006].

В *Вознесенско-Присакмарской подзоне* Магнитогорской зоны, тесно связанной с Сакмарским аллохтоном, обрамляющей зону с запада и отвечающей здесь зоне ГУР, развиты ордовикские отложения, представленные базальтами с прослоями кремней, возраст которых доказан в районе сел Поляковка (поляковская свита) и Байгускарово. Возраст поляковской свиты, мощность которой оценивается в 1500 м, определяется по находкам конодонтов как арениг — средний ордовик [Иванов и др., 1989]; в глыбе кремней из перекрывающих эту толщу нижнедевонских конглобрекций найдены нижнекарадокские конодонты [Борисенок и др., 1998]. В районе с. Байгускарово аналогичная толща, мощностью 600 м, датируется по конодонтам как лландейло — карадок [Артюшкова, Маслов, 1999]. По данным [Рязанцев и др., 2008], базальты в Байгускаровском меланже датированы как поздний карадок и характеризуются как островодужные.

Толщи эти похожи на те, что развиты в сугралинском типе разреза Сакмарского аллохтона, что

неудивительно: Сакмаро-Вознесенский меланж является, по-видимому, корневой зоной как Сакмарского, так и Кракинского аллохтонов (см. также [Формации ..., 1978, рис. 1]).

У исследователей нет единого мнения по поводу формационной принадлежности этих вулканитов, и в частности, наиболее изученной поляковской свиты. Так, С.Е. Знаменский [1984] объединяет породы поляковской свиты в два комплекса: «западный (возможно, нижний), базальты которого по петрохимическим параметрам соответствуют характеристикам толеитов континентальных рифтов или стратоидной серии Афара, и восточный (верхний?), включающий базальты, близкие по составу к вулканитам осевой зоны Красноморского рифта». К близким выводам приходят и другие исследователи [Вулканизм ..., 1992; Салихов, Бабуров, 1999]. По данным [Рязанцев и др., 2008], поляковский базальтовый комплекс связан с глубинным обогащенным источником в мантии и имеет рифтовую природу. Высказывалась и иная точка зрения — о том, что геохимические характеристики поляковских базальтов близки к базальтам СОХ, и лишь несколько отличаются от них низким содержанием TiO_2 и высоким — Rb и Ba [Gaggero et al., 1997]. Последнее слово в этой дискуссии не сказано; возможно, что причина разногласий — в особенностях отбора и недостаточной представительности материала. Так, П. Спадеа (устное сообщение) утверждала, что в случае поляковской свиты базальты имеют геохимические характеристики СОХ, а субщелочными являются более свежие дайки и силлы, из которых обычно и отбирались образцы на анализы.

Все же, оценивая проблему в целом, автор готов допустить с определенными оговорками, что и та, и другая точки зрения имеют под собой почву. Недаром А.М. Косарев [1997] отнес ордовикско-силурийские базальты Южного Урала к особому, субокеаническому типу, выделяя среди них целый ряд разновидностей. При этом возникает парадоксальная ситуация: по петрологическим признакам значительная часть вулканитов близка к базальтам внутриконтинентальных рифтов, тогда как палеогеографические признаки говорят в пользу обстановки глубоководного морского бассейна. В связи с этим можно высказать предположение, что такие базальты принадлежат к особым, «щелевым» офиолитам на самой ранней стадии их возникновения; их образование обусловлено плавлением на разных глубинах, в том числе на большой глубине, в неистощенной мантии. Впоследствии они занимают краевое положение в океане. Не исключено, что им и аналогичным более южным ордовикским базальтам (см. выше) комплементарны южноуральские слабо деплетированные массивы лерцолитового типа (такие как Крака, Нурали, Миндяк), связанные с той же корневой Сакмаро-Вознесенской зоной меланжа, хотя существует и весьма распространенное

мнение, что массивы подобного рода в принципе лишены коровых комплексов, присущих «классическим» офиолитам [Savelieva et al., 1997].

Часто в литературе можно встретить утверждение, что настоящие офиолиты СОХ плохо представлены в складчатых областях. Для Урала это, по-видимому, также справедливо, что видно из целого ряда уже цитированных публикаций; отметим в этой связи также информацию по значениям I_{Sr} вулканитов палеоокеанического сектора Урала: «в комплексах, относимых к океанической стадии, практически не получено значений I_R , характерных для современных базальтов срединно-океанических хребтов» [Горожанин, 1998б]. Данное обстоятельство может быть объяснено тем, что литосфера зрелого океанического бассейна в первую очередь попадает в зону субдукции и исчезает, тогда как ранние, «щелевые» и приконтинентальные офиолиты вовлекаются в деформации только в конце цикла Вильсона, когда начинаются коллизионные процессы, что способствует их сохранению в аккреционных комплексах. В связи с этим автором поднят вопрос об особом, маргинальном типе офиолитов, возникающих на ранней стадии раскрытия океанических структур и обычно погребенных в современном океане под мощной призмой приконтинентальных осадков. Этот вопрос связан и с проблемой возраста базит-гипербазитовых массивов в обрамлении Магнитогорской синформы, к чему мы еще вернемся.

В *Восточно-Магнитогорской зоне меланжей*, в области сочленения Магнитогорской синформы и Восточно-Уральского поднятия, офиолиты еще более раздроблены и расчленены по сравнению с Сакмаро-Вознесенской, и не образуют непрерывной полосы. Она описана [Тевелев и др., 2010] как Уйско-Новооренбургская шовная зона, состоящая из линзовидных блоков разного строения, с переменной вергентностью. Эта зона обнаруживает тесную связь с ордовикскими офиолитами Сухтелинского аллохтона Восточно-Уральской мегазоны, закартированными А.В. Тевелевым в качестве шеметовской свиты. В основании аллохтона залегает крупный Куликовский гипербазитовый массив (см. также [Сначев и др., 2006] и ссылки в этой работе).

В более юго-восточных районах ордовик был установлен в двух небольших щебеночных карьерах: близ совхоза Новооренбургский, к западу от Суундукского гранитного массива и в окрестностях совхоза Путь Октября, близ западного контакта Кацбахского массива ([Пучков, 2000] и ссылки в этой работе). В обоих случаях ордовик представлен в разной степени метаморфизованными фтанитами, содержащими среднеордовикские конодонты; связь этих пачек с базальтами вполне может предполагаться, хотя и не доказана.

Офиолиты Тагильской зоны. Описанная Вознесенско-Присакмарская подзона, будучи частью ГУР,

имеет свои аналоги и на севере Урала, в западном обрамлении Тагильской зоны, где в блоках меланжа Салатимской зоны (рис. 48), представленных, наряду с серпентинитами, мономиктовым гипербазитовым меланжем и небольшими телами массивных перидотитов, а также базальтами с яшмами, и вулканогенно-осадочными сланцами с линзами мраморизованных известняков зоны смятия разлома, в которых найдена фауна ордовика, силура – раннего девона, франа [Карстен, Пучков, 1987; Петров, Пучков, 1994; Петров, 2006].

По современной трактовке, ордовик Тагильской зоны представлен в низах базальтами с прослоями яшмоидов и ассоциирующим с ним пространственно дайковым комплексом, что подчеркивает их принадлежность к офиолитам. Однако и в выйской, и в мариинской предположительно ордовикских свитах зоны ГУР Среднего Урала, и в их аналогах на Приполярном Урале выделяется две разновидности базальтоидов: высокотитанистая, принадлежащая собственно офиолитам, и низкотитанистая, образующая основание уже островодужной серии [Петров, Пучков, 1994; Шмелев, 2005]. Последняя разновидность аналогична базальтам низов баймак-бурибайской свиты Магнитогорской зоны, только возраст другой. Вверх по разрезу базальты сменяются также раннеостроводужной контрастной базальт-натрориолитовой колчеданонной серией. Мощность ордовика оценивается от 2000 до 4500 м.

С востока Тагильская зона ограничена серпентинитовым меланжем Серовско-Маукской зоны. В этом смысле Тагильская и Магнитогорская зона похожи: основную их площадь занимают мощные островодужные комплексы, а офиолиты, в значительной степени меланжированные, выходят по периферии.

Офиолиты Восточно-Уральской мегазоны

В этой мегазоне также развиты палеозойские океанические и островодужные комплексы, приуроченные к сутурам или залегающие в аллохтонах и, возможно, в аккреционных зонах. Ордовикские комплексы, принадлежащие офиолитам, наиболее широким развитием пользуются в уже упоминавшейся *Сухтелинской синформе*, где они слагают ряд тектонических пластин, разделенных интенсивно рассланцованными серпентинитами и подстилаемых крупным Куликовским гипербазитовым массивом (пластиной). Ордовик представлен вулканитами с прослоями кремней, датирован конодонтами. По петрохимии вулканиты близки к океаническим [Тевелев, Кошелева, 2002].

Сама синформа принадлежит *Арамилско-Сухтелинской зоне* (см. выше), в которой офиолиты, сильно тектонизированные, широко представлены. Здесь развиты и гипербазиты, и габбро, и по-

лосчатый комплекс, равно как базальты с кремнями шеметовской свиты и глубоководные черные кремнистые сланцы булатовской свиты. Зона имеет двойственную природу: в палеоструктуре она принадлежала основанию Магнитогорской зоны, а в современной — верхнему уровню Восточно-Уральской, поскольку геофизические данные однозначно указывают на шарьированность офиолитов на сиалическое основание Восточно-Уральской мегазоны [Сначев и др., 2006].

На Среднем Урале аллохтонное залегание предполагается для гипербазитовых массивов, меланжей и позднедевонско-каменноугольных островодужных комплексов *Алапаевско-Режевской зоны* [Пучков и др., 1989]. Аллохтонный характер одного из серпентинитовых массивов, Останинского, убедительно доказан бурением. Комплексы расположенной западнее *Пышминско-Петрокаменской зоны* представлены только океаническими (Пышминский, Ключевской и др. массивы) и субдукционными образованиями, однако геофизические данные также показывают, что они сильно надвинуты на восток, на древние сиалические комплексы Мурзинско-Адуйской зоны. В целом по этой же причине, несмотря на широкое развитие на поверхности офиолитов и островодужных комплексов, состав коры рассматриваемой мегазоны значительно более сиаличен по сравнению с Тагило-Магнитогорской.

Офиолиты Зауральской мегазоны

Вероятно, частью офиолитовой ассоциации являются вулканиты с прослоями яшмоидов у совхоза Большевик, недалеко от с. Варна, датированные по конодонтам как ранний — средний ордовик или, по нашим уточненным данным, скорее всего, как арениг [Медноколчеданные ..., 1992], и аналогичные породы на р. Нижний Тогузак выше с. Варна [Иванов, 1998]. По-видимому, они включены А.В. Тевелевым и др. в *Варненскую зону* и в *Редутовскую шовную зону*. По химическим параметрам эти вулканиты близки к субокеаническим базальтам Магнитогорской зоны [Тевелев, Кошелева, 2002; Вулканизм ..., 1992, с. 133].

По рр. Карагайлы-Аят, Караталы-Аят и Сухая А.В. Тевелев и др. [2006] картируют ордовикскую толщу базальтов с кремнями, охарактеризованную находками конодонтов, под названием *увельской свиты* (не путать с выделенной нами увельской толщей района г. Троицка, имеющей рифтовую природу, — см. выше). Базальты увельской свиты А.В. Тевелева по петрохимии попадают преимущественно в поле базальтов СОХ, хотя есть и отклонения.

Плохая обнаженность сильно мешает проведению структурных исследований, однако косвенные данные, как уже говорилось, позволяют предполагать широкое развитие в Восточно-Уральской мегазоне тектонических покровов. На Южном Урале

наиболее очевидными примерами являются Буруктальская синформа, Шевченковский, Аккаргинский гипербазитовые массивы и др.

Наиболее ярко выражены офиолиты в Денисовской зоне. Развитые здесь тобольские комплексы наилучшим образом представлены в обнажениях долины р. Тобол, преимущественно по берегам Тобольского водохранилища в районе с. Денисовка (Орджоникидзе). С запада Денисовская зона ограничена плохо обнаженной Западно-Денисовской зоной меланжа. Впервые ордовикские комплексы были выделены нами в этом районе [Пучков, Иванов, 1985] благодаря находкам конодонтов в кремнисто-базальтовых толщах, считавшихся силурийскими. В дальнейшем эти данные были дополнены новыми находками конодонтов [Иванов, 1998]. Разрез ордовика состоит здесь из двух частей. Нижняя толща представлена подушечными лавами с редкими прослоями яшмоидов, имеет мощность около 1500 м и содержит комплексы конодонтов, отвечающие лланвирнскому и лланвирн-лландейльскому возрасту. Базальты, как в случае с поляковской свитой и ее аналогами, по анализам не вполне соответствуют представлению о базальтах СОХ. Они низкотитанистые, высоконатриевые, средние содержания K_2O составляют 0,5% [Иванов, 1998]. Тем не менее, базальты тесно пространственно связаны с другими предположительными членами офиолитовой ассоциации, тяготеющими к зоне Денисовского меланжа — серпентинитами и габбро, и прорваны плагиогранитами Спиридоновского массива. Нет никакого указания на их связь с сиалическим фундаментом в период формирования. Верхняя толща, согласно через переслаивание залегающая на нижней, имеет мощность около 500 м и представлена ритмичным переслаиванием вулканомиктовых песчаников и алевролитов, туффитов, кремнистых туффитов и кремней, с редкими линзами известняков, с градационной слоистостью в нижней части разреза. Вероятно, вверх по разрезу (на восток) они сменяются граувакковыми песчаниками и черными сланцами с силурийскими граптолитами, находка которых отмечается авторами геологической карты м-ба 1:200000 для этого района. К сожалению, обнажения с граптолитами исчезли после строительства водохранилища и затопления территории. Посетив обнажения базальтов Денисовской зоны в 2002 г., автор обнаружил, что в связи с поднятием плотины, уровень воды еще более повысился, и точки с находками конодонтов оказались также затопленными.

Судя по пространственно наиболее близким выходам на поверхность уралид и казахстанид, самая принципиальная разница между ними состоит в том, что наиболее древние рифтовые комплексы уралид имеют позднекембрийско-раннеордовикский возраст, а офиолиты — аренигский. Примерно то же имеет место на Южном и Среднем Тянь-

Шане. Напротив, казахстаниды и находящиеся на их продолжении структуры Северного Тянь-Шаня имеют в своих разрезах вендские рифтовые комплексы, а наиболее древний возраст связанных с ними офиолитов — кембрийский. Следует ожидать, что наблюдаемая на поверхности офиолитовая сутура, маркирующая границу между Северным и Средним Тянь-Шанем, протягивается на север в фундамент Тургайского прогиба, приобретая субмеридиональное простирание и отвечая границе уралид и казахстанид.

Офиолиты Полярного Урала

В полярном секторе уралид гигантские офиолитовые массивы: Олыся-Мусюрский, Войкаро-Сыньинский, Рай-из и Сьум-кеу слагают большую часть главного водораздельного хребта и его скло-



ПРОБЛЕМА:

Попытки типизации офиолитов Урала делались неоднократно. Однако эта проблема не нашла удовлетворительного решения и до сих пор. Попытка решения этого вопроса, в которой принимал участие и автор [Савельева и др., 2006а], рассмотрена ниже, исходя из современных позиций.

В указанной работе офиолиты делятся на три группы.

Группа 1. Полные разрезы офиолитов (например, в Кемпирсайском массиве) или их более мелкие фрагменты на юге Магнитогорской зоны, в Восточно-Уральской и Денисовской зонах, включающие реститовые мантийные перидотиты и перекрывающую их последовательность плутонических габброидов, параллельных диабазовых даек и толеитовых лав, формировалась в системе СОХ. Мантийные перидотиты этих массивов содержат свидетельства многостадийных высокотемпературных деформаций и следы взаимодействия ультрамафитов с базальтовыми расплавами. Плутонические комплексы, сложенные полосчатыми верлит-клинопироксенитовыми сериями, нижним расслоенным габбро и верхним изотропным габбро, относительно слабо деформированы, за исключением базальной части тектонических пластин.

Отметим, однако, что, как показано [Melcher et al., 1999], в южной части Кемпирсайского массива проявились не только процессы, характерные для СОХ, но и надсубдукционные явления, выразившиеся во взаимодействии гипербазитов с флюидонасыщенной магмой. Именно они и привели к образованию уникальных месторождений хромитов. Кстати, вопрос о геодинамической принадлежности офио-

литов дискутируется в течение длительного времени и для такого крупнейшего и хорошо изученного массива как Семайл, где по геохимическим признакам наряду с вулканитами СОХ выявлены также и надсубдукционные [Warren et al., 2007].

Группа 2. Массивы лерцолитового типа (например, Крака, Нурали) имеют более простую эволюционную историю и, соответственно, структуру и характеризуют, вероятно, *рифтогенные обстановки*. Последовательность пород и внутренняя структура мантийного разреза были интерпретированы [Савельева, 1987] как высокоградиентный профиль деплетирования относительно обогащенных перидотитов. Последние имеют незначительный объем; габбро, как правило, представлено изотропными амфиболовыми разновидностями. Все эти характеристики массивов отражают малую степень частичного плавления вещества в мантии и его быстрый подъем, в ходе которого проходящий магматический расплав выносил базальтоидные компоненты преимущественно вдоль сильно нагретого края «выкалывающегося» мантийного блока-диапира, формируя узкую зону деплетированных гарцбургитов и дунитов. Подъем подобных диапиров, возможно, обуславливал формирование рифтов в континентальной окраине, и процесс рифтогенеза мог завешаться формированием структур с корой океанического типа.

Отметим, что итальянские исследователи, работавшие на этих массивах [Spadea et al., 2003], допускают и более сложную историю таких объектов, и в частности, возможность рефертилизации деплетированной мантии под действием просачивающейся базальтовой магмы, находя прямые аналогии с массивом Ланцо Альп (см. ниже).

Группа 3. Полярноуральские офиолиты (массивы Войкаро-Сыньинский, Рай-из и Сыум-кеу) представляют собой крупные фрагменты коры и литосферы океанического типа, сформированной в задуговых и междуговых окраинных бассейнах, в том числе и в надсубдукционной обстановке в ранне- и среднепалеозойское время. Все эти массивы несут следы сложной структурной, магматической и метаморфической эволюции. Такие характеристики массивов, как истощенный состав мантийных реститовых гарцбургитов, структурная ассоциация складок пластического течения в гарцбургитах с хрупко-пластическими и хрупкими деформациями, маркируемыми жилами дунитов, пироксенитов и габбро, импрегнация гарцбургитов плагиоклазом и диопсидом указывают на глубокое многократное взаимодействие ультраосновных реститов с просачивающимся базальтовым расплавом. Деплетированный состав реститов коррелируется с мощным многофазным коровым разрезом плутонических габброидов и диабазов. Подобные черты присущи офиолитам Ньюфаундленда и Вуриноса, которые рассматриваются, на основе структурных данных, как ассоциация «быстрых» центров спрединга [Nicolas, 1989] или, на основе геохимических данных, как надсубдукционные офиолиты [Савельева и др., 2008]. Структурные и геохимические характеристики полярноуральских офиолитов, строение и состав дайкового комплекса указывают на то, что они формировались при спрединге над зоной субдукции. Зоны оливин-антигоритовых метаморфитов представляют собой следы тектонической деляминации и гидратации океанической литосферы, отражая существовавшие периоды ее амагматичного спрединга. Таким образом, образование офиолитов Полярного Урала соотнесено с обстановками бывшего окраинного бассейна, который «расщепил» в позднем силуре — раннем девоне существовавшую островную дугу.

В этой связи хотелось бы, однако, прокомментировать сведения по датировкам абсолютного возраста средней части офиолитового разреза. Ar-Ag датировки по первичным минералам Войкарского и Хадатинского массивов дали возраст 450–490 млн. лет, а для Войкарского дайкового комплекса, который Д.Н. Ремизов [2004] описывает как островодужный, получены цифры 420–450 млн. лет [Симонов и др., 1998]. Е.В. Хаин и др. [2008] сообщают о датировке цирконов из жилки плагиогранита в комплексе параллельных даек Войкаро-Сыньинского массива 490 ± 7 млн. лет. Датировка отвечает примерно

границе кембрия и ордовика, то есть времени, когда на Полярном Урале уже начался рифтовый процесс. В этом случае по обнаженному фрагменту разреза, тем более без детальной петролого-геохимической характеристики, нельзя решить, имеем ли мы дело с концом эпиконтинентального рифтогенеза или началом океанического спрединга. В свое время мы обращали внимание на то, что дайковый комплекс войкарских офиолитов на р. Лагорта, описанный как спрединговый, содержит скрины метаморфизованных габброидов и серпентинитов — то есть фрагменты более древнего мантийного субстрата [Ефимов, Пучков, 1980]. Именно эти дайки отнесены Д.Н. Ремизовым [2004] к комплексу палеодуги. Эти данные в сочетании со столь древней датировкой верхней части офиолитов подвергают определенному испытанию изложенную выше точку зрения о том, что офиолиты Полярного Урала имеют задуговую природу и образованы в конце силура — начале девона. Датировка Е.В. Хаина и др. [2008] требует дальнейшей проверки и обсуждения еще и по той причине, что на ее основе делается глобальный вывод о сквозном характере развития океанического бассейна, на месте которого, по нашему мнению, образовались тиманиды.

Из вышеприведенной схемы и комментариев к ней видно, что наша попытка выделить «чистые» линии офиолитов (рифтовые, спрединговые и надсубдукционные) нередко приводит к трудно разрешимым проблемам, поскольку в одном крупном массиве возможно сохранение проявлений всех этапов цикла Вильсона, включая также и коллизионный, как это мы пытались показать на примере массива Рай-из [Строение ..., 1990]. Более того, как будет показано ниже, следы более раннего цикла Вильсона также могут сохраниться в мантийном тектоните.

По геологическим данным, перерастание рифтогенеза в океанический спрединг в палеозойской истории Урала произошло не позже среднего ордовика. В это время на Южном Урале началось формирование 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, сугралинские (кемпирсайские), близки к срединно-океаническим [Savelieva et al., 1997]. Однако чаще всего их химизм не отвечает базальтам СОХ [Вулканизм ..., 1992]. 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 лерцолитового типа автор предположительно отнес к маргинальным офиолитам [Пучков, 2000].

Настоящие же базальты СОХ довольно плохо сохранились на Урале.

Высказывалась и иная точка зрения. 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 полагать, что многие из дайковых комплексов, описанных И.В. Семеновым как океанические, в гораздо большей степени похожи на островодужные толеитовые базальты.

Так, Е.В. Пушкаревым и Е.А. Хазовой [1991] комплекс хабарнинских параллельных даек уже давно был описан как базальт-андезито-базальтовая формация. Подобные надсубдукционные дайковые комплексы прослежены в Магнитогорской зоне и севернее Хабаровинского массива [Белова и др., 2010]. Знаменитый комплекс параллельных даек андезито-базальтов зюельской свиты г. Азов также обычно не считается океаническим [Пучков и др., 1989]. Разделение дайковых комплексов толеитовых базальтов на срединно-океанические и островодужные делалось на Среднем Урале Г.А. Петровым и В.Н. Пучковым [1994], а на Приполярном — В.Р. Шмелевым [2005]. Не подтверждается океаническая природа параллельных даек, известных в Бурибайском районе Магнитогорской зоны. Гистограмма распределения SiO_2 для этих базальтоидов Магнитогорского блока [Семенов, 2000, рис. 104] дает одномодальное распределение с max. 54–56%. Многочисленные долеритовые дайки р. Таналык (там же) секут базальтовые лавы низов баймак-бурибайской свиты, отнесенные [Косарев и др., 2005] по петрогеохимическим признакам к островодужным толеитам.

Во всех этих и многих других случаях дайковые комплексы оказываются связанными с зоной субдукции, а не с СОХ. Тут трудно обойтись без допущения, что заложение зоны субдукции сопровождается особым этапом ограниченного предостроводужного и/или раннеостроводужного растяжения уже сформированного океанического субстрата с образованием низкотитанистых базальтов мало-скоростного спрединга. Создается впечатление (о нем говорилось в некоторых публикациях последних лет — см. ссылки в [Пучков, 2000] и более поздние публикации: [Stern, 2004; Gurnis et al., 2004]), 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, на наш взгляд, более чем обоснованное, что жильные, часто образующие штокверки, дуниты непосредственно под границей кора — мантия можно рассматривать в качестве

«следа» базальтовой магмы [Савельева и др., 2008]; формируется новая порция габбро и пироксенитов в полосчатом комплексе и новый комплекс параллельных даек толеитовых базальтов — медленно-спрединговый, с низким TiO_2 и комагматичные им базальты низов островной дуги). Более того, в литературе довольно часто можно встретить использование особенностей химизма акцессорных хромшпинелидов для ответа на вопрос, принадлежали ли содержащие их гипербазиты мантии СОХ или надсубдукционному мантийному клину ([Jonas, 2003] и ссылки там же). Следует также еще раз подчеркнуть, что в ряде случаев и изучение хромитовых месторождений также приводит к выводу о том, что офиолиты претерпели переработку в ходе островодужных процессов [Melcher et al., 1999; Симонов и др., 2006].

Проблема датировки уральских офиолитов

Одной из самых трудных проблем геологии офиолитов является их датировка. Мы уже касались вопросов возраста описанных офиолитов с точки зрения геологических данных. Однако к настоящему времени накопился большой пласт изотопных данных, который также требует специального рассмотрения.

Первые изохронные датировки (около 400 млн. лет Sm-Nd методом) получены по минералам из габбро Кемпирсайского массива [Edwards, Wasserburg, 1985]; многие исследователи (например, В.Г. Кориневский [1989]) были склонны принимать их за истинный возраст офиолитов. Близкие датировки были получены U-Pb методом по габбро Нуралинского массива [Смирнов, 1995] и Rb-Sr методом по малым интрузиям молостовского комплекса пироксенит-габбро-гранитоидного ряда, рвущим Хабаровинский массив и сходным по ряду черт с платиновым комплексом Тагильской зоны [Ферштатер, Пушкарев, 1991]. Но уже было ясно, что эти датировки лишь дают верхний возрастной предел этих офиолитов.

Рассмотрим подробнее уже упоминавшуюся попытку более детального изотопно-геохимического и геодинамического анализа мантийной части южно-уральских офиолитов и датировки процессов в нем, которая была сделана на примере Кемпирсайского массива [Melcher et al., 1999]. В конечном итоге, в массиве было выделено две части. В северо-западной части массива пироксениты, верлиты и габбро были датированы Sm-Nd методом в интервале 394–427 млн. лет, а Rb-Sr — $379 \pm 1,6$ млн. лет. Здесь отмечаются небольшие тела глиноземистых хромитов с сильно варьирующим распределением МПП, с частичным обогащением Pd и Pt. Геохимические особенности пород указывают на реститовый харак-

тер гарцбургитов, образованных при выплавке MORB. В юго-восточной части массива гарцбургит датирован Sm-Nd методом как 416 ± 64 млн. лет и получены Ag-Ag датировки по амфиболу: 365–384 млн. лет. Здесь хорошо известны гигантские залежи низкоглиноземистых магнезиохромитов, с МПГ, четко обогащенных по Ir, Os и деплетированных по Pt, Pd. Геохимические особенности пород указывают на значительную роль флюидов в их преобразовании, характерную для надсубдукционных зон. Таким образом, намечаются две зоны и две обстановки: спрединговая и надсубдукционная; время остывания отвечает примерно времени экзгумации максютовского комплекса и связанных с ней событий (см. в разделе «Максютовский комплекс»).

По габбро Кемпирсайского массива получены также датировки около 420 млн. лет Sm-Nd и U-Pb методом по цирконам [Савельева и др., 1998]. Ядра цирконов, полученных из гранатовых пироксенитов офиолитокластовой брекчии в окрестностях Миндякского массива, имеют среднеордовикский U-Pb возраст 467 млн. лет, а оболочки цирконов и пара порода — гранат, по данным U-Pb, Pb-Pb и Sm-Nd методов [Scarrow et al., 1999] — раннедевонский, до-эмсский 410–415 млн. лет (этот вопрос мы еще обсудим).

При детальном изучении Хабарнинского массива комплексом методов был получен целый спектр времен гомогенизации K-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопных систем в интервале поздний ордовик — средний девон, что фиксирует как время внедрения дифференцированного базитового молостовского комплекса, немного напоминающего платиноносный (413 ± 25 млн. лет K-Ar изохронным методом), так и «времена метаморфизма для остальных членов офиолитовой ассоциации, в функциональной зависимости устойчивости каждой изотопной системы от степени преобразования» [Ронкин и др., 1997б].

В целом, комплекс современных данных говорит в пользу ордовикского времени образования вышеупомянутых офиолитовых массивов, связанного с процессом ордовикского рифтогенеза и океанического спрединга. Что же касается более молодых датировок, то они могут отражать устойчивость каждой из изотопных систем в условиях метаморфизма, связанного с развитием девонской островной дуги, возможно, на стадии, предшествовавшей началу вулканизма (пик ~410 млн. лет, «сухое» начало субдукции).

Радиометрические датировки дополняются палеонтологическими данными — находками среднеордовикских конодонтов среди фтанитовых прослоев в пиллоу-лавах, перекрывающих дайковый диабазовый комплекс Кемпирсайских офиолитов [Кориневский, 1980; Иванов и др., 1990].

Существующие радиологические датировки на Южном Урале могут быть интерпретированы следующим образом. В раннеордовикское время

при подъеме мантийного диапира и частичного плавления мантийного вещества, в ходе спрединга океанической коры, преобразовывалась древняя, мантийная часть офиолитового разреза. В это же время, вероятно, формировались ранние расслоенные габброиды, комплементарные некоторой части реститового разреза. После значительного перерыва — около 60–70 млн. лет — в раннедевонское время, начались деформации литосферы океанического бассейна и ее погружение, сопровождавшиеся началом островодужного вулканизма и внедрением мафитовых расплавов в верхние горизонты, что отражено в появлении дифференцированных габброидов молостовского типа.

Деформации океанической литосферы и выведение ее фрагментов на уровень эрозионного среза продолжались в течение всего девонского времени. Обломки серпентинизированных ультрабазитов и хромитов впервые появляются в ранне-среднедевонских олистостромах Сакмарской зоны (шандинская свита, [Руженцев, 1976]) и более северных районов ГУР, где они ассоциируют с офиокальцитовыми брекчиями [Зайков и др., 2009]. Не исключено, что эти олистостромы были связаны не с коллизией, а с процессом взламывания океанической литосферы и заложения зоны субдукции. В дальнейшем процессы внутривосстановления проходили в среднем — начале позднего девона, но своего максимума они достигли в самом конце девона — начале карбона. Именно к этому времени относится формирование наиболее крупных тектонических покровов, расслоенных мощными олистостромовыми, в том числе офиолитокластовыми, комплексами [Формации ..., 1978; Пучков, 2000; Рязанцев и др., 2008]. В позднефаменско-ранне-среднекаменноугольное время офиолитовые аллохтоны вместе с пластинами ордовикско-девонских вулканогенно-кремнистых комплексов в виде крупных лежащих складок [Ленных и др., 1978] были шарьированы на край Восточно-Европейского континента. Деформации этих лежащих складок в серию синформ и антиформ, а также расчленение покровов сдвигами относятся уже к концу палеозойского времени.

На Полярном Урале субдукционная стадия преобразований сопровождалась внедрением огромного массива тоналитов в офиолитовые комплексы. Тоналиты Войкаро-Сыньинского массива датированы изохронным Rb-Sr методом как 395 ± 5 млн. лет [Геохимия изотопов ..., 1983].

По данным анализа Sm-Nd и Rb-Sr систем в ультрабазитах и габбро Войкаро-Сыньинского и Кемпирсайского массивов [Edwards, Wasserburg, 1985], возраст формирования габбро и пироксенитов оценивается для Войкаро-Сыньинского массива (габбро актинолитизированное и оливиновые вебстериты) в 397 ± 20 млн. лет. Позже [Sharma et al., 1995] была получена вторая Sm-Nd изохрона,

согласно которой возраст пироксенитов и габбро оценен как 387 ± 34 млн. лет.

Эти радиоизотопные датировки плутонических комплексов офиолитов указывают на раннеэйфельский возраст их кристаллизации. Такое заключение согласуется с выводами [Савельева и др., 2006а] о том, что плутонические и дайковые комплексы формировались в надсубдукционной обстановке междугорьего бассейна; близко к этому времени в области энсиматической островной дуги зарождались тоналитовые выплавки. Однако мы уже видели, что имеются датировки [Симонов и др., 1998; Хаин и др., 2008], которые подразумевают более древний (ордо-



ПРОБЛЕМА:

Самая большая проблема в датировке офиолитов связана с различиями в природе верхней и нижней частей стандартного офиолитового разреза и многоэтапностью процессов преобразования его нижней части.

Нижняя, гипербазитовая часть — это реститы или, по Р. Колману, мантийные тектониты. Вдобавок, это всегда метаморфические породы. Выше, начиная с полосчатого комплекса, залегают породы океанической коры, которые чаще всего рассматриваются как выплавки из мантии. В верхней части разреза, отвечающей первому слою океанической коры, океанические базальты переслаиваются с глубоководными осадками и перекрыты ими. Изначальный возраст мантии в идеале близок возрасту Земли (по новейшим космогоническим представлениям, разделение Земли на ядро и мантию произошло вскоре после ее образования). Однако получение надежных древних цифр абсолютного возраста мантии, которые подтверждали бы вышесказанное, весьма проблематично, и к тому же имеет лишь косвенное отношение к региональным проблемам.

Обычно датируются самые последние наложенные процессы, часто имеющие очень мощные проявления. В рамках цикла Вильсона перезапуск изотопных часов происходит под континентальным рифтом, переходящим со временем в СОХ, когда мантийный диапир медленно поднимается и происходит выплавление базальтов и их взаимодействие с мантией — при этом изотопные данные о более древних метаморфических циклах довольно основательно стираются вследствие перехода пород мантии в субсолидусное состояние. Новое омоложение происходит в зонах субдукции: рециклинг мантийной части литосферы, уходящей глубоко в мантию по зоне субдукции, вновь перезапускает изотопные часы, хотя и не повсеместно. Преобразования мантии в этих процессах, которые мы можем видеть вследствие возврата небольшой ее части в близ-

вик — силур) возраст океанической коры, на которой возникли островодужные (девонские) комплексы.

Тем не менее, все эти данные до самого недавнего времени не выходили за пределы традиционных представлений о палеозойском возрасте офиолитов, что однозначно вытекало и из геологических данных.

Новые датировки габбро-гипербазитовых комплексов, полученные в 2003-м и последующих годах, дали, однако, докембрийский возраст, что привело к осознанию необходимости пересмотра самого методического подхода к датировке офиолитов [Пучков, 2006].

поверхностное положение в результате обдукции, пространственно неравномерны, избирательны: в надсубдукционном клине возникают дунитовые тела, дайки пироксенитов, габбро и плагиогранитов (ближе к поверхности — и дайки долеритов, реже андезитов), которые отражают процессы выплавления островодужных магм, их движения к поверхности и дифференциации. В разных частях одного гипербазитового массива могут сохраняться следы как спрединговых, так и субдукционных процессов [Строение ..., 1990; Melcher et al., 1999]. Кроме того, важным механизмом, способным преобразовывать мантию, является ее частичное плавление под действием плюмов.

Следы многообразных и многостадийных преобразований гипербазитов различны, они могут выражаться в целом ряде признаков, из которых наиболее важными являются:

1. Геологические: присутствие в различной степени деплетированных или, наоборот, метасоматически обогащенных участков, преобразование которых можно отнести к принципиально различным стадиям; наличие складок полосчатости, смятых в складки дайкообразных тел дунитов, пересеченных более поздними телами нескладчатых, иногда сетчатых дунитов, дайками пироксенитов, габбро, плагиогранитов и др. (илл. 12а, б).

2. Структурно-петрологические: последовательное наложение метаморфических и деформационных процессов, характеризующих разные Р-Т условия. Так, в поднимающемся мантийном диапире Г.Н. Савельева и др. [1995] различают три типа последовательно проявляющихся процессов и соответствующих им метаморфических ассоциаций: а) субсолидусное пластическое течение и диффе-

ренция вещества при снижении температуры от 1150 до 800°C и давлении ниже 7–8 кбар; б) процессы локальной синдеформационной раскристаллизации вдоль зон с высоким поперечным градиентом скоростей деформации при температурах 950–800°C и в) метасоматическое взаимодействие остывающего рестита с просачивающейся базальтоидной магмой глубинного источника плавления. Заметим, однако, что роль флюидов и воздействия базальтоидной магмы не обязательно ограничивается созданием каемок высокоглиноземистого хромшпинелида вокруг высокохромистого ядра, амфиболитизацией и флогопитизацией ультрабазитов, описанных в [Савельева, Перцев, 1995]. Это только часть общей картины.

Просачивание недосыщенной кремнеземом глубинной магмы по межкристаллическим поровым пространствам и трещинам может на определенном этапе приводить к обратному эффекту: деплетированию перидотитов на пути следования магматического расплава, оставляющего за собой жилообразные дуниты. Как предполагается для массива Ланцо [Müntener et al., 2005], сплошное просачивание расплава через мантию и ее обогащение сменяется на термальном пике деплетированием вследствие фокусированного просачивания по образующимся дунитовым каналам.

При дальнейшем понижении температур по габброидам и вулканитам офиолитов образуются амфиболиты, эклогит-глаукофановые а затем и зеленые сланцы; по ультрабазитам — оливин-антигоритовые породы и более низкотемпературные серпентиниты. Наличие высокобарических комплексов (таких, как кечпельские или пусьркинские жадеититы, эклогиты и амфиболиты среди гипербазитов) указывает на субдукцию и последующую эксгумацию наряду с эклогит-глаукофановыми комплексами базитов. Проблема состоит в том, чтобы точно привязать к указанным этапам получаемые изотопные датировки.

В контексте данной проблемы главным представляется то, что все эти процессы не имели сплошного развития, оставляя возможность сохранения реликтовых участков. Зональность, пространственная неравномерность изменений мантийных тектонитов видна как в масштабах обнажений, так и при картировании крупных гипербазитовых массивов [Строение ..., 1990].

3. Минералогические признаки: присутствие в реликтовых участках зональных цирконов, хромшпинелидов, платиноидов, сульфидов, высокобарических минеральных ассоциаций, сохранившихся от предыдущих циклов Вильсона и вынесенных к поверхности в результате тектонической эрозии при рифтогенезе, всплывания при коллизионной эксгумации или иным способом.

4. Изотопные признаки: сохранение реликтовых изотопных соотношений, характеризующих

разные стадии одного цикла или предыдущие циклы Вильсона.

В последнее время, благодаря развитию методов изотопного анализа единичных зерен цирконов, стали известны парадоксальные, аномально древние возрастные датировки, не соответствующие геологическим данным о возрасте вмещающих вулканитов — как на Урале [Пучков и др., 2006] и др., так и в других регионах [Шарков и др., 2004; Бортников и др., 2005]. В случае цирконов эти явления могут быть связаны с контаминацией более древним веществом, содержащим эти «капсулы времени». Иначе чем контаминацией это и нельзя объяснить: в перидотитах в условиях дефицита кремнекислоты цирконы образоваться не могут; возможно только образование бадделита. Чтобы объяснить такую контаминацию, обычно изобретается одно или даже несколько (на выбор) объяснений *ad hoc* (например, наличие древнего кристаллического фундамента, или более экзотические — скажем, «застревание» древнего материала в малых, ролловых конвективных ячейках и др.). Иногда геологические данные оспариваются в пользу изотопных или геологические интерпретации приспособляются к ним. Возможно, однако, и более простое объяснение — то, что цирконы являются следом базитовой магмы, возникшей при частичном плавлении перидотитов и просочившейся при своем движении к поверхности Земли, оставляя на своем пути тугоплавкие минералы: хромшпинелиды, платиноиды, цирконы.

Стремясь к более универсальному объяснению этого феномена и учитывая высокую термохимическую устойчивость цирконов, приходится искать источники этих минералов в мантии. Давно известно, что мантия чрезвычайно неоднородна, и в ней, наряду с гипербазитами, находятся базиты в виде гранатовых пироксенитов и эклогитов [Глубинные ксенолиты ..., 1975]. Было сделано предположение, до настоящего времени не опровергнутое [Ефимов, Пучков, 1980], что в зонах спрединга, в пределах воздымающегося мантийного диапира, возможны ретроградные преобразования мантийных эклогитов в альпинотипные габброиды офиолитов. Предположение о неоднородности мантии получило мощное развитие в изотопно-геохимических исследованиях вулканизма, приведших к представлениям о множественности типов мантийных резервуаров и о возможности их смешения ([Грачев, 1998] и ссылки в этой публикации). В самое последнее время изучение изотопии кислорода, углерода и азота высокобарических минералов некоторых типов мантийных ксенолитов приводит к выводу, что эти ксенолиты могут быть образованы в результате субдукции древней океанической коры [Соболев, 2006; Тейлор и др., 2005].

Засорение детритовыми цирконами из субдуцируемых осадков предполагается для кытлымских дунитов расслоенного ПП на островодужной стадии

развития [Bea et al., 2001]; этот механизм, в качестве частного случая, приложим и к офиолитам.

Описанное нами [Пучков и др., 2006] попадание ксеногенных цирконов в островодужные комплексы приходится, однако, объяснять иным образом, что в данном случае подтверждается Sm-Nd систематикой вулканитов и отсутствием предпосылок для сохранения реликтов континентальной коры под Тагильской дугой. Предполагается, что под силурийскими островодужными постройками в надсубдукционном клине располагалась мантия, в которой, наряду с гипербазитами, находились метабазиты, в том числе — в верхних десятках км — ретроградно измененные. Последние могли подвергаться частичному плавлению под действием водного флюида, выделяемого слэбом, или под влиянием подъема перегретой, недосыщенной кремнеземом базальтовой магмы к поверхности, что приводило к контаминации последней зернами цирконов, обладающих [Mezger, Krogstad, 1997] весьма значительной тугоплавкостью и устойчивостью U-Pb системы. В случае прохождения магмы через эклогиты, могла иметь место также и ее контаминация гранатами соответствующего состава — находки подобных гранатов в вулканитах известны [Порошин, Багдасаров, 1980].

Вопрос о процессах, происходивших в перидотитовых массивах в переходной обстановке от рифтогенеза к медленному спредингу, обсуждался на примере массива Ланцо, офиолитов Лигурид и Иберийской зоны перехода к океану [Müntener et al., 2005; Kaczmarek, Müntener, 2005; Montanini et al., 2005 и др.]. Были предложены модели эксгумации древней литосферы из-под края континента по протяженным наклонным зонам срыва в условиях растяжения и поднятия мантийного диапира. Предполагается интенсивное взаимодействие древней мантии с расплавом, возникшим вследствие декомпрессии — сначала в форме широко проявленной фильтрации, а затем — «фокусированного» просачивания по узким зонам, с формированием дунитов (см. выше), — процессов, названных «астеносферизацией» мантии. Тем не менее, в указанных массивах сохранялись и реликты древней литосферы, отраженные в аномальных изотопных соотношениях (поздний палеозой для гранулитов, триас — ранняя юра для перидотитов), и эксгумированные высокобарические (до 2–3 ГПа) мантийные комплексы (рис. 49).

На Урале позицию, возможно аналогичную этим массивам, занимают некоторые краевые перидотитовые блоки зоны ГУР (напр. Миндяк, Нурали). Для таких массивов мы предлагали (см. выше) название «маргинальные офиолиты» [Пучков, 2000]. Для Нуралинского и Миндякского массивов предлагался также один из возможных сценариев развития, очень похожий на описанный для Ланцо [Spadea et al., 2003]. Авторы отмечали, что зональность

верхних частей этих массивов «типична для субконтинентальной и переходной от континентальной к океанической мантии (массивы западных Альп, Зебергед и Ланцо) гораздо в большей степени, чем для нормальной океанической литосферы».

В последнее время для ряда краевых гипербазитовых (существенно лерцолитовых) массивов Урала, считавшихся палеозойскими, получены докембрийские датировки. Это, в частности, Sm-Nd датировка для пород и минералов массива Сым-Кей: 604 ± 39 млн. лет [Гурская, Смелова, 2003]. Правда, в этом случае имеет место значительный разброс точек на Sm-Nd диаграмме, однако, по мнению В.Л. Андреичева [2004], совокупность данных говорит скорее в пользу позднедокембрийского возраста пород.

Для массивов Нурали и Миндяк [Tessalina et al., 2005] также получены докембрийские изохронные датировки. Для массива Нурали — Re-Os датировки: верлиты и хромиты 1243 ± 80 млн. лет; перидотиты (неуверенно) 536 ± 51 млн. лет. Для массива Миндяк — Re-Os датировки: габбро и клинопироксениты 804 ± 37 млн. лет; гипербазит 536 ± 51 млн. лет, и Sm-Nd датировки: перидотит по валу 882 ± 83 млн. лет; габбро и диорит по валу 540 ± 18 млн. лет. Авторы объясняют эти датировки предположением, что массивы являются частями докембрийской офиолитовой ассоциации тиманид. Такое возможно, но вышеизложенные представления об участии в этом процессе древней субконтинентальной литосферы на стадии перехода от рифтогенеза к спредингу океанического дна являются вполне конкурентоспособной альтернативой.

При этом особое внимание следует обратить на древние датировки габброидов, о чем уже было сказано. Если мы безоговорочно принимаем представления о том, что в офиолитовом разрезе только гипербазиты являются мантийными породами — тогда, конечно, древние габбро отвечают древней коре. Однако пока никто не опроверг наше предположение [Ефимов, Пучков, 1980] о том, что альпинотипные габбро, по крайней мере отчасти, могут быть продуктом ретроградного метаморфизма мантийных эклогитов.

Сведения Г.Н. Савельевой и др. [2006б] о вендском возрасте цирконов в хромитах рудопроявления Пай-ты Войкаро-Сынинского массива ($585,3 \pm 6$ млн. лет, U-Pb метод, SHRIMP II) говорят о двух вещах: 1) образование дунитов и ассоциирующих с ними цирконов и хромитов связано с просачиванием и фракционированием базитовых расплавов, импрегнировавших перидотиты; 2) мантийный тектонит, которому приписывают определенный возраст по геологическим признакам, может сохранять изотопные отношения, датирующие события его более ранней истории. При этом, как выяснилось из более поздних публикаций тех же авторов, наряду с вендскими цирконами (525 ± 6 млн. лет), имеется

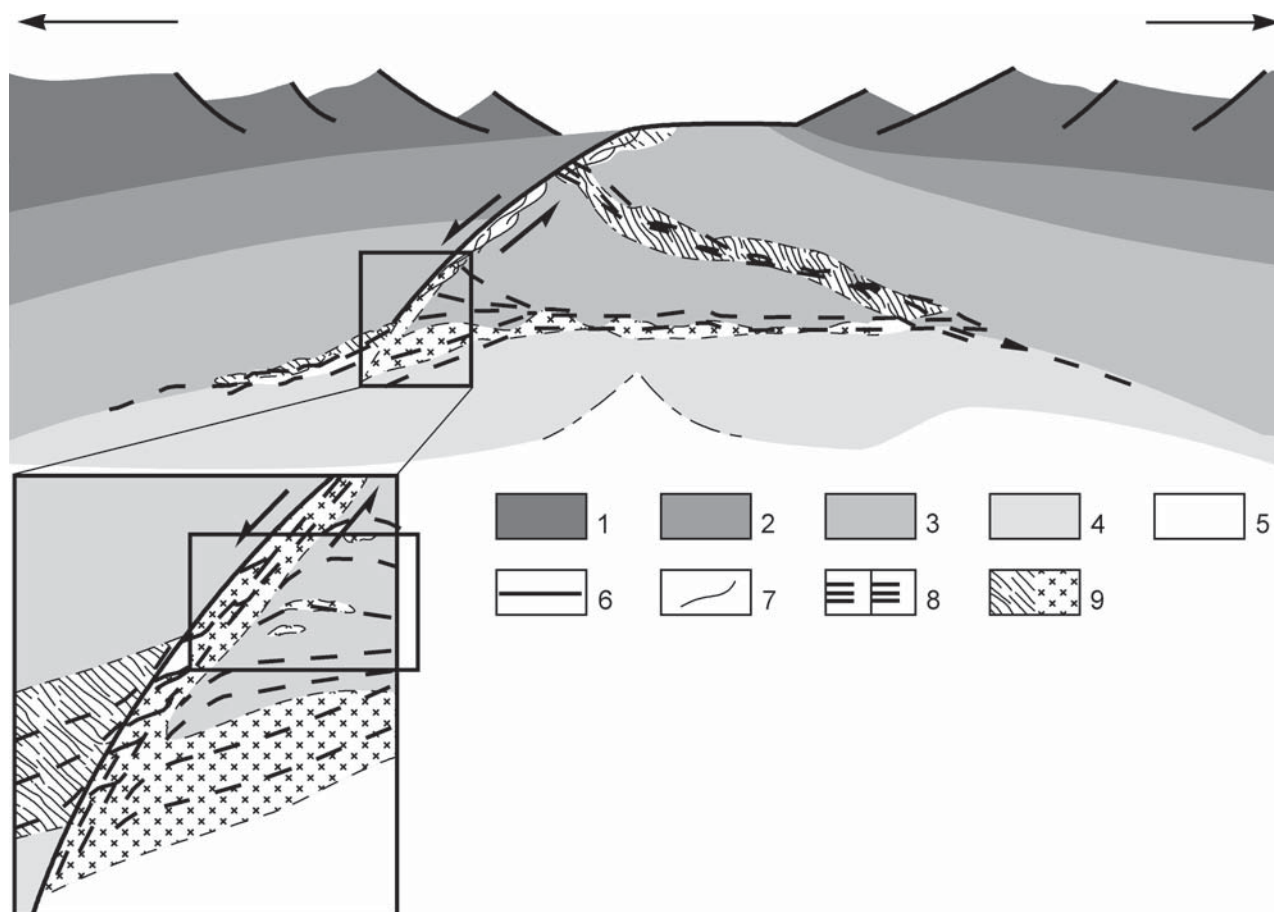


Рис. 49. Схема эксгумации перидотитового массива Ланцо в ходе рифтового процесса, предшествовавшего образованию океанической коры [Montanini et al., 2005]

Условные обозначения: 1 — континентальная кора, 2 — субконтинентальная мантия, 3 — хрупкая мантия литосферы, 4 — мантия, измененная процессами инфильтрации, 5 — астеносфера, 6 — зоны скальвания, 7 — разветвляющиеся зоны скальвания, 8 — высокотемпературные зоны скальвания, 9 — габбро (ранние/поздние)

Fig. 49. A scheme of exhumation of the peridotite Lanzo massif during a rifting process, preceding the formation of an oceanic crust [Montanini et al., 2005]

Explanations: 1 — continental crust, 2 — subcontinental mantle, 3 — brittle lithospheric mantle, 4 — mantle, changed by processes of infiltration, 5 — asthenosphere, 6 — shear zones, 7 — anastomosing shear zones, 8 — high-temperature shear zones, 9 — gabbro early/late

2 циркона с конкордантным возрастом 622 ± 11 и 2552 ± 25 млн. лет. Мантийное вещество существовало все это время (и ранее), а цирконы лишь отмечают какие-то события. Это может быть частичное плавление, рефертилизация, сильный прогрев и др. с участием базальтовой магмы.

Важный вклад в изучение истории мантии на Южном Урале внесен недавно при изучении SHRIMP-методом цирконов из дунитов, гранатовых пироксенитов и лерцолитов аллохтонного массива Крака [Краснобаев и др., 2008б]. Кроме реликтовых цирконов с максимальным возрастом 2037 ± 20 млн. лет и кластером цирконовых возрастов на 550–590 млн. лет, отвечающих тиманской орогении, по мантийным цирконам также определены интервалы: 440–480 млн. лет, что перекликается с вышеупомянутой датировкой ядра циркона в 467 млн. лет

(ордовик — лландовери, этап спрединга) и 410–360 млн. лет, коррелируемый с субдукцией и эксгумацией (рис. 50).

Итак, сохранение древних изотопных датировок в нижней, габбро-перидотитовой части разреза офиолитов, считающихся относительно молодыми, уже не может удивлять. Новые данные о таких случаях становятся все более разнообразными. Так, на примере молодых (90 млн. лет) офиолитов Тродоса показано, что «древний осмиевый модельный возраст (>800 млн. лет) перидотитов, принадлежащих молодой офиолитовой мантии, свидетельствует о том, что верхняя мантия Земли может сохранять древние гетерогенности изотопии осмия» [Батанова и др., 2006].

Несколько проще обстоит дело с определением геологического возраста верхних членов офиолито-

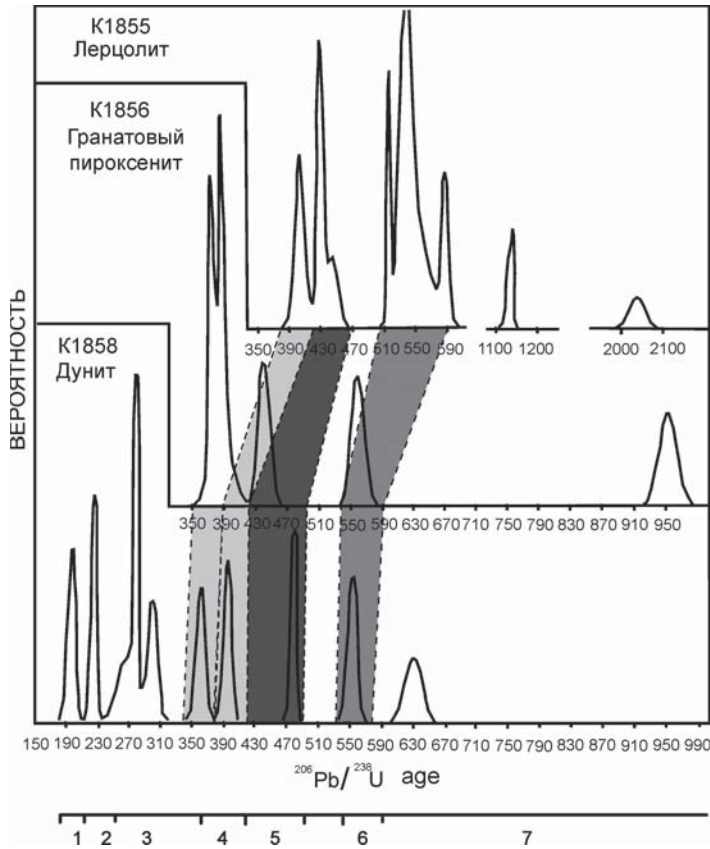


Рис. 50. Гистограмма вероятности возрастов цирконов из перидотитов массива Узянский Крака, по А.А. Краснобаеву и др. [2008б], с изменениями. Внизу ориентировочная геодинамическая интерпретация возрастных интервалов: 1 — древнекимерийская коллизия, 2 — суперплюм, 3 — коллизия типа континент — континент, 4 — субдукция и коллизия типа островная дуга — континент, 5 — океанический спрединг, 6 — коллизия тиманид, 7 — не идентифицированные датировки

Fig. 50. The probability curves of ages of zircons from peridotites of Uzyan Kraka massif [Краснобаев и др., 2008б] slightly modified. Below is a tentative geodynamic interpretation of the age intervals: 1 — Old Kimmerian collision, 2 — Triassic superplume, 3 — continent — continent collision, 4 — subduction and arc — continent collision, 5 — ocean floor spreading, 6 — Timanide collision, 7 — unidentified dates

вой ассоциации, в том числе по возрасту пелагических осадочных пород 1-го слоя океанической коры. Однако и здесь есть определенные проблемы. Пелагические осадки древнего 1-го слоя коры могут быть в достаточной мере конденсированными и отвечать большому стратиграфическому интервалу. Так, по периферии Магнитогорской зоны [Пучков, 2000], на ее северном продолжении в Арамилско-Сухтелинской зоне [Сначев и др., 2006] и, вероятно, под этой зоной ордовикско-лландоверийские толщи подушечных лав, яшмоидов и углито-кремнистых сланцев перекрываются авулканогенными глубоководными углито-глинисто-кремнистыми сланцами венлока — пржидола и разнообразными, тоже авулканогенными, кремнисто-песчанисто-олигостромовыми отложениями лохкова — прагиена, которые можно считать океаническим чехлом (аналогом мел-кайнозойских осадков молодых океанов). В этих случаях возраст офиолитов должен определяться по наиболее древним датировкам низов первого слоя коры. Многочисленные находки конодонтов в яшмоидах среди подушечных базальтов верхов офиолитового разреза ни раньше, ни теперь не опускали возраст офиолитов ниже аренига — лландейло ([Пучков, 2000] и ссылки на более поздние публикации: [Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006; Рязанцев и др., 2008; Бороздина и др., 2004; Смирнов и др., 2004 и др.]).

По этой причине попытка представить историю Уральского палеоокеана [Самыгин, Руженцев, 2003],

как сквозное развитие с докембрия, опирается в абсолютное отсутствие поздневендско-тремадокских пелагических осадочных пород в ассоциации с подушечными лавами. Это хорошо увязывается с фактом широкого развития на Урале поздневендских моласс и позднекембрийско(?)—среднеордовикских (преимущественно нижнеордовикских) рифтогенных фаций по краю континента Балтики и на Восточно-Уральском микроконтиненте [Puchkov, 2002b; Сначев и др., 2006].

Есть ли на Урале офиолиты более молодые, чем ордовик — лландоверий? Исходя из формальных соображений, можно считать, что базальты начальных стадий развития зон субдукции принадлежат офиолитам ([Пучков, 2000; Белова и др., 2010] и ссылки в этих публикациях). Тектонофизические данные говорят в пользу такой точки зрения. R. Stern [2004] различает два типа обстановок, в которых происходит заложение зон субдукции. Случай вынужденного заложения связан с заклиниванием зоны, вызывающим ее перескок. В случае же спонтанного заложения, когда сходятся легкая молодая и тяжелая старая плиты (возможно, по сдвигу), одновременно с началом погружения тяжелой старой плиты начинается процесс спрединга в месте, которое затем становится преддуговой зоной. Спрединг связан с поднятием мантийного диапира, который занимает место, освобожденное погружающимся слэбом (дуги Идзу — Бонин — Марианская и Тонга — Кермадек). В то же время, M. Gurnis et al. [2004], производя числовое моделирование процесса, исходили из того, что во всех случаях начало субдукции — вынужденное; оно происходило в условиях сжатия и коробления надсубдукционной плиты (включая преддуговые зоны обеих дуг, о чем говорят поднятия, запечатленные в размывах и конгломератах). Однако и эти авторы дают два сценария

для заложения зон субдукции: один — с непрерывной конвергенцией в условиях постоянного сжатия и второй — с диапиром и растяжением вслед за начальным сжатием.

Рассмотренные модели для двух последних из упомянутых дуг предусматривают образование офиолитов в зонах зарождающейся субдукции в условиях локального растяжения (медленного спрединга) и привноса значительных количеств водного флюида (последнее нехарактерно для СОХ). Отличия их от офиолитов СОХ заключаются в «островодужной» геохимии базальтов, наличии бонинитов, преобладании пироксенитов над тоналитами и большей деплетированности перидотитов, которая выражается, в частности, в высокой хромистости шпинелей. Такой спрединг можно назвать преддуговым. К офиолитам такого типа, вероятно, принадлежат базальты низов баймак-бурибайской свиты Южного Урала (эмс) вместе с сопровождающими их дайками [Косарев и др., 2005]. Не исключено также, что еще до начала вулканизма магматизм, сопровождающий заложение зоны субдукции, выразился в образовании восточно-хабарнинского дунит-верлит-габброноритового комплекса (см. ниже).

На Среднем и Северном Урале к аналогичным комплексам могут быть отнесены низкокальциевые низкотитанистые базальты кривинского комплекса, отчасти базальты мариинской, кабанской, шемурской свит (ордовик — низы силура) [Наркисова, 2005; Бороздина, 2006; Петров, 2006].

Более известен задуговой спрединг. Образование задуговых бассейнов происходит несколькими путями: отгораживанием, как Филиппинская котловина, пулл-апартовым способом, как Андаманское море, или рифтово-спрединговым механизмом, как Японское море. Для последнего из механизмов предложен целый ряд моделей [Tamaki, Nonza, 1991], но наиболее перспективной кажется возможность связать задуговое растяжение с отступанием перегиба слэба (trench rollback) и с увеличением угла наклона зоны субдукции вследствие утяжеления слэба и уменьшения скорости субдукции [Лобковский и др., 2004, стр. 170].

На Урале ярким примером относительно молодых офиолитов является описанный в Мугоджарах актогайский комплекс габбро, параллельных даек (илл. 13) и подушечных лав, навряд ли сильно оторванных по возрасту от кремней, датированных эмсом, в вышележащих базальтах куркудукской свиты. Наиболее вероятна их раннесубдукционная — преддуговая или задуговая природа.

Теперь, после рассмотрения вопросов о возрасте и распространении раннепалеозойских рифтовых и океанических формаций на Урале, мы можем с большим основанием перейти к анализу альтернативных гипотез происхождения Палеоуральского океана.

Заложение Палеоуральского океана и образование пассивной континентальной окраины

История вопроса

С первых шагов плейт-тектоники на Урале, когда было осознано, что Уральское складчатое сооружение возникло на месте океанического бассейна, встал вопрос о его возрасте и способе образования. Прямых данных для этого было недостаточно. Большое значение приобрели в это время представления о рифтовых и батияльных комплексах, дававших косвенные основания для суждения по этому вопросу [Пучков, 1974]. На Тектонической карте Урала м-ба 1:1 000 000, созданной под редакцией А.В. Пейве и С.Н. Иванова, и в объяснительной записке к ней [Тектоника Урала, 1977] характеристике рифтогенных, грабеновых фаций позднего кембрия — раннего ордовика было уделено довольно большое внимание. Было показано, что на западном склоне Урала эти образования представлены терригенными отложениями переменной мощности, с вулканитами (преимущественно субщелочными базальтоидами). Вверх по разрезу они переходят в батияльные фации с возрастом в интервале ордовик — ранний карбон. Последующие исследования в отдельных районах [Формации ..., 1978; Дембовский и др., 1990; Шишкин, 2003 и др.] и систематический обзор всех накопленных данных [Puchkov, 2002b] в целом подтвердили наличие фаунистически датированных рифтогенных комплексов преимущественно раннеордовикского возраста в Сакмарской зоне, на Среднем Урале к востоку от Бардымского аллохтона, в Лемвинской и Байдаратской зонах. Была подтверждена также прослеживаемость батияльных фаций, залегающих аллохтонно на разновозрастных шельфовых, и автохтонно — на предшествующих им рифтовых, вдоль ГУР в эрозионных останцах на всем протяжении последнего.

Отметим, что в основу указанной тектонической карты было, помимо прочего, положено представление, что вслед за эпиконтинентальным рифтогенезом последовал спрединг, с новообразованием океанической впадины. Полной ясности в вопросе о возрасте низов океанического разреза не было вследствие их плохой стратиграфической изученности.

В дальнейшем возраст базальт-яшмовых толщ, лежащих в основании разреза палеозойских отложений океанического или субокеанического типа, был существенно уточнен по конодонтам; итоги этой работы опубликованы в серии статей и последующей монографии [Формирование ..., 1986]. Оказалось, что датировки низов разрезов подушечных лав с прослоями яшмоидов нигде не древнее

аренига — лландейло. Этот эмпирически установленный нижний возрастной предел формирования океанической коры прекрасно согласовывался с возрастом предшествовавших грабеновых формаций (преимущественно тремадок). За последующие 20 лет, несмотря на большое внимание к этому вопросу, существенных изменений в палеонтологической датировке низов вулканогенно-кремнистых толщ океанического разреза не произошло [Иванов, 1998; Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006; Рязанцев и др., 2005, 2008; Бороздина и др., 2004; Бороздина, 2006; Смирнов и др., 2004]. Лишь в последней из этой серии публикаций [Смирнов и др., 2006а] время образования океанической коры для Среднего Урала устанавливается как граница среднего и верхнего ордовика, когда возникли островодужные формации. Этот рубеж, однако, надо рассматривать как верхний предел времени формирования океанической коры: чтобы возникла островная дуга, надо субдуцироваться уже сформированной океанической литосфере. Само время процесса формирования океанической коры отождествляется на Среднем Урале с немой выйской свитой, ограниченной разломами, возраст которой устанавливается по далеким корреляциям с Приполярным Уралом [Бороздина, 2006], и в связи с предположением, что она согласно перекрывает палиническую свиту среднеордовикского возраста и подстилает кабанскую — верхнего ордовика — нижнего силура [Смирнов и др., 2006а]. Однако в зоне ГУР скорее всего имеют место не нормальные стратиграфические последовательности свит, а совмещение разновозрастных комплексов разного фациального характера, с их существенным тектоническим сближением. Тем не менее, присутствие в выйской свите двух типов толеитов — сходных с СОХ и со впадиной Афар по диаграммам РЗЭ — заслуживает пристального внимания. Уловить и убедительно доказать точное время перехода от образования шелевых офиолитов к спредингу открытого океана еще, видимо, предстоит. Однако заметим, что принимать впадину Афар в качестве эталона континентального рифта было бы рискованно: в своей западной части это, безусловно, шель с разрывом сплошности континентальной коры, заполненная базальтами. Это легко видеть, если попытаться реконструировать положение Аравийского полуострова, «закрыв» шель Красного моря, Если принять базальтовое плато Афар за континентальное образование, оно будет «мешать» реконструкции.

Как бы то ни было, в пользу новообразованного характера палеоокеана и его раннепалеозойского возраста говорили и другие данные, в частности, вывод об азимутальном несогласии между уральскими складчатыми структурами, наследовавшими образованную в ордовике границу континент — океан, и более ранними структурами байкалид (тиманид) — о чем уже говорилось раньше.

Данные, полученные в 70-е годы [Тектоника Урала, 1977], были учтены [Zonenshain et al., 1990] при палеоконтинентальных реконструкциях. При этом на реконструкциях для раннего палеозоя было показано, как на краю Восточно-Европейского континента, обращенном к Азиатскому океану, в ордовике заложилась система рифтов, которая затем в силуре переросла в результате океанического спрединга в новообразованный Палеоуральский океан с серией отколотых микроконтинентов: Уват-Хантымансийским, Уралтауским и Мугоджарским, которые и отгораживали Палеоуральский океан от более древнего Азиатского. На юге в среднем ордовике заложилась Губерлинская островная дуга.

Альтернативная гипотеза, не противоречившая, однако, вышеуказанным данным, была предложена позже [Пучков, 2000; Puchkov, 2001]. В ее основе — представление о суперконтиненте (Паннотия, Пантерра), который, возможно, возник как общее следствие сближенных во времени позднепротерозойских орогений (тиманской, кадомской, бразилианской, панафриканской), спаявших серию континентов, и просуществовал короткое время в начале палеозоя. Другой важный момент, положенный в основу такого предположения — вывод о двух глобальных эпохах рифтогенеза [Пучков, 2003]. 1. Позднерифейско-вендская, вписывающаяся в процесс распада Родинии и определившая конфигурацию Лаврентии и частично Балтики (она проявилась в Аппалачах, Гренландии, Скандинавии, зоне Тейссейра-Торнквиста, и по Урало-Тиманской периферии Балтики). Ранняя фаза этой эпохи перекликается по времени с рифтогенезом на северо-восточной периферии Гондваны, приведшим к образованию целого ряда террейнов, впаянных позже в Казахстанский континент и Алтае-Саянскую область. Поздняя ее фаза (венд) совпадала по времени с позднепротерозойскими орогениями, о которых говорилось выше. 2. Позднекембрийско-раннеордовикская, проявившаяся на юго-западной, восточной и южной (?) окраинах Балтики, северо-западной окраине Гондваны, восточной и северной окраине Сибири (последние данные менее известны, однако этот вывод следует из публикации М.Д. Булгаковой [1991]).

Если первая фаза определенно связана с распадом Родинии, то вторая может быть связана с распадом Пантерры. Автор отдает себе отчет в том, что гипотеза континента Пантерры (ее усеченный вариант — гипотеза Евросибирии) противоречит некоторым из существующих на сегодня палеоконтинентальных реконструкциях, помещающих Балтику далеко от Сибири и Гондваны (например, [Куренков и др., 2002]). Однако сами эти реконструкции находятся в состоянии перманентного пересмотра. Опубликованные с участием автора материалы по

палеомагнетизму ордовика Урала [Свяжина и др., 2003, 2004] также входят в противоречие с прежними реконструкциями и помещают Балтику на широту Сибири, как раз напротив восточной окраины последней.

Особого внимания заслуживала также гипотеза, названная «*Baltica upside down*». В свое время ряд ведущих палеомагнитологов пересмотрел положение Балтики в реконструкциях Родинии, при которых Урало-Тиманская окраина Балтики оказывается частью пассивной окраины Родинии. На новых реставрациях для неопротерозоя [Harz, Torsvik, 2002; Meert, Torsvik, 2003; Cocks, Torsvik, 2005, 2006] Балтика обращена Урало-Тиманской окраиной к Гондване, что позволяет допускать их коллизию в позднем венде. Однако позже, [Walderhaug et al., 2007], главный автор упоминаемой гипотезы (Т. Торсвик) отказался от нее для периода 750–615 млн. лет под давлением новых фактов. Подробнее об этом и о следствиях для палеотектонических реконструкций было сказано в разделе «Тиманиды», где приводится новый вариант палеоконтинентальной реконструкции для позднего венда, удовлетворяющий представлению о новообразовании Палеоуральского океана в ордовике (рис. 39).

Современное состояние вопроса

Сравнительно недавно появилась целая серия публикаций [Самыгин, Руженцев, 2003; Руженцев, Самыгин, 2004 и др.], в которых проводится идея об унаследованном развитии Палеоуральского океана с позднего протерозоя, по крайней мере с венда. Эта модель противоречит обоим предыдущим, основанным на предположении, что Палеоуральский океан — новообразование. Заметим, что эта модель принципиально не использует сведений, положенных в основу предыдущих. В качестве основных аргументов в пользу новой точки зрения приводились следующие: **1.** несовпадение структурных планов доуралид и уралид не наблюдается в пределах собственно палеоокеанического сектора; **2.** рифтогенные комплексы начинают разрез Сакмаро-Кракинской зоны — частной окраинно-континентальной структуры, и для восточных зон Урала не характерны; **3.** Магнитотектонические реконструкции показывают, что в позднем докембрии — кембрии Восточный палеоконтинент и Палеосибирь отстояли друг от друга на значительном расстоянии. В качестве дополнительного аргумента **(4)** приводится вывод о наличии дотремадокской океанической коры в восточно-эбетинском и максютовском комплексах. Кроме того, **(5)** используется тенденция к возрождению представлений об ордовикском возрасте губерлинской свиты. Наконец, **(6)** используются также заключения А.Г. Вологодина о наличии кембрия в максютовском комплексе.

Разберем эти аргументы по существу.

1. Поскольку докембрийское основание глыбо погружено под Тагило-Магнитогорской зоной, речь может идти только о структурных взаимоотношениях доуралид и уралид в Восточно-Уральской и Зауральской зонах. Вспомним, однако, каковы условия обнаженности в этой равнинной, преимущественно степной области. Ни в одном из известных автору обнажений они не позволяют наблюдать непосредственные соотношения докембрия и палеозоя; подошва ордовикских отложений нигде не видна; докембрий доказывается почти исключительно на основании изотопных датировок; фаунистически охарактеризованный кембрий (нижний) известен в единственном на всем восточном склоне Урала месте, на р. Санарке, и взаимоотношения линз кембрийских известняков и вмещающих их терригенных отложений скорее всего такие же, как в Сакмарской зоне (т.е. взаимоотношения олистолитов и матрикса). При этом совместная деформированность и метаморфизованность докембрия и палеозоя обычно значительно выше, чем на западном склоне Урала. Именно здесь проходит Гранитная Ось Урала.

2. В этих условиях о взаимоотношениях образований докембрия и палеозоя мы можем судить, лишь используя формационный анализ. Выше было показано, что к востоку от ГУР рифтовые формации присутствуют.

3. Мое мнение о надежности магнитотектонических построений для раннего палеозоя и протерозоя (не в концептуальном плане, а в деталях) — см. выше.

4. Сведения о присутствии фрагментов офиолитов в эбетинском и максютовском комплексах говорят только о том, что они там находятся. Большинство исследователей, работавших в последние годы на Урале, не отвергает представление о том, что события конца докембрия в Сакмарской зоне носили конвергентный характер, а в тремадоке произошло раскрытие нового океанического бассейна [Самыгин и др., 2005; Рязанцев и др., 2005, 2008]. К тому же, если на Южном Урале простираются доуралид и уралид совпадают, то на севере доуралиды разворачиваются в северо-западном направлении, и разрозненная докембрийская офиолитовая ассоциация в ядре антиклинали Енгане-Пе [Scarrow et al., 2001] подчиняется структурам неуральского простираения и не может служить аргументом в пользу унаследованности Палеоуральского океана. Наоборот: рифейские офиолиты здесь были деформированы задолго до начала ордовика. Этот вопрос был нами подробно обсужден в предыдущих разделах.

5. В свое время наши находки девонских конodontов в типовых разрезах губерлинской свиты позволили поставить под вопрос ее валидность. Новые данные [Рязанцев и др., 2005, 2008; Борисе-

нок, Рязанцев, 2005] привели к частичному восстановлению ее статуса, как и статуса Губерлинской островной дуги. Вопрос достаточно тонкий: если дуга и существовала, она была довольно эфемерной: по [Рязанцев и др., 2008] конвергентные условия возникли в конце лланвирна и сменились растяжением в позднем ордовике. Однако я не вижу смысла далее обсуждать здесь этот вопрос. Если мы и вернемся к представлению [Zonenshain et al., 1990] об ордовикской губерлинской островной дуге, то и это не может иметь прямого отношения к доказательству или опровержению идеи сквозного развития Палеоуральского океана.

6. Многочисленные заключения о находках кембрийской фауны в разрезах метаморфических толщ всего западного склона Урала — от Сакмарской зоны до полярных широт, данные когда-то А.Г. Вологдиным, многократно перепроверены, признаны ошибочными и давно уже не использовались ни в практике геологосъемочных работ, ни при составлении Унифицированных стратиграфических схем Урала. Сейчас они вдруг понадобились, но тогда надо их повторить.

Итак, вне зависимости от варианта новообразования (раскалывание или обкалывание более крупного континента), развитие океана в Тимано-Уральском регионе не было сквозным, с протерозоя. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1. Наличие азимутальных несогласий между уралами и протерозойскими складчатыми областями, включая поздненевендские тиманиды, к западу от Главного Уральского разлома (илл. 3, 4). В восточных районах Урала нижний (доордовикский) этаж среди океанических формаций не выявлен и, вероятно, не существует; взаимоотношения уралид и доуралид сильно затушеваны тектонометаморфическими процессами уралид и плохой обнаженностью Восточно-Уральской и Зауральской зон. 2. Наличие ордовикских рифтовых формаций как на западном склоне Урала, так и в его восточных районах (рис. 46). 3. Практическое отсутствие фаунистически доказанного кембрия на Урале; абсолютное его отсутствие среди океанических и субокеанических формаций, в чем заключается фундаментальное отличие Урала от более восточных регионов Урало-Монгольского пояса, где кембрий входит в разрезы офиолитов и бативальных комплексов наряду с ордовиком и хорошо там известен. 4. Присутствие докембрийских офиолитов или их следов на Урале лишь как элементов доуральского тектонического цикла: в виде заполнения докембрийских сутур, в виде докембрийских метаморфитов высоких ступеней или в качестве обломочного детрита в основании разреза уралид (илл. 4). 5. Некорректность опубликованных для ордовика реставраций континентов, где Балтика показана в высоких и средних широтах (сравнить со [Свяжина и др., 2003]).

Геодинамика развития континентальной окраины

Одновременно с океаническим спредингом на месте оставшейся половины 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, 2000; Puchkov, 2002b].

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 одного из ограничений Восточно-Европейского континента (Балтики). В силуре этот континент стал частью более крупного континента, Лавруссии, благодаря столкновению Балтики с Лаврентией [Ziegler, 1999]. Окраина имела длительную историю, начавшуюся в позднем кембрии как результат раскалывания или обкалывания более крупного континента или суперконтинента. Вопрос этот не решен до конца. Альтернативные концепции рассмотрены выше.

Характер пассивной континентальной окраины на севере и юге региона отличался, что отразилось впоследствии на морфологии складчатых структур. На юге лежит кратонный кристаллический фундамент, переработанный тиманской складчатостью вблизи ГУР. К северу от Полюдова кряжа фундамент полностью представлен тиманидами (рис. 51). Соответственно, глубина до фундамента сильно колеблется — 10 км на юге и 6 км на севере в осевых частях авлакогенов. Наоборот, мощность палеозойского чехла на севере значительно превышает мощность его на юге (пять км против трех), в основном за счет слабого развития ордовикско-нижнедевонских отложений в ВУО. В целом наблюдается типичная для шельфов пассивных окраин тенденция увеличения мощности осадков в сторону океана (рис. 52).

В основании разрезов пассивной окраины иногда наблюдаются рифтовые формации, охарактеризованные выше (рис. 46, 53А). Важным компонентом рифтовых формаций являются субшелочные вулканиты, сопоставимые с магматическими комплексами рифтов. Эти вулканиты имеют важное значение как геодинамические индикаторы, однако масштаб их проявления не следует переоценивать. В классификации ([Geoffroy, 2005] и ссылки там же), предлагающего, наряду с рядом других исследователей, делить пассивные континентальные окраины на вулканические и невулканические,

Рис. 51. Упрощенная схема строения кристаллического фундамента континентальной окраины Балтики в палеозое [Puchkov, 2002b]

Условные обозначения: 1–3 — кратон: 1 — преимущественно архейские пояса, переработанные в палеопротерозое, 2 — преимущественно палеопротерозойские пояса, 3 — рифейские авлакогены; 4–7 — тиманиды: 4 — антиклинории, 5 — синклинории, 6 — предгорный прогиб, заполненный вендской моласой, 7 — офиолиты тиманид; 8–10 — геологические границы: 8 — разломы, 9 — ГУР, 10 — западная граница уралид

Fig. 51. The simplified structural scheme of crystalline basement of Baltica continent

Symbols: 1–3 — Craton: 1 — Archean foldbelts, reworked in the Paleoproterozoic, 2 — mostly Paleoproterozoic foldbelts, 3 — Meso- and Neoproterozoic aulacogens; 4–7 — Timanides: 4 — anticlinoria, 5 — synclinoria, 6 — foredeep filled with molasse, 7 — ophiolitic suture zone (Late Riphean); 8–10 — geological boundaries: 8 — faults, 9 — MUF, 10 — the western boundary of Uralides

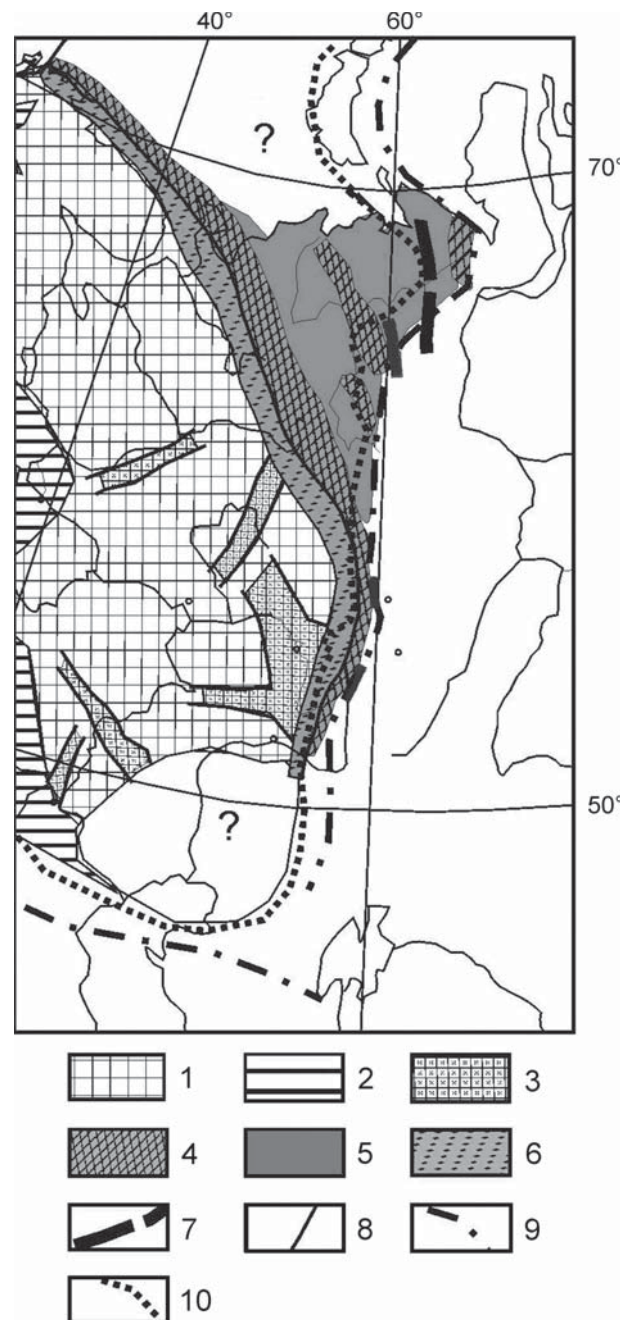
раннепалеозойская окраина Палеоуральского океана ближе ко вторым: здесь нет больших трапповых полей и не ощущается проявления андерплейтинга, характерных для окраин первого типа.

Процессы осадконакопления занимали в ордовике и силуре на севере окраины значительно большие площади, чем на юге; область широкого распространения этих осадков совпадает с территорией тиманид; кратон в это время был приподнят. Уравнивание осадконакопления между севером и югом произошло с такатинского времени (поздний эмс), когда опускания и трансгрессия начали распространяться и на территорию ВУО.

До позднего девона (а на севере — до начала визе) тектоническая активность на окраине была в целом слабой; следует упомянуть, однако, эпизод рассеянного рифтогенеза в девоне (рис. 54), сопровождавшегося вулканизмом. Распространение девонского вулканизма на обширные территории Восточно-Европейской платформы (как и Сибирской) позволило интерпретировать эти явления как суперплюмовые [Veumarn et al., 2004] и ссылки там же). Гигантский субмеридиональный дайковый комплекс девонских долеритов выявляется на западном склоне Урала [Пучков, 2010]. Была попытка [Nikishin et al., 1996] представить девонские дайки, грабены и сопровождающий их трапповый магматизм как результат задугового растяжения, однако, по нашим данным, именно в позднем девоне Магнитогорская дуга столкнулась с Балтикой, так что это объяснение не проходит.

Анализ фаций осадков, накопившихся на всей окраине, с ордовика по поздний девон — ранний карбон, позволяет выделять шельфовую, батальную и иногда абиссальную зоны.

Осадконакопление на шельфе управлялось взаимодействием постоянного медленного опускания окраины и эвстатических колебаний уровня



моря. Так, в периоды регрессий рифовые постройки концентрируются на внешнем краю шельфа (илл. 9), а при трансгрессиях рассеиваются в его внутренних частях. Начало трансгрессии характеризуется формированием кварцево-терригенных формаций; терригенный материал проникал по каньонам в глубоководную зону, образуя специфичный кварцито-кремнистый флиш. Пик трансгрессии отмечается развитием карбонатных мелководных, часто мощных биогермных и относительно глубоководных, конденсированных доманиковых формаций на шельфе (рис. 54) и конденсированных кремнистых — в батальной и абиссальной зонах.

Некоторые особенности развития шельфа окраины могут быть продемонстрированы на сейсмо-

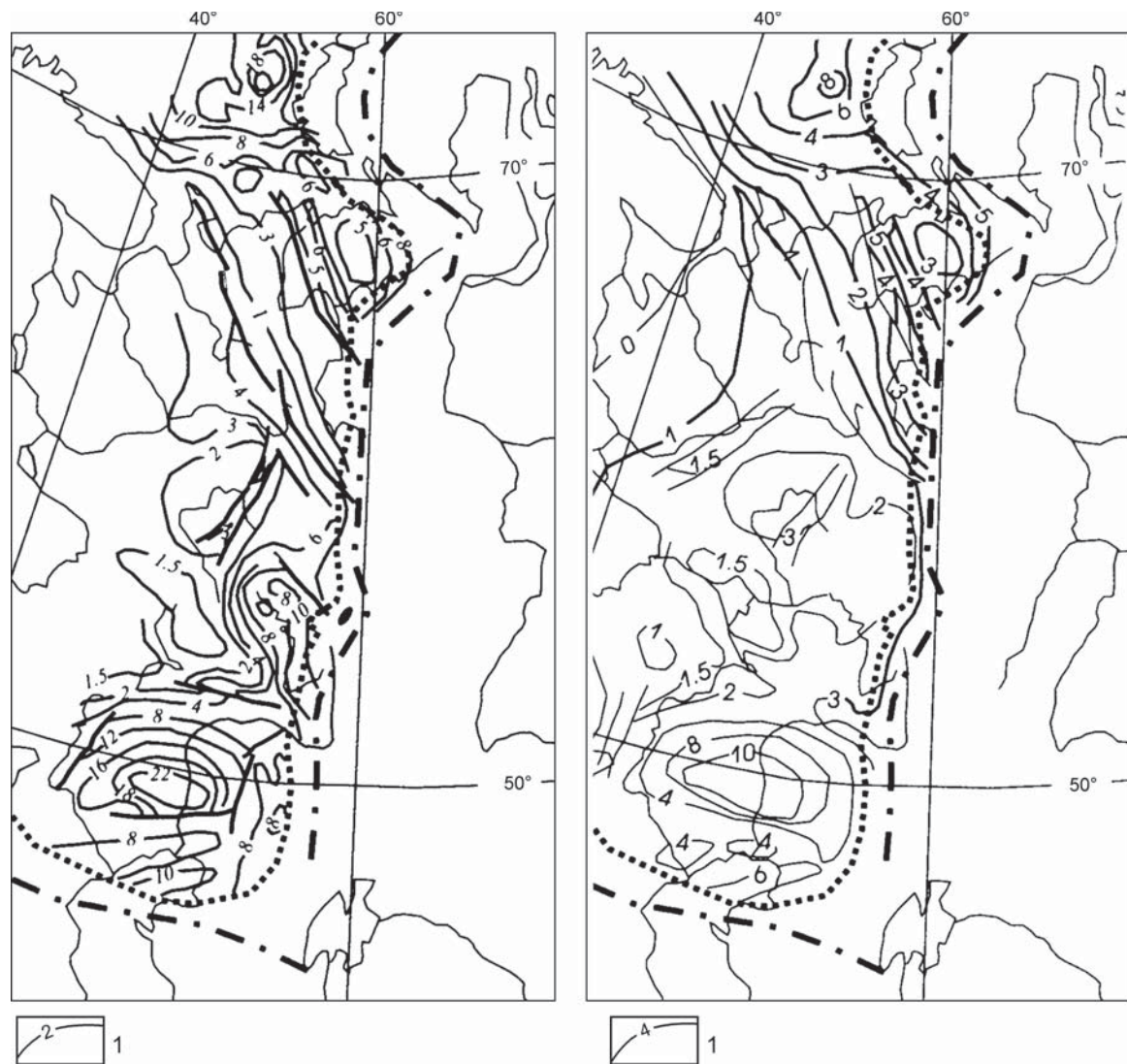


Рис. 52. Распространение осадков на восточной окраине Балтики

Слева — изоглубины до кристаллического основания (1), справа — изопакиты венд-палеозойского чехла (1). Остальные условные обозначения — на рис. 51

Fig. 52. The development of sediments at the eastern margin of Baltica

To the left: Isopleths of depth to the crystalline basement, km. To the right: isopleths of thicknesses of the Paleozoic (Ordovician to Lower Permian) pre-molasse sediments. The other symbols are in the Fig. 51

стратиграфической схеме ВУО (рис. 55) и схеме формаций осадочного чехла ТПБ (рис. 56). Схемы структур Приуральской платформенной окраины, разрезы которых охарактеризованы на этих схемах, даны на рис. 57 и 58.

В пределах ВУО после образования в венде (отражающий горизонт II) самой нижней части осадочного чехла, связанной с тиманской складчатостью (см. рис. 12), осадочный процесс резко пошел на убыль, будучи сосредоточен, по-видимому, в нескольких грабенообразных впадинах (подошва ордовика — отражающий горизонт O). На Урале, в сторону внешней части шельфа, полнота разреза увеличивается за счет появления ордовикской грабеновой

формации, ордовикско-раннедевонской надформации слоистых известняков и глинистых сланцев и, локально, линейно развитой силурийско-девонской формации барьерных рифов. Силурийско?-раннедевонская грязнушинская свита на сейсмопрофилях не отражается и выделена по спорово-пыльцевым комплексам в керне скважин. С образованием резко диахронного базального горизонта девона (горизонт Д) начинает формироваться наиболее мощный и непрерывный комплекс осадков, включающий палеозой, а местами и мезо-кайнозой. В целом комплекс представляет собой сочетание мелководных шельфовых карбонатных (доломитизированные известняки) и терригенных осадков. Наблюдаются

переходы в лагунные и континентальные осадки; последние нередко образуют сложнейшие заполнения речных долин, выраженные в микросейсмofациях типа палеоделът и структур типа shoe-string или рукавообразных.

На детальных профилях ОГТ выделяются микросейсмofации рифовых массивов и межрифовых

глубоководных впадин Камско-Кинельского типа (фран – турне), а также терригенные клиноформные фации заполнения этих впадин (ранний визе). На профилях отражающие горизонты этих сейсмofаций выражены как локальные.

Горизонтом, прослеживающимся в данном комплексе осадков практически на всей территории

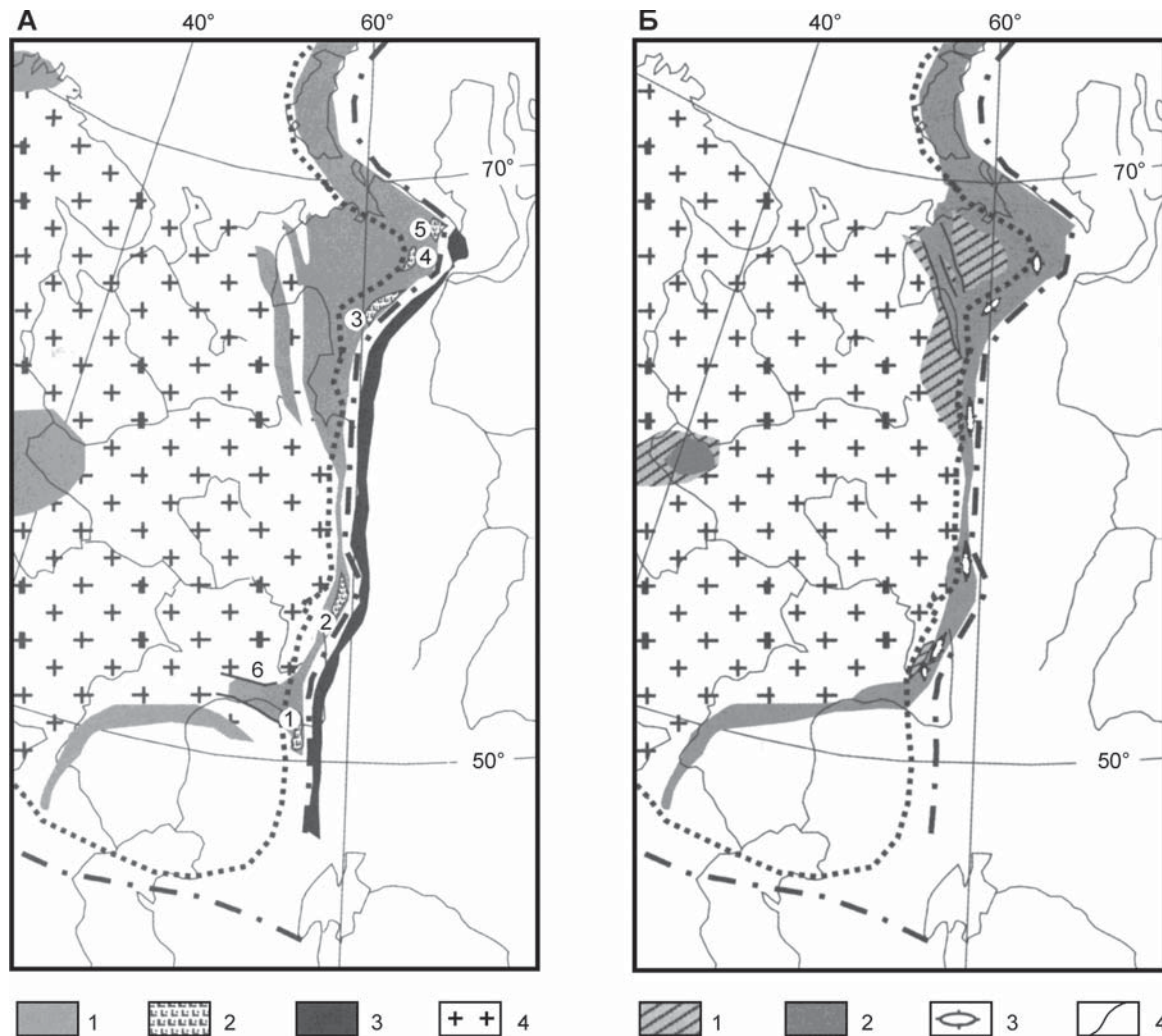


Рис. 53. Характер осадконакопления на восточной окраине Балтики в раннем палеозое

А — схема для ордовика. Условные обозначения: 1 — область современного распространения ордовикских шельфовых отложений, 2 — области развития ордовикских рифтовых комплексов, 3 — ордовикские офиолиты, 4 — выступы кристаллического фундамента. Цифры 1–5 на схеме — области развития рифтовых формаций с вулканитами: 1 — Сакмарский аллохтон, 2 — Нижнесергинский аллохтон, 3 — Лемвинский аллохтон, 4 — Манитанырдский район, по Б.Я. Дембовскому, 5 — Байдаратский район. Другие обозначения на рис. 51

Б — схема для силура — раннего девона (до эмса). Условные обозначения: 1 — области развития только силурийских отложений на максимуме трансгрессии, 2 — области совместного развития силурийских и раннедевонских — лохковских и пражских отложений, 3 — барьерные рифы, 4 — наложенные, пост-пражские сбросы Печоро-Колвинской рифтовой системы. Остальные обозначения — на рис. 51

Fig. 53. The character of sedimentation in the Early Paleozoic at the eastern margin of Baltica

A — The Ordovician complexes at the margin of Baltica. The symbols in the boxes: 1 — the areas of modern development of the Ordovician shelf sediments, 2 — the areas of development of the Ordovician rift complexes, 3 — the Ordovician ophiolites, 4 — the areas where the Ordovician is absent (uplifts of basement). **The numbers in the Figure 1–5 — the areas of development of rift complexes:** 1 — Sakmara allochthon, 2 — Nizhnie Sergi area, 3 — Lemva zone, 4 — Manitanyrd area, 5 — Baydarata area. The other symbols are in the Fig. 51.

B — The areas of modern development of the Silurian and Lower Devonian (pre-Emsian) shelf sediments. Symbols: 1 — areas of modern development of only Silurian shelf sediments, 2 — areas of modern development of Silurian and Devonian (Lochkovian and Pragian) shelf sediments, 3 — barrier reefs, 4 — Devonian (post-Pragian) normal faults of the overprinted Pechora-Kolva graben system. The other symbols are in the Fig. 51

провинции, является терригенная угленосная свита среднего визе C_1h , которая обычно маркируется на сейсмопрофилях как горизонт У. Впрочем, в южной части территории Башкирии эта свита отсутствует, замещаясь карбонатными осадками, вследствие удаленности от источника сноса тер-

ригенного материала, располагавшегося далее к западу.

Выше выделяются горизонты Б (В) и C_3 , отвечающие соответственно башкирскому ярусу и верхнему карбону. Терригенно-карбонатный комплекс венчается известняками ассельско-артинского

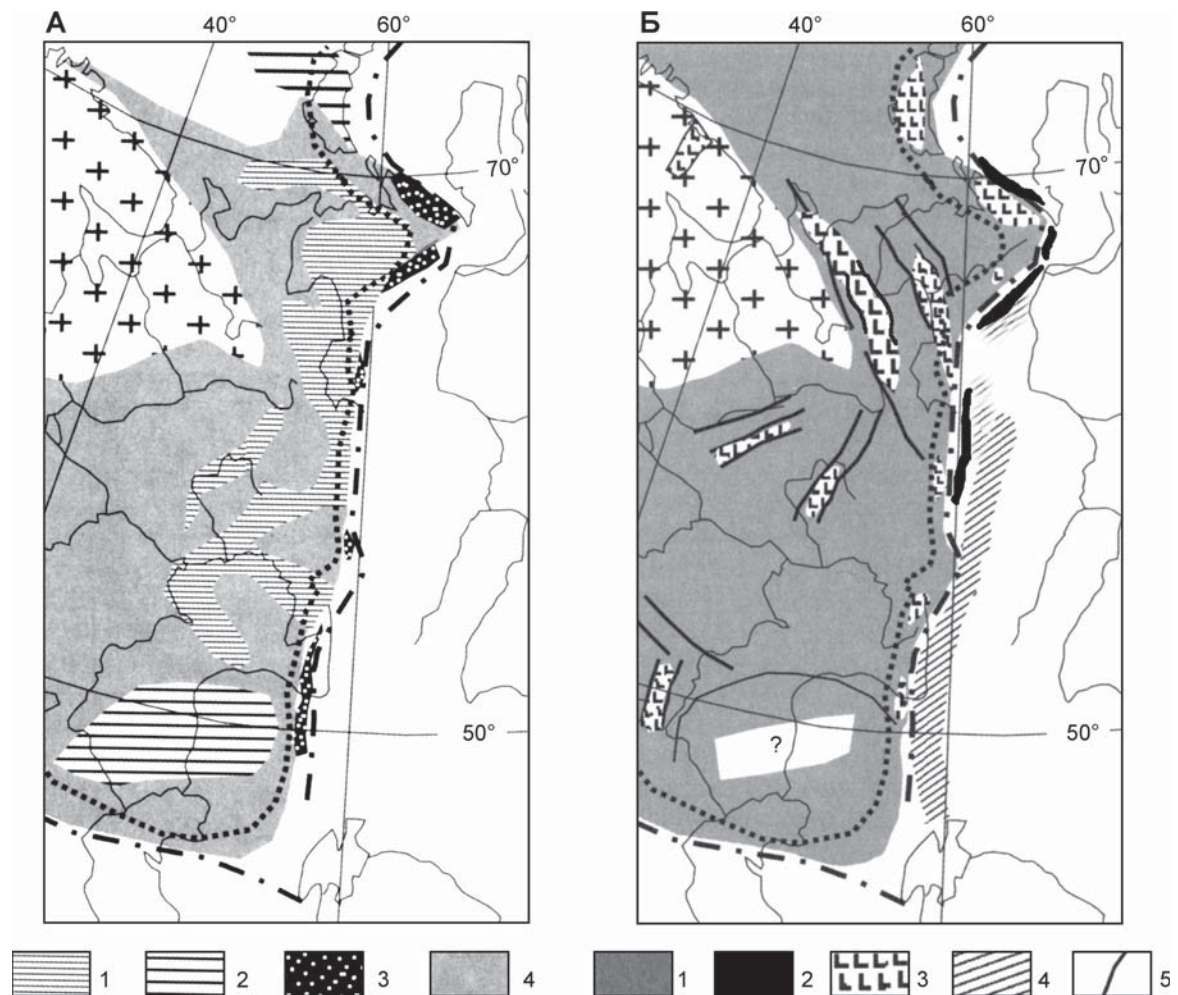


Рис. 54. Распространение и фациальные особенности пост-пражских (девонских и раннекаменноугольных) комплексов на восточной окраине Балтики

А — области распространения мелководных и глубоководных отложений различного типа. Условные обозначения: 1 — доманиковые глубоководные шельфовые фации (фран — турне), 2 — глубоководные фации Баренцевско-Новоземельского и Прикаспийского районов (верхний девон — нижняя пермь), 3 — глубоководные батияльные фации Зилаиро-Лемвинского типа (ордовик — девон/карбон), 4 — мелководные шельфовые фации в рамках максимальной трансгрессии.

Б — девонские грабены и связанные с ними вулканиты на восточной периферии Балтики. Условные обозначения: 1 — площадь максимальной девонской трансгрессии, 2 — область развития океанической коры, оставшаяся после позднедевонской коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента, 3 — рифтовые вулканиты, 4 — Магнитогорская островная дуга, 5 — сбросы рифтовой системы. Остальные обозначения на рис. 51–53.

Fig. 54. Distribution and facial character of the post-Pragian Devonian and Early Carboniferous complexes at the Eastern margin of Baltica

A — areas of development of deep-water and shallow-water sediments of different types. Symbols: 1 — the Domanik deep shelf facies (Frasnian to Tournaisian), 2 — the deep-water facies of the Barentz/Novaya Zemlya and Pricaspian basins (Upper Devonian to Lower Permian), 3 — Sakmara-Lemva deep-water bathyal facies (Ordovician to Upper Devonian/Lower Permian), 4 — Shallow-water shelf facies at maximum of transgression.

B — Devonian grabens and graben-related volcanics in the eastern half of Baltica. Symbols: 1 — the area of maximal Devonian transgression, 2 — The area of development of oceanic crust which was left between the Magnitogorsk arc and continental passive margin after the Late Devonian arc-continent collision, 3 — Devonian rift (mostly trapp) volcanics, 4 — The Magnitogorsk island arc, 5 — Normal faults connected with rifts. The other symbols are in the Figures 51–53

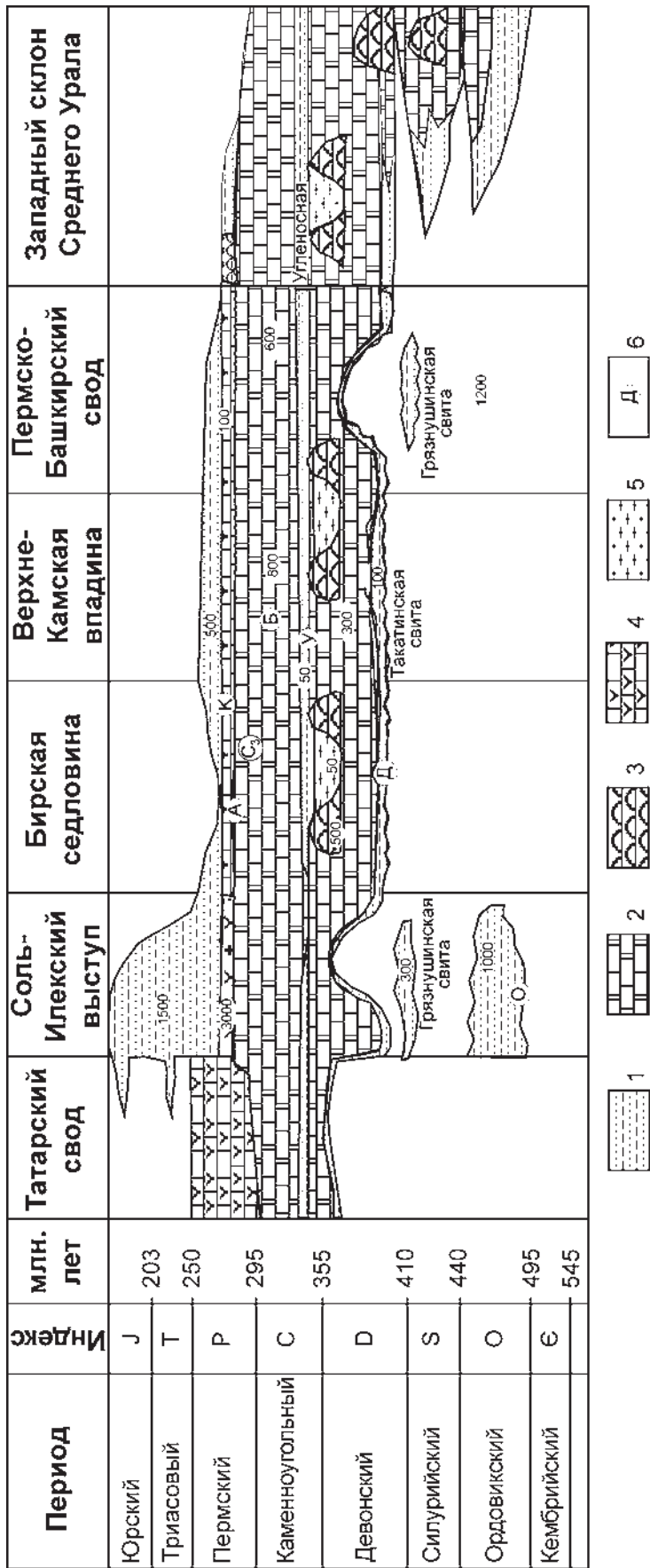


Рис. 55. Сейсмостратиграфическая схема шельфовых комплексов юго-восточной окраины континента Лавруссии, в пределах ВУО [Пучков, Козлов, 2005]

Условные обозначения: 1 – терригенные, 2 – карбонатные слоистые с прослоями кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев, 3 – карбонатные биогермные, 4 – эвапоритовая, 5 – доманиковая и формирования заполнения Камско-Кинельских впадин; 6 – отражающие горизонты: О – подошва ордовика, Д – подошва девона, У – угленосная свита нижнего карбона, В – башкирский ярус, С₃ – основание верхнего карбона, А – кровля артинского яруса, К – кровля кунгурского яруса. Положение структурных элементов показано на рис. 57

Fig. 55. Seismostratigraphic scheme of shelf complexes at the south-eastern margin of the Laurussia continent (in the limits of the Volgo-Uralian area) [Пучков, Козлов, 2005]

Symbols: 1 – Formations: 1 – terrigenous, 2 – layered carbonates with intercalations of quartz sandstones, siltstones and shales, 3 – carbonate bioherms, 4 – evaporites, 5 – Domanik facies and fill-ups of the Kama-Kinell basins; 6 – The reflectors: O – the bottom of the Ordovician, D – the bottom of the Devonian, U – Carboniferous coal-bearing formation, B – Bashkirian stage, C₃ – the bottom of the Artinskian, A – the top of the Kungurian stage. For the position of structural zones, see fig. 57

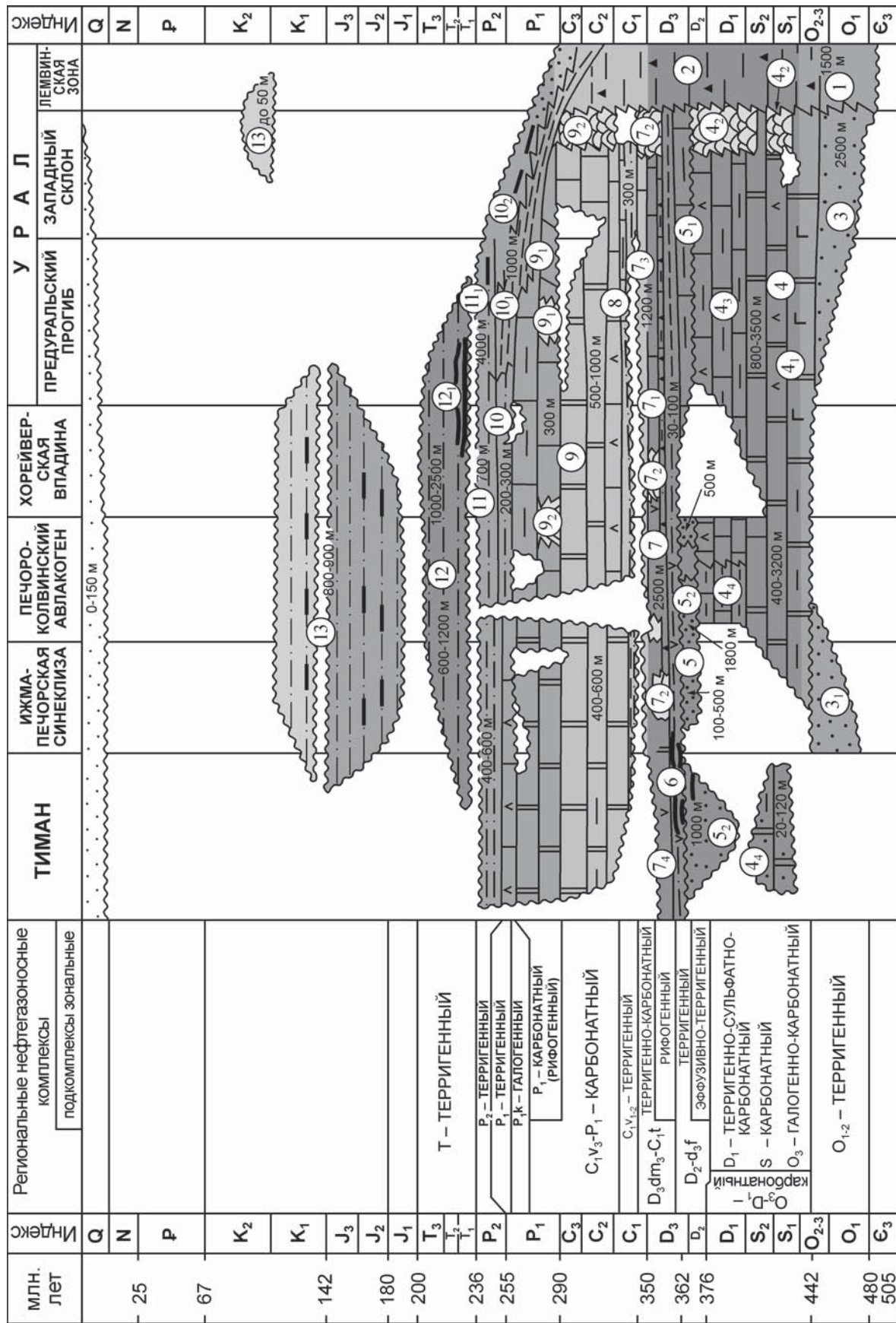


Рис. 56. Формации и субформации Тимано-Печорского бассейна, по [Фундамент ..., 2008], с некоторыми изменениями и дополнениями

Fig. 56. Formations and subformations of the Timano-Pechora basin ([Фундамент ..., 2008], with some changes and additions)

К рис. 56. Цифры в кружках: 1 — грубообломочная вулканогенно-осадочная рифта; 2 — известняково-кремнисто-терригенная; 3 — красноцветно-сероцветная терригенная; 3₁ — красноцветная олигомиктовая; 4 — карбонатная; 4₁ — галогенно-терригенно-карбонатная; 4₂ — рифогенная; 4₃ — сульфатно-карбонатная; 4₄ — терригенно-карбонатная; 5 — сероцветная олигомиктовая терригенная аллохтонная; 5₁ — карбонатно-терригенная автохтонная; 5₂ — олигомиктовая грабена; 6 — эффузивно-терригенная и трапповая; 7 — терригенно-карбонатная; 7₁ — доманикойдная; 7₂ — рифогенная; 7₃ — карбонатно-терригенная клиноморфная заполнения; 8 — угленосно-терригенная; 9 — карбонатная; 9₁ — мергелистая (сезымская); 9₂ — рифогенная; 10 — сероцветная нижняя молассовая; 10₁ — терригенно-карбонатно-галогенная; 10₂ — угленосно-терригенная; 11 — сероцветно-красноцветная прибрежно-морская и лагунно-континентальная; 11₁ — угленосная; 12 — красноцветная континентальная; 12₁ — трапповая; 13 — терригенная и угленосно-терригенная. Положение структурных элементов показано на рис. 57

To fig. 56. Numbers into circles: 1 — coarse-grained rift-related volcanogenic-sedimentary; 2 — carbonate-cherty-terrigeneous; 3 — red-to-grey-coloured terrigenous; 3₁ red-coloured oligomyctitic; 4 — carbonate; 4₁ — halogenic-terrigeneous-carbonate; 4₂ — reefal; 4₃ — sulphate-carbonate; 4₄ — terrigenous-carbonate; 5 — grey-coloured oligomyctitic alloochthonous; 5₁ — carbonate-terrigeneous autochthonous; 5₂ — graben-related oligomyctitic; 6 — volcano-terrigeneous and trapp; 7 — terrigenous-carbonate; 7₁ — domanikoid; 7₂ — reefal; 7₃ — carbonate-terrigeneous clinomorph fill-up; 8 — coal-bearing terrigenous; 9 — carbonate; 9₁ — marly (Sezym); 9₂ — reefal; 10 — grey-coloured lower molasse; 10₁ — terrigenous-carbonate-halogenous; 10₂ — coal-bearing terrigenous; 11 — grey- and red-coloured seashore and lagoonal-continental; 11₁ — coal-bearing terrigenous; 12 — red-coloured continental; 12₁ — trapp; 13 — terrigenous and coal-bearing terrigenous deposits. For the position of structural zones, see fig. 57

возраста; кровля его маркируется отражающим горизонтом А, образованным вследствие смены литологии: появления эвапоритов и терригенных осадков. На большей части территории эвапориты ограничены кунгурским ярусом, кровля которого отбивается по горизонту К, хотя в наиболее западных районах провинции распространение эвапоритов расширяется как вниз, так и вверх по разрезу.

Сравнение рисунков 57 и 58 показывает коренное различие палеозойских структур ВУО и ТПБ. В первой преобладают обширные и достаточно изометричные антеклизы с огибающими их прогибами. В ТПБ структуры более линейны. Эти различия достаточно очевидным образом связаны с большей линейностью структур фундамента в ТПБ.

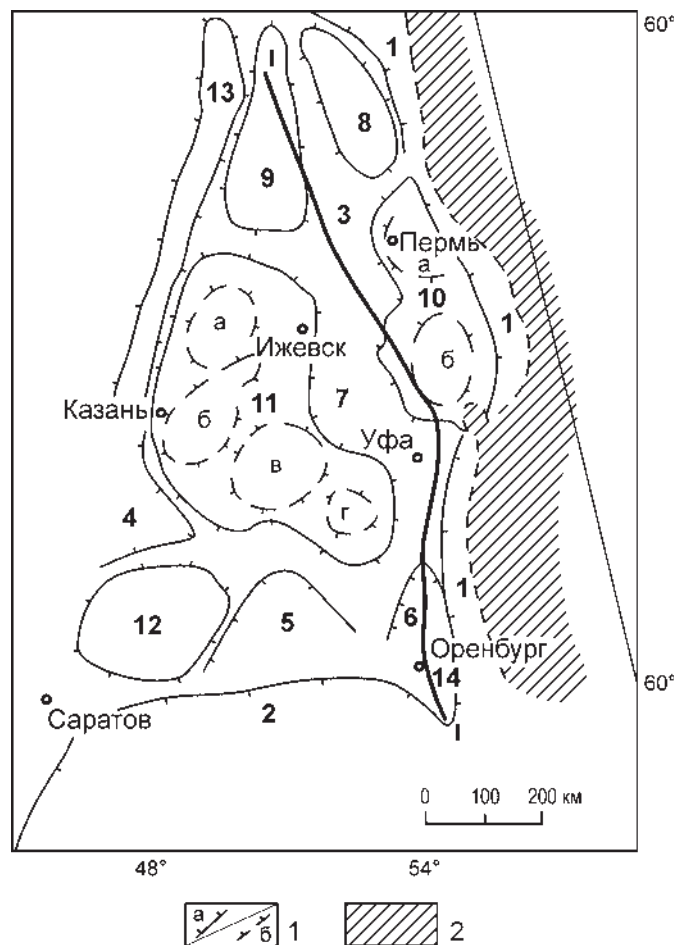
Осадочные формации на территории ТПБ, при значительных чертах сходства с ВУО, отличаются большими мощностями (рис. 56) и большей полнотой разреза, при определенных литологических отличиях, таких как неоднократное появление в разрезе ордовика — карбона эвапоритов и базальтов, а также особое поведение Печоро-Колвинской мегазоны — сложного авлакогена, заложенного в ордовике и инверсированного в виде нескольких валов и разделяющих их желобов [Тимонин, 1998]

Рис. 57. Упрощенная структурная схема Волго-Уральской области на конец палеозоя

Условные обозначения: 1 — контуры крупнейших структур: а — первого порядка, б — второго порядка; 2 — складчато-надвиговая область уралид; 1–14 — структуры ВУО: 1 — Предуральский краевой прогиб; 2 — борт Прикаспийской впадины; 3–6 — впадины: 3 — Верхнекамская, 4 — Мелекесская, 5 — Бузулукская, 6 — Салмышская; 7 — Бирская седловина; 8–12 — своды: 8 — Верхнекамский, 9 — Коми-Пермский, 10 — Пермско-Башкирский (а — Пермское, б — Башкирское поднятия), 11 — Татарский (а — Немское, б — Кукморское, в — Альметьевское, г — Белебейское поднятия), 12 — Пугачевский; 13 — Вятский инверсионный вал; 14 — Соль-Илецкий выступ

Fig. 57. A simplified structural scheme of the Volgo-Uralian area (VUA) for the end of the Paleozoic

Symbols: 1 — outlines of the biggest structures: a — first order, б — second order; 2 — fold-and-thrust structures of the Uralides; 1–14 — Structures for VUA: 1 — Preuralian foredeep; 2 — the margin of the Pricaspian basin; 3–6 — depressions: 3 — Upper Kama, 4 — Melekes, 5 — Buzuluk, 6 — Salmysh; 7 — Birk saddle; 8–12 — swells: 8 — Upper Kama, 9 — Komi-Perm, 10 — Perm-Bashkirian (a — Permian, б — Bashkirian uplifts), 11 — Tatarian (a — Nem, б — Kukmor, в — Almetyevo, г — Belebey uplifts), 12 — Pugachev; 13 — Vyatka inverted anticline; 14 — Sol-Ilets uplift



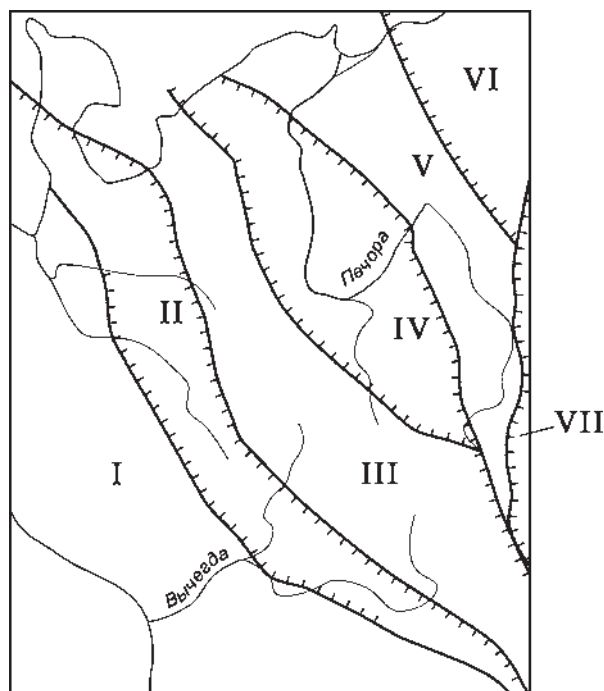


Рис. 58. Упрощенная схема тектонического районирования северо-востока Русской плиты для палеозоя

I — Русская плита, II — Вычегодский прогиб, III — Тиманский кряж, IV — Ижма-Печорская синеклиза, V — Печоро-Колвинский инверсированный авлакоген (мегавал по верхним горизонтам), VI — Хорейверская впадина, VII — Предуральский краевой прогиб

Fig. 58. A simplified structural scheme of the North-East of the Russian plate for the end of the Paleozoic

I — Russian plate, II — Vychezd depression, III — Timan range, IV — Izhma-Pechora syncline, V — Pechora-Kolva inverted complex aulacogen, VI — Khoreyver depression, VII — Preuralian foredeep

под влиянием уральских орогенических напряжений в карбоне (рис. 56). Рисунки 55 и 56 демонстрируют также отсутствие принципиальных различий в строении шельфового разреза платформы и уральского форланда (отличия ограничиваются постепенным наращиванием полноты и мощности разреза в сторону края континента и наличием барьерных рифов, возникавших в условиях регрессий). Последний представляет собой край континентального шельфа, захваченный в позднем палеозое складчатыми дислокациями.

Описываемая территория существовала в режиме пассивной окраины континента до момента начала коллизии, т.е. до позднего девона на юге и до визе на севере. Смена кварцевых песчаников полимиктовыми в верхах разреза батиальной зоны означает переход от пассивной к коллизионной стадии развития. На шельф эти осадки не поступали ни в девоне, ни в карбоне, поскольку скапливались во флишевых прогибах перед фронтом коллизий: прогибы служили глубоководными ловушками для этих терригенных отложений.

Батиальная и абиссальная зоны континентальной окраины (илл. 20) характеризуются следующими особенностями: **1.** Их разрезы состоят из комбинации мощных терригенных и маломощных конденсированных, часто существенно кремнистых осадков. Абиссальные осадки отличаются практически полным отсутствием карбонатов. К ним могут быть отнесены бескарбонатные разрезы глубоководных осадков юго-запада Лемвинской зоны на широте р. Надота, подкракинские разрезы и, по всей видимости, большая часть разрезов сувянского комплекса Урал-Тау. **2.** Типичный разрез начинается рифтовыми формациями, часто с вулканитами,

и заканчивается граувакковым (раннеколлизионным) 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.** Вулканиты могут появляться эпизодически благодаря рифтогенезу, иногда распространяющемуся 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 экологит-глаукофансланцевого метаморфизма вдоль складчатой области [Пучков, 1996б, 2000], см. ниже, является указанием на диахронность коллизионных 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», но даже и на шельфе глубоководный прогиб формируется, смещаясь к периферии орогена. **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 сдираются с их фундамента и надвигаются на флиш или подстилающие шельфовые осадки. В конечном счете, можно констатировать, что территория пассивной окраины проходит три стадии развития: рифтогенную, пассивную или зрелую, и коллизионную.

Очертания окраины с момента ее образования и до начала коллизии характеризовались наличием выступов и «заливов», что впоследствии повлияло на ход коллизионных деформаций и метаморфических процессов на границе континент — океан (напротив выступов деформации и метаморфизм

были интенсивнее). В ходе деформаций происходило горизонтальное отжимание материала от выступов континентальной окраины к «заливам» по сдвигам.

Геодинамика процессов субдукции

Начав с закономерностей развития на Урале зон рифтогенеза и океанического спрединга, затронув проблему генезиса Палеоуральского океана и его континентальной окраины, мы переходим к вопросу о характере развития зон субдукции.

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 (рис. 59). Развитие островных дуг, являвшихся главным поверхностным проявлением субдукции, сопровождалось, по-видимому, периодически возникавшими процессами внутридугового рифтогенеза (образование кабанской, баймак-бурибайской, карамалыташской формаций) и задугового спрединга (актогайский комплекс параллельных даек и подушечных лав). Смена положения зоны субдукции с тагильского на магнитогорское 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 Каледонском 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].

Следует добавить, что в силурийско-раннедевонское время, возможно, была еще одна островная дуга, которую мы назвали Зауральской; вопрос о возможности ее связи с Тагильской обсуждается ниже (см. также рис. 97). На рис. 59 мы обозначили ее реликты штрих-пунктиром, вследствие большой дискуссионности самого вопроса о ее существовании и прослеживаемости. Вот что пишут по этому поводу А.В. Тевелев и др. [2006], основываясь на результатах проведенной ими государственной съемки м-ба 1:200000: «Присутствие в Зауральском мегаблоке силурийских вулканитов остается дискуссионным, несмотря на многочисленные публикации по этому поводу [Вулканизм ..., 1992; Коротеев и др., 1979; Язева, Бочкарев, 1995; Пучков, 2000 и др.]. Отнесение к силуру базальтоидов, расположенных

непосредственно к востоку от пос. Варна, еще более проблематично, поскольку геохимически они ничем не отличаются от ордовикских вулканитов увельской свиты, включая спектры РЗЭ, а находок силурийской фауны в них нет. Все изученные разрезы силура западной части мегаблока являются авулканическими: это либо чистые рифовые известняки, либо черносланцевые толщи. Вулканические пояса с большим количеством пород эксплозивного происхождения должны были быть весьма удалены от бассейнов, в которых накапливались указанные осадочные породы. Тем не менее, исключать возможность проявления силурийского вулканизма в Зауральской мегазоне не стоит. В близрасположенных участках Восточно-Уральского мегаблока (к югу от г. Челябинска) такие образования известны [Шурыгина, Милицина, 1996 г.]. Правда, как справедливо отмечает В.Н. Пучков [2000], они наверняка находятся в аллохтонном залегании, а направление шарьирования и его время нам не известны».

Наиболее молодой островной дугой или, возможно, андийской зоной субдукции, была Валерьяновская зона, существовавшая в раннем карбоне и закончившая свое существование в башкирском веке (рис. 59). Очевидной причиной отмирания этой зоны субдукции во второй половине башкирского века было полное исчезновение в ней остатков океанической коры, что означало переход к коллизии типа континент – континент.

Возможно, современницей Валерьяновской, но более короткоживущей, была Верхисетская зона субдукции, выявляемая по одноименной и более мелким тоналит-гранодиоритовым интрузиям серпуховского возраста, имевшая восточное падение [Ферштатер и др., 2006].

За годы, прошедшие с момента публикации обзорной работы автора [Пучков, 2000], появились новые данные, позволяющие дополнить характеристики Тагильской и Магнитогорской дуг. К тому же в той работе автор не касался особенностей развития северной части островодужной системы Урала.

История Тагильской островной дуги

Реликты ТОД наблюдаются в Тагильском синклинии, однако и в более северных: Хулгинском, Войкарском и Щучинском развитие идет по довольно похожему сценарию. Несмотря на отсутствие непосредственно наблюдаемых пространственных связей и индивидуальные особенности, сходство развитых в них формаций и последовательности в разрезах свидетельствуют в пользу их принадлежности к единой структуре, которую мы назвали Тагильской островодужной системой.

Наилучшим образом разрез Тагильской зоны, отождествляемый с разрезом ТОД, изучен в южной части Тагильского синклиория. Разрез начинается

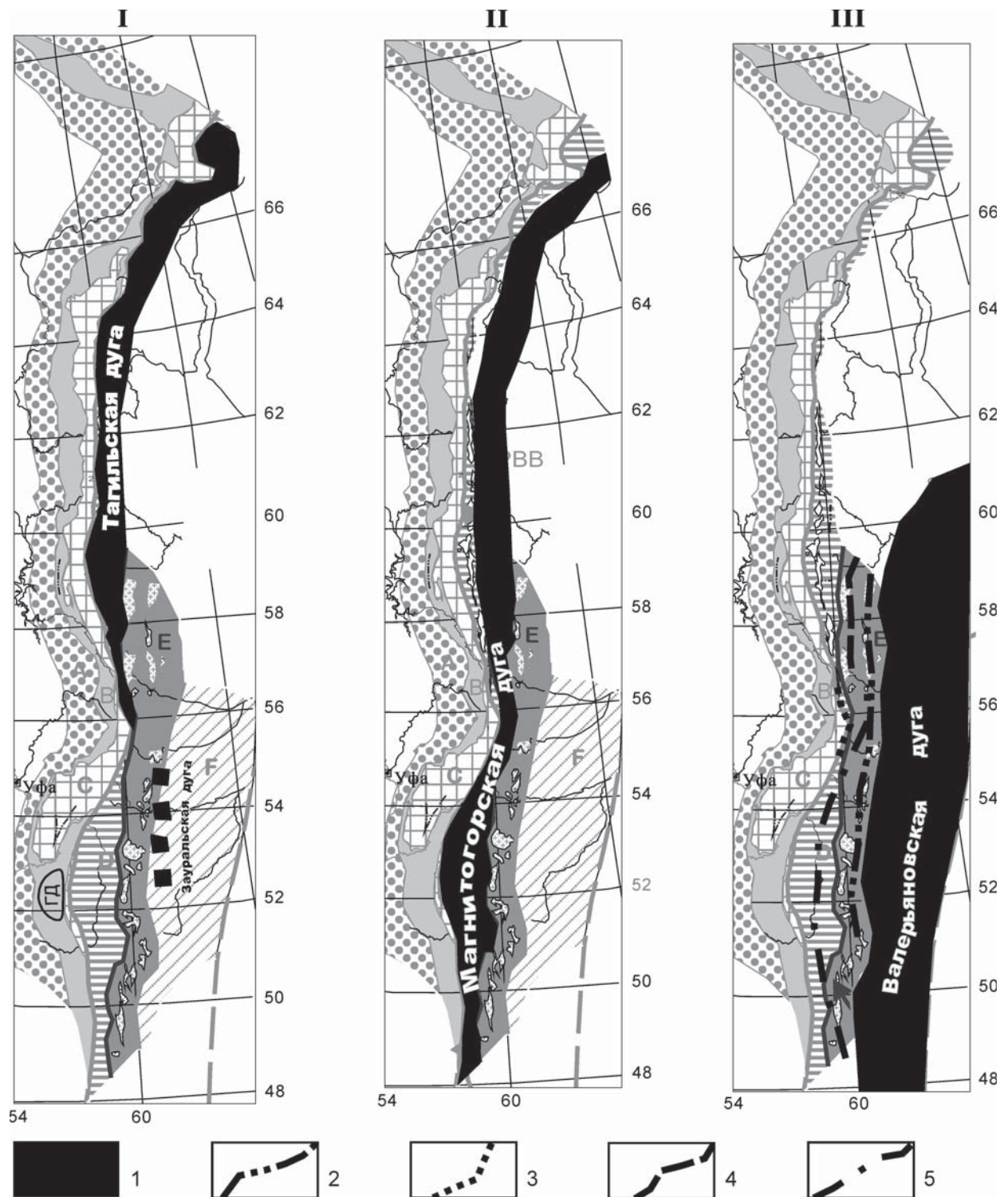


Рис. 59. Главные зоны субдукции, проявившиеся в палеозойской истории Урала: I — ордовик — прагиен, II — эмс — фамен, III — фамен — раннебашкирский век

Условные обозначения: 1 — области надсубдукционного вулканизма, 2 — надсубдукционные гранодиорит-тоналитовые интрузии на границе девон/турне, 3 — средневизейский тургойско-сухтелинский комплекс гранитоидов, 4 — серпуховская Верхисетская группа тоналит-гранодиоритовых интрузий, 5 — осевая зона вулcano-плутонического турнейско-раннебашкирского бимодального рифтового магматического комплекса; ГД — место гипотетической Губерлинской дуги на схеме I

Fig. 59. The major subduction zones in the Paleozoic history of the Urals: I — Ordovician to Pragian, II — Emsian to Famennian, III — Late Famennian — Early Bashkirian

Explanations: 1 — areas of supra-subduction volcanism, 2 — suprasubduction granodiorite-tonalite intrusions at the Devonian/Tournaisian boundary, 3 — Middle Visean Turgoyak-Sukhteli granitoid complex, 4 — Serpukhovian Verkhiset'sk group of granodiorite-tonalite intrusions, 5 — axial zone of volcano-plutonic Tournaisian — Early Bashkirian bi-modal rift magmatic complex; ГД — position of hypothetical Guberlia arc on the scheme I

занимающими наиболее восточное положение в зоне ГУР выйской (средний – верхний ордовик?) и мариинской (верхний ордовик?) свитами. В аналогичных сильно фрагментированных разрезах более северных частей Салатимского меланжа ГУР действительно найдена ордовикская фауна ([Петров, 2006] и ссылки там же), но возраст данных свит определяется, исходя, прежде всего, из их предполагаемых соотношений с датированными подразделениями, находящимися рядом. Выйская свита представлена metabазальтами, метапелитами и углеродистыми сланцами, с предполагаемой мощностью 2000 м. Несмотря на то, что она отделена разломами от фаунистически охарактеризованного разреза батиальных ордовикских отложений палеоконтинентального сектора Урала (пальничнинская свита), ее кладут в разрез над этой свитой [Смирнов и др., 2006а; Бороздина, 2006]. Мариинскую свиту, представленную metabазальтоидами, с прослоями метаморфизованных гиалокластитов, гиалокластогенных песчаников и алевролитов, углеродистых сланцев, предполагаемой мощностью 1000–1200 м, нередко содержащую также комплексы долеритов «дайка в дайке», помещают над выйской или отождествляют с верхней подсвитой выйской свиты. Петрохимическая характеристика этих свит достаточно разнородна. Согласно уже упоминавшейся работе [Смирнов и др., 2006а], базальты выйской свиты распадаются на две группы — аналоги рифта Афар и СОХ; по другим данным [Петров, 2006], они отвечают толеитовой и известково-щелочной сериям и имеют смешанные черты базальтоидов островных дуг, СОХ и океанического дна, при преобладании океанических. Базальты и андезибазальты мариинской свиты [Петров, 2006] по своим петрохимическим характеристикам также достаточно противоречивы, обладая и океаническими, и островодужными чертами. Создается впечатление о большой тектонической сгруппированности (телескопированности) обеих свит, что соответствует их положению в висячем крыле зоны ГУР.

Восточнее в разрезах западного крыла Тагильской синформы (и, вероятно, стратиграфически выше) располагается кабанская свита, представленная базальтами, андезибазальтами, дацитами, риодацитами, гиалокластитами, с прослоями эдафогенных обломочных пород и яшмоидами, мощностью до 1000–2000 м. Свита вскрыта скважиной СГ-4, но ее нижняя граница далеко не достигнута бурением. В Унифицированных схемах [Стратиграфические ..., 1993] свита считалась нижнесилурийской, но сейчас она охарактеризована верхнеордовикскими и ниже-среднеландоверийскими конодонтами [Иванов и др., 2004а; Десятниченко и др., 2005; Бороздина, 2006]. Отнесение нижней части кабанской свиты к ордовику ранее предлагалось автором [Пучков, 2000] на основе ее сходства с расположенной севернее шемурской свитой, в которой к тому

времени уже были найдены ордовикские конодонты. На восточном крыле синформы с кабанской свитой коррелируется красноуральская, также фаунистически охарактеризованная.

По стратиграфическим и петрохимическим данным [Наркисова, 2005; Бороздина, 2006], на этом стратиграфическом уровне в составе *ранних вулканических ассоциаций* выделяются: нижнекабанская базальтовая (O_3) с низкой долей вулканитов кислого состава, верхнекабанская (O_3) (контрастная — В.П.) базальт-плагиодацит-плагиориолитовая и красноуральская (S_1) андезибазальт-андезит-плагиодацитовая (без 300-м толщи базальтов, залегающих в основании свиты). Базальты нижнекабанской ассоциации и низов красноуральской представляют собой умеренно-магнезиальные, относительно низкотитанистые, низкокальциевые толеиты, в то время как базальты, андезибазальты и андезиты верхнекабанской и красноуральской ассоциаций относятся к известково-щелочным сериям Na типа щелочности. К ранним ассоциациям по праву должны были бы принадлежать и базальтоиды выйской и мариинской свит, но в круг исследований цитируемых авторов они не входили.

Залегающая выше павдинская свита в Унифицированных схемах не выделялась, а соответствующие толщи входили в состав именновской [Стратиграфические ..., 1993]. По конодонтам и другой фауне она отнесена к интервалу от средней части лландовери до нижнего венлока, и представлена, наряду с отложениями вулканогенно-осадочного и вулканогенного типа (андезиты, андезидациты, базальты, туфы, туфопесчаники и др.), также (начиная с венлока) существенно карбонатным, отчасти биогермным типом, который просуществовал затем до пржидолия включительно, знаменуя формирование узкого, нестабильного островодужного шельфа. Отличительной чертой вулканогенно-осадочного разреза является присутствие в его нижней части флишоидной пачки переслаивания углеродистокремнистых алевролитов, туффитов, туфопесчаников и туфогравелитов, образовавшихся, видимо, на склоне вулканической постройки или островной дуги. Флишоидная пачка хорошо представлена в керне СГ-4. Общая мощность свиты в районе СГ-4 до 2700 м.

Вышележащая именновская свита (в новом объеме) отвечает венлоку — нижнему лудлову; на ее долю осталось до 2200–2500 м мощности в вулканогенной (эффузивно-пирокластической) фации, представленной базальтами, андезибазальтами, андезитами, грубообломочными туфами с редкими прослоями кремнистых алевролитов. Восточнее располагаются отложения рифогенных известняков (Исовской рифовый массив), а еще дальше, на восточном крыле синформы, выходят вулканогенно-осадочные отложения меньшей мощности (до 1000 м) и со значительным развитием туффитов.

Поздний лудлов — ранний пржидол в западной и центральной частях зоны ознаменовался переходом к субаэральной обстановке и представлен гороблагодатской свитой, в составе которой преобладают континентальные грубообломочные красноцветные полимиктовые отложения с обломками ранее сформировавшихся пород; в разрезах местами наблюдаются значительные перерывы, отвечающие одному — двум горизонтам местной шкалы. Карбонатные разрезы значительно сокращены по мощности и стратиграфическому интервалу. Среди вулканитов развиты породы как нормальной щелочности, так и субщелочные.

Разрез вулканогенно-осадочных комплексов ордовикско-раннедевонского цикла развития ТОД завершается характернейшей по облику, несмотря на ярко выраженную фациальную неустойчивость, пржидольско-лохковской вулканогенно-осадочной туринской свитой, сохранившейся в приосевой части синформы. По условиям образования свита похожа на гороблагодатскую, но в обломках ее конгломератов появляется много трахитов и сиенитов; присутствует переотложенная фауна пржидолия и лохкова. Среди лав преобладают трахиандезиты, трахиты, трахибазальты. Довольно характерны ритмичные вулканомиктовые флишеподобные отложения.

Павдинско-именновско-гороблагодатско-туринские вулканогенные образования описаны [Наркисова, 2005] как поздние вулканические ассоциации (в противоположность ранним, кабанско-красноуральским, охарактеризованным выше). В их числе выделены нижнесилурийская (S_1) базальт-андезибазальт-андезит-плагиориодацитовая павдинско-липовская; силурийская (S_{1-2}) базальт-андезибазальтовая именновская; верхнесилурийская (S_2) базальтовая гороблагодатская, и силурийско-нижнедевонская (S_2-D_1) шошонит-латитовая туринская формации.

Павдинско-липовские вулканиты принадлежат известково-щелочной серии, в целом они магнезиальные, крайне низкотитанистые, низкокалиевые и умеренно-низкокалиевые. Именновские известково-щелочные базальты и андезибазальты — низкотитанистые, умеренно-низкокалиевые. Ферробазальты гороблагодатского комплекса высокожелезистые, умеренно-низкотитанистые, умереннокалиевые; по ряду особенностей относятся к переходному типу от нормально-щелочных к субщелочным. Наконец, туринские латиты и шошониты — субщелочные, высококалиевые высоко- и весьма высокоглиноземистые.

Вулканизм Тагильской зоны развивался от однородного толеитового к дифференцированному известково-щелочному, а затем к субщелочному шошонитовому, в полном соответствии с закономерностями развития современных островных дуг. По-видимому, с течением времени происходит зако-

номерное снижение степени плавления мантии — в противоположность тому, что характерно для рифтовых зон.

В целом, геохимические особенности тагильских вулканогенных формаций также характерны для островодужных серий. Так, на спайдерграмме для базальтов СГ-4 четко выделяется Ta-Nb минимум [Пучков и др., 2006]. Наблюдается деплетирование ВЗЭ (Nb, Ta, Zr, Yf, Ti, Y) и обогащение КИЛЭ (K, Rb, Ba, Pb) относительно N-MORB.

Изотопно-геохимические данные, в частности Sm-Nd и Sr изотопные соотношения указывают, что источником вещества для раннепалеозойских вулканитов являлась деплетированная мантия и кора океанического типа; участие континентальной коры исключается [Наркисова, 2005; Пучков и др., 2007]. Вместе с тем описанное в последней из цитированных статей наличие единичных цирконов рифейского возраста (Pb-Pb метод), выделенных из именновских вулканитов, позволяет предполагать контаминацию вулканитов цирконами вследствие захвата их из древних базитов мантии. Впрочем, проблема источника древних цирконов в островодужных формациях этим не ограничивается (см. ниже раздел, посвященный ПП).

Синформный характер Тагильской структуры, с развитием разновозрастных вулканитов на обоих крыльях, позволяет восстановить их первичную зональность вкост ТОД и прийти к выводу о восточном наклоне зоны субдукции [Наркисова, 2005].

Закончился ордовикско-раннедевонский этап островодужного вулканизма образованием устойчивого карбонатного шельфа на значительной западной части Тагильской зоны, в то время как активная вулканическая дуга зоны субдукции сместилась на восточный край зоны.

Иными словами, вслед за окончанием полного цикла развития островной дуги произошла структурная перестройка, совершенно не случайно совпавшая с заложением Магнитогорской дуги (см. ниже). Зона субдукции сместилась; начиная местами с эмса, а местами с прагиена или даже с лохкова, и до франа [Стратиграфические ..., 1993], Тагильская зона разделилась на две подзоны: западную, Петропавловскую, и восточную, Турьинскую. Это деление прослеживается на север вплоть до Северососьвинского района в Тагильском синклинории (и, по-видимому, сохраняется севернее, в Хулгинской зоне). Для Петропавловской подзоны характерно развитие мелководных шельфовых известняков с бокситоносными горизонтами, которые сменяются в позднем девоне песчано-сланцевыми полимиктовыми толщами (отдаленными аналогами зилаирской свиты) или относительно глубоководной кремнисто-сланцевой толщей. В Турьинской же подзоне с раннего девона по фран включительно наряду с образованием осадочных пород (мелководные известняки, глинистые и кремнистые сланцы) происходили

излияния андезитов, андезибазальтов, базальтов, их туфов, туфопесчаников [Стратиграфические ..., 1993]. Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [1993] выделяют здесь краснотурьинский андезитовый комплекс, перекрытый туфами взвозной и макарьевской трахиандезито-базальтовых толщ. Мощность девонских эффузивов местами достигает 4–5 км. Вместе с умереннокислыми интрузивами верхнелобвинского и ауэрбаховского комплекса они образуют вулканоплутоническую ассоциацию и отличаются от аналогичных по кремнекислотности эффузивов силурийской островной дуги высокими содержаниями Sr и Rb и другими геохимическими параметрами, позволяющими цитированным авторам заключить, что в период формирования краснотурьинского комплекса мощность земной коры составляла около 30 км и что рассматриваемые плутоны принадлежали «окраинно-континентальному поясу, обрамлявшему палеозойский океан вдоль западной и южной границ Сибирского палеоконтинента». Предполагалось также, что рассматриваемый комплекс возник непосредственно вслед за коллизией между Тагильской дугой и Восточно-Уральским микроконтинентом.

Однако, как уже отмечалось нами [Пучков, 2000], вышеизложенная петрохимическая характеристика вулканоплутонической ассоциации (повидимому, вполне справедливая) сама по себе не влечет за собой ни вывода о коллизии Тагильской дуги с микроконтинентом, ни предположения об их принадлежности окраине Сибирского континента в среднем девоне. Вулканы с подобными особенностями могли возникнуть и в случае продолжения развития девонской островной дуги на силурийско-раннедевонском тагильском цоколе.

Развитие Тагильской зоны заканчивается в турнейско-визейское время образованием в ее северных районах молассоподобной полимиктовой толщи конгломератов, песчаников, аргиллитов, с прослоями туфов и известняков, мощностью до 900 м. Наряду с морской фауной отмечаются угли и отпечатки наземных растений. Толща содержит наземные потоки оливиновых базальтов; их современная петрохимическая характеристика отсутствует.

Накопление этой толщи сменяется первым поступлением полимиктовых осадков серпуховского (возможно, визейского) возраста из восточного источника сноса в Верхнепечорскую зону [Пучков, 1979; Стратиграфические ..., 1993]. Это событие можно увязать с началом коллизии Тагильской островной дуги (или аккреционного комплекса) с пассивной окраиной континента. Чуть раньше (в ранне-визейское время) полимиктовые осадки восточного источника фиксируются в Лемвинской зоне [Салдин, 1999]. Учитывая немалую амплитуду надвигания Войкарского массива на Лемвинскую зону, накопление граувакк с восточным источником сноса могло начаться и несколько раньше.

Особенности развития Тагильской островодужной системы на ее северном продолжении в целом изучены значительно хуже, чем в Тагильской зоне *sensu stricto*. В Хулгинской зоне ордовикские отложения неизвестны, а плохо изученные силурийские представлены мощной толщей андезибазальтов, базальтов и андезитов, перекрытых в широтной части долины р. Хулги девонскими карбонатами. Начиная с раннего девона, выделяются два типа разреза, аналогичные Петропавловскому и Турьинскому: в бассейнах рек Тыкотлова, Балбанью и Хальмерью преобладающим развитием в раннем и среднем девоне пользуются мелководные известняки (мощность свыше 500 м), а в бассейнах рек Ср. Дзеля и Неркаю — пестрые вулканогенно-осадочные толщи андезитов, андезибазальтов, базальтов. Последние преобладают в низах разреза, а в верхах появляются трахиандезиты, трахиты. Мощность толщи более 2500 м [Стратиграфические ..., 1993].

В Войкарской зоне низы разреза изучены очень слабо. Ордовик представлен проблематичной хараматолоуской свитой с *Lichenaria* sp., сложенной метапорфиритами, спилитами, альбитофирами, их туфами, туфокремнистыми сланцами, филлитами, мраморами и известняками, мощностью 500 м [Стратиграфические ..., 1993]. По данным [Язева, Бочкарев, 1984], спилиты ордовикского (O_2) ханмейско-хараматолоуского комплекса характеризуются как высокотитанистые, низкоглиноземистые, с океаническим типом фракционирования P3Э. Войкарский спилитовый комплекс ($S_2?$) представлен преимущественно подушечными лавами. По нормативному составу толеиты высокоглиноземистые, малокалиевые, низкотитанистые. По содержаниям малых элементов они сопоставимы с низкокалиевыми толеитами островных дуг. К той же формации предположительно относятся изолированные выходы альбитофиринов. В этот же возрастной интервал попадают долериты дайкового лагортинского комплекса, который И.В. Семенов [2000] описывал как океанический, а позже Д.Н. Ремизов [2004] — как островодужный; Ar-Ar возраст этих даек 420–450 млн. лет [Симонов и др., 1998], а по мнению Е.В. Хаина и др. [2008], их возраст не моложе 490 ± 7 млн. лет (см. выше).

Более молодые осадочно-эффузивные комплексы и связанные с ними интрузии, описанные в составе вулканоплутонической ассоциации, изучены лучше, и распадаются на две части. Нижняя представлена 1. Кевсоимским плагиолипарит-дацитовым комплексом ($S_2-D_1?$): экструзии, игнимбриты, туфы плагиолипаритов и дацитов, кремнисто-алевролитовые сланцы (более 100 м); 2. Юртым-соимским андезитовым (D_1): туфы, агглютинаты, лавы, некки и дайки пироксеновых и пироксен-роговообманковых андезитов; известняки (более 400 м); 3. Тэрэнским андезито-дацитовым (D_{1-2}): туфы, игнимбриты, экструзии, дайки плагиофириновых и

кварц-роговообманково-плаггиоклазовых андезитов, андезито-дацитов, дацитов, редко плаггиолипаритов; известняки (до 700 м). Эта толща считается комагматичной громадному по площадному развитию лагортинско-копбельскому гранодиорит-тоналитовому комплексу. Уже говорилось, что тоналиты датированы Rb-Sr методом (изохрона, построенная по анализам мономинеральных фракций: биотит + амфибол + плаггиоклаз, и валовым пробам пород с начальным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70385$) как 395 ± 5 млн. лет, что отвечает приблизительно границе нижнего – среднего девона [Геохимия изотопов ..., 1983].

В основании верхнего подкомплекса отмечается наличие известняков (50–100 м) дзоля-ворчатинского комплекса эйфеля, выше которого выделяются: средне-верхнедевонские (?) 1. Элькошорский базальт-андезитовый (150 м) и 2. Кевсоимский андезито-дацитовый (более 100 м) комплексы, а также 3. Верхнедевонский варчаты-мусюрский флишоидно-вулканогенно-молассовый (конгломераты, флиш и моласса, с обломками подстилающих пород, включая дзоля-варчатинские известняки и интрузивные породы. С ними ассоциируется конгорский монцогаббро-диоритовый комплекс [Язева, Бочкарев, 1984].

В отличие от ТОД *sensu stricto*, в результате перестройки на границе раннего и среднего девона в Войкарской дуге не произошло образования островодужного шельфа, и вулканическая дуга практически не сместилась.

Наиболее молодыми из датированных магматических пород являются биотитовые граниты и аляскиты янаслорского комплекса. Получена изохрона с наклоном, отвечающим возрасту 385 ± 4 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70414 \pm 17$. По результатам SHRIMP-датирования возраст янаслорского комплекса — $386,5 \pm 6,0$ – $382,9 \pm 8,3$ млн. лет.

Как уже отмечалось, первые седиментационные признаки столкновения Войкарской зоны и края континента появились в раннем визе.

В Щучинской зоне развит достаточно полный разрез отложений, от ордовика до карбона, и при том, что островодужная природа этой зоны не подлежит сомнению, ее история отличается определенными особенностями [Каныгин и др., 2004]. Вулканиты ордовика, развитые здесь, изучены довольно плохо. По данным небольшого количества анализов, взятых на ограниченной площади, они характеризуются несколько повышенной щелочностью и попадают в поле базальтов вулканических дуг. Силур (в основном, лудлов) представлен базальтовыми андезитами, андезитами, трахиандезитами, дацитами и трахидацитами, базальтами, местами туфами и тефроидами. Геохимические особенности базальтоидов говорят об их принадлежности вулканической дуге, причем ее фронтальной части. В пржидольско-нижнеэйфельской части разреза

преобладают известняки, общей мощностью более 1000 м, с бокситоносными перерывами в основании, средней и верхней части, и развитием рифогенных известняков в средних частях разреза (Янганапинская рифовая система). Живет и фран представлены мощными (свыше 1500 м) олистостромами и турбидитами, с прослоями радиоляритов в нижней части. Фамен представлен флишем, мощностью до 2500 м (аналог зилаирской свиты), с редкими линзами олистостромов, как мономиктовых, так и полимиктовых (присутствуют обломки вулканитов и интрузивных пород); отмечен прослой базальтоидов. В карбоне преобладают известняки, однако в серпуховском ярусе появляются полимиктовые гравелиты и конгломераты (признак коллизии с окраиной континента).

В подразделениях девонско-каменноугольного разреза Щучинской зоны вулканисты и туфы редки или отсутствуют (Петропавловский тип разреза). Однако литология этих отложений свидетельствует об активной тектонической деятельности (олистостромы, конгломераты, граувакковый флиш); вполне возможно, что проявления активной вулканической дуги «спрятаны» восточнее, под мезо-кайнозойским чехлом. Кроме того, наиболее поздние магматические образования, характерные для вулканических дуг, все же обнаружены и в этой зоне [Андреичев, 2010]. По данным этого автора, датирование островодужных гранитоидов Щучинской зоны Rb-Sr и U-Pb методами выявило тенденцию к омоложению гранитоидных проявлений с запада на восток, причем она наблюдается по обоим изотопно-геохронометрическим системам. Rb-Sr возраст Янганапэйского + Сибилейского массивов составляет 400 млн. лет, Юрмэнекского — 381 млн. лет и Каньонного + Харасавейского — 353 млн. лет (от раннего девона до раннего турне!), а ряд U-Pb возрастов соответственно выглядит следующим образом: 435 – 387 – 372 млн. лет (от лландовери до фамена).

Когда Тагильская дуга столкнулась с континентом Лавруссия?

Решение этого вопроса понадобится нам в дальнейшем, когда придется обсуждать диахронный характер коллизии типа островная дуга – континент и связанное с этим омоложение высокобарических комплексов, прослеживающихся на север, вдоль ГУР. Хотя Тагильская дуга *sensu stricto* потеряла свою активность в раннем девоне, она не столкнулась с континентом и не аккретировала к нему, по крайней мере, до конца девона – начала карбона. Свидетельствуют об этом следующие данные. На западном склоне Среднего Урала, напротив южного конца Тагильской зоны, находится уже обсуждавшийся нами в предыдущих разделах Бардымско-Нязепетровский аллохтон, состоящий из двух пластин. Верхняя представлена океаническими и острово-

дужными вулканогенно-осадочными отложениями ордовикско-раннедевонского возраста и раннедевонским габбро-гипербазитовым Суроямским массивом [Жилин, Пучков, 2009]. Все комплексы демонстрируют теснейшее родство с Тагильской зоной. Нижняя пластина включает терригенные и кремнистые осадки лемвинского типа в интервале от ордовика до франа, указывая на спокойные, непрерывные условия осадконакопления на континентальной границе в течение всего времени существования зоны субдукции к востоку от нее [Puchkov, 2002b].



ПРОБЛЕМА:

Одним из самых загадочных геологических объектов Урала является его Платиноносный пояс.

Зональные (расслоенные) габбро-гипербазитовые комплексы Платиноносного пояса

Платиноносный пояс — грандиозное, уникальное образование, одно из наиболее значительных на Урале, сопоставимое по масштабам с цепью интрузий ГГО Урала (илл. 11, рис. 60), но несравненно более редкое в глобальном масштабе (в значительной мере ему соответствует только Аляскинский пояс концентрически-зональных массивов). Это гигантская, до 1000 км длиной, цепь из крупных, сложно построенных интрузий, расположенных на восточном склоне Среднего, Северного и Приполярного Урала, состоящих из дунитов, верлитов, клинопироксенитов, амфиболитов, оливиновых габбро, габбро-норитов и гранитоидов с резким преобладанием базитов. Несмотря на то, что эти массивы номинально представлены тем же набором пород, что и массивы, принадлежащие нижней части офиолитовой ассоциации, их конкретные особенности позволяют находить между ними большое количество различий, позволяющих их разделять и картировать. Так, дуниты платиноносных массивов более железисты, обеднены никелем и специализированы на платину и палладий, тогда как альпинотипные — на осмий-иридиевую группу, при этом в платиноносных дунитах не образуются значительных хромитовых месторождений; гарцбургиты, столь обычные в офиолитах, здесь отсутствуют, а габбро специфичны по ряду геохимических параметров, отличаясь большим содержанием ряда малых элементов, и в частности, стронция, скандия, ванадия.

Необходимо отметить, что многие исследователи различают среди пород ПП два главных, разнородных комплекса. Пользуясь терминологией А.А. Ефимова, это «эпидунитовый» (дунит-клино-

Далее к северу, в Салатимской зоне Среднего и Северного Урала, отвечающей зоне ГУР, удается реконструировать более фрагментарный разрез батальных отложений, от ордовика до франа, который также не позволяет предполагать коллизию ранее фамена [Петров, 2007]. Нет никаких указаний на это и в Вехнепечорском и Лемвинском аллохтонах Приполярного и Полярного Урала, где исключается возможность коллизии окраины континента с более восточными террейнами ранее начала карбона [Puchkov, 2002b].

пироксенит-габбровый) и «эпигаббровый», представленный крупными телами габбро с реликтами первичных офитовых дупироксеновых габбро-норитов. Назовем их 1-м и 2-м комплексами чтобы избежать генетических определений уже в названии. Наиболее поздними магматическими образованиями являются интрузии плагиогранитов. Довольно близки к точке зрения А.А. Ефимова авторы [Ферштатер и др., 1999], выделяющие в пределах ПП следующие «четыре ассоциации (в порядке формирования): 1 — дунит-клинопироксенит-габбровая (ДКГ); 2 — габбровая, 3 — лейкогабброанортозит-плагиогранитная (ЛАП) и 4 — жильных мелкозернистых амфиболовых габбро (МАГ), различающиеся составом одноименных пород и мантийного источника». Как справедливо отмечают эти авторы, две последние серии не связаны непосредственно с формированием собственно ПП, и представляют собой наложенные ассоциации: ЛАП-серия является продуктом анатексиса амфиболовых габбро первых двух серий, а наиболее молодые жильные амфиболовые габбро МАГ-серии фиксируют поздне тектонические разрывы.

Показано [Ефимов и др., 1993], что породы 1-го комплекса испытали равновесный гранулитовый метаморфизм, не превышающий 700–800 °С при давлении до 0,7 Гпа, что по глубине может соответствовать базальтовому слою коры переходного (островодужного) типа. К моменту внедрения в верхние горизонты земной коры эти породы все еще сохраняли высокую температуру, так же как и более молодые, заведомо магматические образования. Эти разогретые массы в процессе подъема и внедрения сыграли роль агента теплопереноса и вызвали метаморфизм рамы. По данным Ю.С. Каретина [1976], метаморфизм этот был зональным, с последовательной сменой от контактовых роговоиков через амфиболиты к зеленым сланцам.

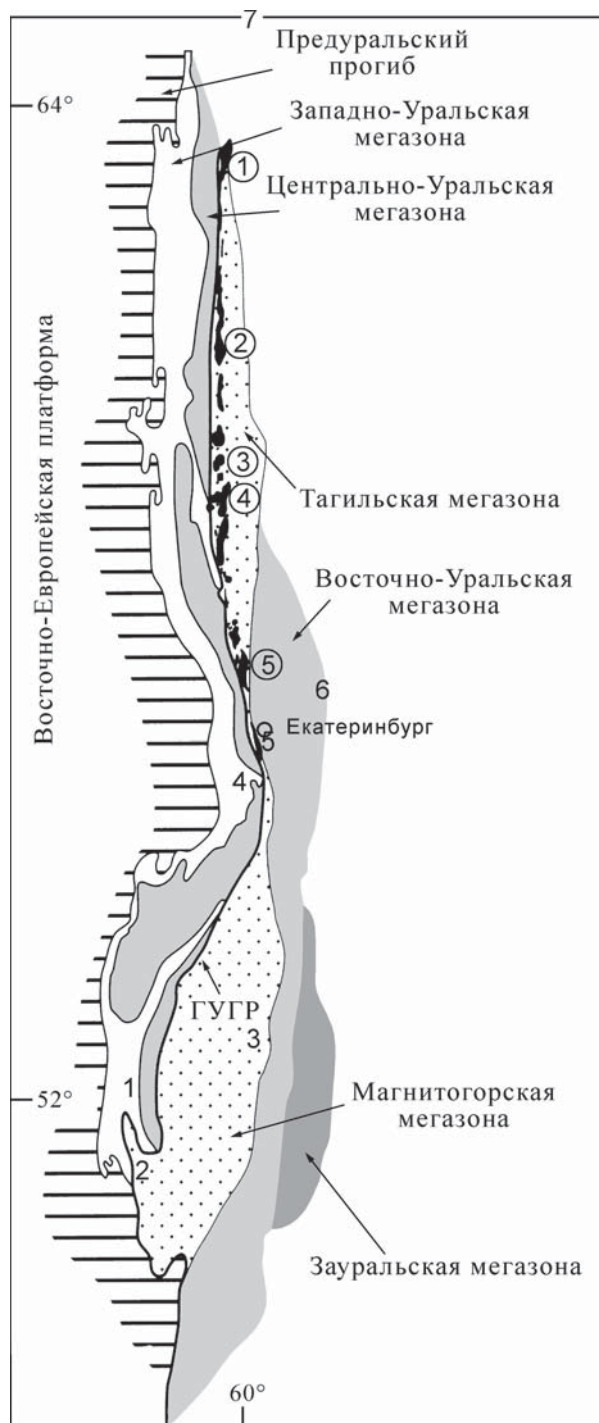


Рис. 60. Расположение массивов Платиноносного пояса (черная заливка) относительно тектонической зональности Урала. Расположение аналогичных комплексов в других районах Урала ([Иванов и др., 2006], с дополнениями)

Массивы ПП (в кружках): 1 — Харасюрский, 2 — Чистопский, 3 — Кумбинский, 4 — Кытлымский, 5 — Тагильский. Примерное местоположение массивов-аналогов или их фрагментов вне Тагильской зоны: 1 — Хабарнинский (ВХК), 2 — Велиховский, 3 — Сахаринский, 4 — Суроямский, 5 — Уктусский, 6 — Рефтинский (?), 7 — Хордюуский

Fig. 60. The position of the Platinum-bearing belt of the Urals (black) in relation to the tectonic zoning of the Urals ([Иванов и др., 2006], with additions)

The massifs of the Platinum-bearing belt (in circles): 1 — Kharasyur, 2 — Chistop, 3 — Kumba, 4 — Kytlym, 5 — Tagil. The approximate position of massifs which contain complexes, analogous to the Platinum-bearing belt, out of the limits of Tagil zone: 1 — East Khabarny, 2 — Velikhov, 3 — Sakhara, 4 — Suroyam, 5 — Uktus, 6 — Reft (?), 7 — Khordyus

По сути дела, платиноносный комплекс представляет собой уникальное «окно» в нижнюю или среднюю часть коры островодужного типа. Этот тезис получает подтверждение со стороны петрохимии, геофизики и изотопных методов датирования.

Структура массивов ПП была детально изучена А.А. Ефимовым [1977, 1984], который впервые закартировал и описал высокотемпературные пластические деформации дунит-пироксенит-габбровых комплексов. По его мнению, метаморфические преобразования полностью уравнили минераль-

ный состав эпидунитового комплекса, и никаких реликтов их первично-магматических структур не осталось. Последующие работы группы Г.Н. Савельевой подтвердили исключительно широкое развитие пластически деформированных пород в массивах ПП, но в то же время показали, что деформации не стирают полностью первичные магматические структуры, текстуры и особенности состава пород (например, [Савельева, и др., 1999; Савельев и др., 2001]). Как правило, базальная (нижняя) часть разреза плутонов сложена расслоенными ультрамафитами, испытавшими наиболее интенсивные пластические деформации. Тонкозернистые бластомилониты, бластопорфировые и порфиробластовые пироксен-оливиновые породы этой части разреза формировались в условиях стресса, обусловившего внутрикристаллическое трансляционное скольжение оливина сразу вслед за кристаллизацией, в интервале температур 850–1100°C. Расслоенные дунит-верлит-пироксениты сменяются вверх по разрезу меланократовыми, нередко порфиroidными оливиновыми габбро с оливиновыми и клинопироксеновыми прослоями. Бластомилониты здесь развиты локально, хрупкие деформации маркированы магматическими жилами габброноритов и оливин-клинопироксеновых пород. Дуниты нижней части разреза иногда протрудируют оливиновое габбро, троктолиты; петроструктуры таких (протрузивных) дунитов образованы в ходе синтетектонической рекристаллизации пород. Верхняя часть плутонического разреза сложена, в основном, габбро и габбро-норитами с трахитоидными магматическими структурами. Маломощные зоны хрупко-пластических деформаций здесь редки и, как правило, сопровождаются интенсивной амфиболизацией пород.

Комплексный анализ структуры массивов и минералого-геохимических характеристик пород всех последовательных серий (в структурно при-

вязанных образцах) показал, что крупные многокамерные плутоны формировались в ходе пульсационных внедрений магмы, сопровождавшихся высокотемпературными пластическими деформациями в поле дифференциальных напряжений [Савельева и др., 1999; Перцев и др., 2000; Савельев и др., 2001].

Форма этих массивов предполагается многими авторами [Иванов, 1997; Ферштатер и др., 1999], трубообразной, что резко отличается от представлений [Савельева и др., 1999; Савельев и др., 2001] о деформированных бескорневых лакколитообразных, пластовых телах, наклоненных к востоку.

Обоснование магматического генезиса платиноносных плутонов приводит во многих работах Г.Б. Ферштатер с соавторами (например, [Ферштатер и др., 1999]). В качестве исходного расплава для кристаллизации дунит-клинопироксенит-габбровых (ДКГ) тел предполагается состав, близкий породе типа тылаита — полевошпатового оливин-клинопироксенового габбро. Учитывая состав классических тылаитов [Иванов, 1997] и принимая во внимание тот факт, что в ДКГ помимо тылаитов значительный объем приходится на пироксениты и дуниты, мы можем предположить, что исходная магма по составу приближалась к пикритовой или находилась в ряду пикрит — основной пикробазальт [Петрографический ..., 2008]. По мнению [Ферштатер и др., 1999], образование комплекса началось на глубинах свыше 60 км, причем источником богатых одновременно Mg и Ca исходных расплавов ДКГ-серии могла быть только обогащенная кальцием и контаминированная коровым материалом мантия. Габбро же второй серии является продуктом деплетированной мантии и по составу приближается к известково-щелочным высокоглиноземистым базальтам.

Среди исследователей нет полного единодушия и в вопросе о геодинамической природе и генезисе пояса в целом. По мнению ряда авторов [Ефимов и др., 1993], массивы ПП имеют субплатформенную природу; проводится прямая аналогия между дунитами ПП и известным платформенным дунитовым массивом Кондер в Сибири. А.А. Ефимов считает, что это рифтовое образование. Близкие представления развиты на примере Кытлымского плутона, по поводу которого было высказано предположение [Савельева и др., 1999], что массив сформировался на рубеже раннего и позднего силура при деструкции континентальной окраины. Однако Кытлымский массив — не самое лучшее место, где можно развивать данную идею: условия обнаженности не позволяют с достаточной детальностью выявить взаимоотношения массива с континентальной окраиной, к тому же в целом ГУР проходит западнее ПП и по всем данным является сутурной зоной, развившейся из океанического бассейна, впоследствии субдуцированного. Не очень далеко от выше-

указанных — предположение [Ферштатер и др., 1999] о том, что формирование Платиноносного пояса Урала «происходило в рифтовой зоне, связанной с преддуговым раздвигом на начальной стадии субдукции. На ранней стадии рифтинга формировались трубообразные интрузивы ДПГ-серии, позднее — габбровые интрузивы, и на конечной стадии — жильные габброиды МАГ-серии».

Согласно другим исследователям [Иванов, Шмелев, 1996; Язева, Бочкарев, 2003; Иванов и др., 2006], ПП имеет островодужную природу и сложен разноглубинными выплавками, генерировавшимися над зоной субдукции, падающей на восток. По содержаниям большинства петрогенных и малых элементов (титана, ванадия, хрома, никеля и др.) габброиды массивов пояса обнаруживают явное сходство с толеитами островных дуг [Иванов и др., 2006]. Помимо прочего в пользу этой точки зрения говорят и преимущественно силурийские абсолютные возраста габбро. Идея о надсубдукционной природе концентрически-зональных комплексов Урало-Аляскинского типа в настоящее время поддерживается многими петрологами [Ферштатер и др., 2009а, б].

Массивы Пояса в преобладающей своей части располагаются среди геологических комплексов, сформированных в надсубдукционной геодинамической обстановке. На востоке это вулканиты (O_3-S_2) островодужного типа (кабанская, павдинская, отчасти именовская свиты) на западе — базальтоиды, которые, по ряду признаков [Петров, Пучков, 1994; Петров, 2006], сформировались в какой-то своей части над зоной субдукции (предположительно, отчасти средне- и верхнеордовикские выйская и мариинская свиты). Возраст пород Пояса, определенный в последнее время разными методами ([Иванов, Калеганов, 1993; Ронкин и др., 1997а; Bosch et al., 1997, 2006; Маегов и др., 2006а, б; Иванов и др., 2006; Ферштатер и др., 2009а, б] и ссылки на более ранние публикации там же), в основном ложится в интервал 410–460 млн. лет. При этом наиболее молодыми оказались единичные цирконы из Кытлымских гранитов, проанализированные U-Pb методами ID-TIMS и SHRIMP: 411–420 млн. лет [Ronkin et al., 2005], и цирконы из гранитизированных габбро-норитов (ряд от габбро до монцодиорита) Денежкина Камня 412 ± 10 млн. лет U-Pb метод, SHRIMP [Ефимов и др., 2006]. Дайки габбро-амфиболитов каменноугольного возраста (350 млн. лет [Ферштатер и др., 2009а]) возможно уже не имеют прямого отношения ни к ПП, ни к зоне субдукции. В целом же главный возрастной диапазон (410–460 млн. лет) совпадает с возрастом островодужных известково-щелочных вулканогенных комплексов Тагильской зоны, причем гранитизация датируется как наиболее поздний процесс.

Имеются и аномальные определения возраста, причем их количество быстро растет. Так, интерес-

ные данные, возможно косвенно подтверждающие субдукционную природу Пояса и более длительный интервал его становления, были получены при изучении цирконов из дунитов Кытлымского массива [Veа et al., 2001]. Необычный факт присутствия цирконов с древними возрастными в дунитах трактуется как доказательство рециклинга коры: образования силикатных расплавов, возникших при плавлении осадков с древними цирконами в зоне субдукции и проникавших затем вместе с цирконами в надсубдукционный мантийный клин. Первичные возрасты ксеногенных цирконов варьируют от 410 до 2800 млн. лет, цирконы с возрастными 350–370 млн. лет связываются с процессом образования диапира, а цирконы с возрастом 330 млн. лет — с кристаллизацией последних выплавов, возникших при окончательном внедрении массива.

Аномальными являются данные [Маегов и др., 2006а] по изохронному Sm-Nd изотопному датированию оливин-анортитовых габбро ПП, составившие 561 ± 28 млн. лет (Кумба) и 489 ± 130 млн. лет (Денежкин Камень). Аналогичные данные сообщаются и в работе [Попов, Беляцкий, 2006].

Недавно полученная U-Pb SHRIMP-датировка Нижне-Тагильского массива [Малич и др., 2009] по дискордии, 2781 ± 56 млн. лет, и «молодая» датировка циркона из того же образца 585 ± 29 млн. лет, как и вышеприведенные Sm-Nd данные, делают простую модель происхождения каждого из массивов ПП в результате одноэтапной дифференциации индивидуального магматического очага весьма сомнительной, тем более, что и вышеупомянутая длительность основного интервала датировок массивов — 410–460 млн. лет (верхний ордовик — лохков) позволяет предполагать, что процесс не был одноэтапным).

Вышеизложенные данные приводят к необходимости построения альтернативной, многоэтапной модели образования ПП, растянутого по времени на весь предостроводужный и островодужный этапы развития Тагильской зоны. Автору представляется, что первый этап образования Платиноносного пояса имел место в ордовике, и с ним связано формирование 1-го, дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса в условиях подъема мантийного диапира и обусловленного им рифтогенеза при заложении зоны субдукции. Тем самым примиряются казалось бы непримиримые точки зрения о рифтогенезе и субдукции. Происходил описанный в целом ряде публикаций процесс рифтогенеза над погружающимся литосферным слэбом [Пучков, 2000 (и ссылки в этой работе); Stern, 2004; Gurnis et al., 2004]. Этап сопровождался глубинными, высокотемпературными выплавками базит-гипербазитовой (пикритовой?) магмы в обогащенной мантии и образованием ДКГ (первого комплекса). В силуре — начале девона к этим компонентам пояса добавлялись внедрявшиеся в них двупироксеновые габбро-но-

риты (второй комплекс), образованные в надсубдукционном клине из более деплетированной мантии, и затем плагиограниты (ЛАП). Одновременно с образованием интрузий второго этапа происходил подъем (экстумация) массивов, их внедрение в верхние горизонты в горячем твердопластичном состоянии, накопление флюидов и постепенное остывание, что также отразилось в растяжке интервала изотопных возрастов. Вполне вероятно, что в процессе выведения расслоенных магматических комплексов к поверхности происходила не только контаминация их древними цирконами из слэба, но и захват и глубокое преобразование чужеродных, вмещающих докембрийских мантийных базит-гипербазитовых комплексов, с глубоким деплетированием и перерождением гарцбургитов и лерцолитов в платиноносные дуниты вследствие реакционных взаимодействий с расплавом, а также с ретроградным превращением эклогитов в габброиды (тылаиты и др.).

Схема формирования возрастных характеристик платиноносных массивов, в сравнении с публикацией F. Veа et al. [2001], также претерпела дальнейшие осложнения в работах [Ферштатер и др., 2009а, б]. По данным этих авторов, в образцах дунитов Косьвинского, Сахаринского, Восточно-Хабарнинского массивов выделяются 4 группы цирконов: 1) остаточные мантийные (?) архейского возраста, захваченные расплавом, просачивавшимся сквозь древнюю мантию; 2) ксеногенные — протерозойского возраста, захваченные расплавом из вмещающих пород, принадлежавших протерозойскому фундаменту Уральского орогена; 3) цирконы магматического габитуса, близкие по возрасту и геохимии цирконам ассоциирующих габброидов, с которыми они генетически связаны; 4) постмагматические цирконы, кристаллизовавшиеся из гидротермальных растворов, сопровождавших рекристаллизацию дунитов.

В этой интерпретации, в целом очень интересной и основанной на обширном и ценном материале, довольно рискованным представляется предположение о том, что «выше метасоматизированного мантийного клина на глубине 40–25 км в ордовикско-силурийское время располагался блок «доуральского» фундамента (возможно, представленный породами Восточно-Европейской платформы), на котором и была заложена Тагильская мегазона... В дальнейшем, к девонскому времени, этот фундамент был разрушен». Такое предположение кажется искусственным: фактически делается предположение, что в ордовике — силуре фундамент был, однако он лишь снабжал расплавы цирконами, но не повлиял на признанный большинством исследователей энсиматический облик Тагильской дуги, а в девоне каким-то образом рассосался. Не убеждает и отнесение цирконов 1-го типа к остаточному мантийному типу, учитывая, что возраст мантии

приближается к 4,5 млрд. лет, причем первые 2 млрд. лет были временем наиболее активной конвекции, неизбежно сопровождавшейся рециклингом нарождающейся коры и литосферы. Скорее всего, и эти цирконы в принципе ксеногенны: уже отмечалось, что цирконы в перидотитах не образуются вследствие дефицита SiO_2 , и могут лишь быть доставлены и оставлены базальтовой магмой.

Проблема интерпретации этих датировок перекликается с проблемами древних датировок габбро-гипербазитовых комплексов офиолитов, и в частности, наличия ксеногенных цирконов в именованной свите [Пучков, 2006; Пучков и др., 2006], обсуждавшимися выше. Из рассмотрения проблемы ксеногенных цирконов в офиолитах (см. выше) следует, что для объяснения их генезиса совершенно необязательна гипотеза прохождения расплавов через континентальную кору. Достаточно признать реальность многократного рециклинга океанической литосферы (в том числе, и осадков) в мантии.

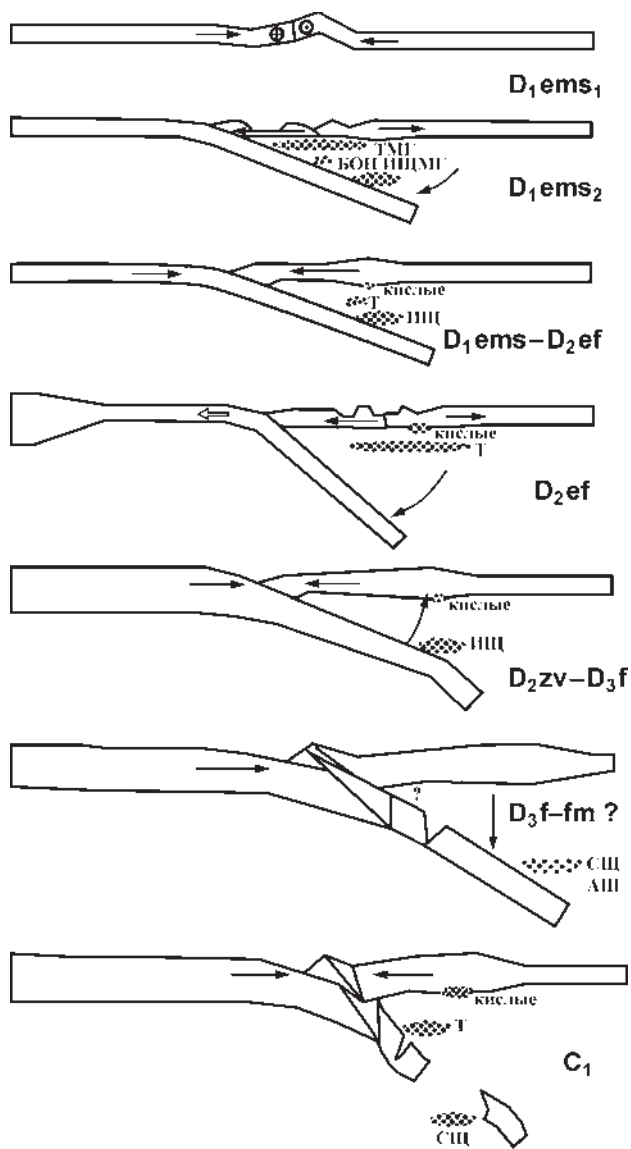
Образование, подобное по масштабу ПП, отсутствует в Магнитогорской мегазоне, по крайней мере, на уровне современного эрозионного среза, хотя отдельные объекты могут быть сопоставлены с платиноносными. По данным обсчета гравитационных аномалий [Иванов, Винничук, 2001] было показано, что под западной частью Магнитогорской зоны на глубине нескольких километров могут находиться габбровые массивы, подобные массивам ПП, но на поверхность они не выходят. Высказывалась и несколько иная точка зрения — об уникальности пояса, о том, что его становление было связано с необычным сочетанием геодинамических условий в ходе развития Тагильской островной дуги [Язева, Бочкарев, 2003]. Однако принципиальное наличие зональных расслоенных плутонов, часто находящихся в ассоциации с офиолитами, но так или иначе связанных с процессом субдукции, не является исключительной особенностью Тагильской зоны. Они известны, например (рис. 60), в Хабаровском и, возможно, Режевском массивах в качестве дунит-верлит-габбро-плагиигранитного комплекса. Дунит-клинопироксенит-габбро-сиенитовый Сахаринский массив на востоке Магнитогорской зоны вполне сопоставим с платиноносными [Иванов, 1997]. Велиховский массив в Сакмарской зоне, с его месторождением ванадиеносных титаномагнетитов, в известной мере «двойник» Качканарского массива. Уктусский массив описан как аналог Платиноносного [Пучков, 2000]. Хордьюсский массив высокостронциевых габбро Полярного Урала, превращенных в гранулитовые кристаллосланцы, по геохимическим признакам уже давно относился А.А. Ефимовым к образованиям, родственным массивам ПП. Наконец, Суроямский массив с его месторождением апатитоносных титаномагнетитов является шарьированным фрагментом ПП [Жилин, Пучков, 2009].

История Магнитогорской островной дуги

В системе палеозойских складчатых областей Магнитогорская зона Ю. Урала, наравне с Тагильской, представляет собой уникальный по своей сохранности фрагмент островной дуги, активно развивавшейся в девонское время. Южным продолжением ее являются Западные Мугоджары, где на старых картах, до начала изучения конодонтов, ошибочно был показан силур вместо девона; на север она прослеживается через сильно эродированную Арамилско-Сухтелинскую зону [Савельев и др., 2006а, б; Сначев и др., 2006] в район Режа и Алапаевска, где она развита в виде серии тектонических покровов [Бочкарев, Сурин, 1993; Пучков, 2000], и в Туринскую подзону (см. выше). Изучение конодонтов позволило построить очень точную стратиграфию островодужных комплексов (например, [Маслов и др., 2008]), а усилия петрологов — дать их детальное формационное расчленение [Косарев и др., 2005, 2006] и скоррелировать эти формации в рамках тектоностратиграфической схемы Южного Урала (рис. 45). Нами была построена сводная модель формирования МОД (рис. 61), в которой чередование этапов растяжения и сжатия, со сменой вулканитов различного типа, трактуется в связи с поведением зоны субдукции [Косарев и др., 2005, 2006; Пучков, 2005], и подробно рассмотрен процесс столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента [Brown, Puchkov, 2004].

Формированию МОД предшествовала значительная тектоническая пауза, с которой связано накопление осадочных пород как глубоководных, так и мелководных, преобладавшая в течение большей части силура и в начале девона. Невулканогенные разрезы силура описаны в основном в составе глубоководной кремнисто-глинисто-сланцевой сакмарской свиты, тогда как нижнедевонские — в составе мазовской свиты, ишкильдинской, ильтибановской, мансуровской, ускульской, рыскужинской, субтакской толщ, представленных либо глубоководными терригенно-кремнистыми, кремнистыми, глинисто-кремнистыми, либо мелководными известняковыми биогермными осадками [Артюшкова, Маслов, 2001]. Однако с этим же временем связано формирование олистостромового горизонта, местами наблюдаемого в крупных блоках среди серпентинитового меланжа зоны ГУР (например, в районе с. Байгускарово (илл. 24), на Дергамышском рудном поле [Зайков и др., 2009] и др.). Не исключено, что с этим горизонтом связаны и нижнедевонские олистостромовые комплексы Сакмарского аллохтона, которые в принципе могут быть связаны с процессом взламывания океанической коры на начальных этапах заложения и развития зоны субдукции.

Вулканогенные комплексы МОД хорошо изучены; их вертикальные и отчасти латеральные ряды состоят из следующих формаций [Косарев и др.,



2005, 2006]; (рис. 45): 1. Баймак-бурибайская контрастная риолит-базальтовая с нижней толеит-бонинитовой толщей (D_1ems_2); 2. Верхнетаналыкская непрерывная гомодромная базальт-андезит-дацит-риолитовая (D_1ems_2); 3. Ирэндыйская андезит-базальтовая ($D_1ems_2-D_2e_1$); 4. Карамалыташская контрастная риолит-базальтовая (D_2e); 5. Улутауская непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая ($D_2zv-D_3f_1$)¹; 6. Бабарыкинская непрерывная базальт-андезит-базальтовая (D_3f_2); 7. Шелудивогорская шошонит-абсарокитовая (D_3fm) (эти порядковые цифры сохранены на схеме рис. 45). Завершается вертикальный ряд нижнекаменноугольными толеит-базальтовой и субщелочной калинатровой контрастной базальт-риолитовой вулканогенными сериями, образование которых относится уже к этапу разрушения островной дуги.

Рис. 61. Геодинамическая модель раннеостроводужной, зрелой островодужной и коллизионной стадий развития Магнитогорской зоны Южного Урала [Косарев и др., 2006]

Кружки с крестом и точкой — предполагаемые сдвиги, предвещающие начало субдукции. Точечные линзы — предполагаемые зоны выплавления исходных магм различных петрогенетических серий: Т — толеитовой островодужной, ТМГ — толеитовой магнезиальной, ИЩ — известково-щелочной, БОН — бонинитовой, АШ — абсарокит-шошонитовой, СЩ — субщелочной, кислые — предполагаемая область выплавления кислых магм. Стрелки горизонтальные указывают возможное направление относительного движения плит. Стрелки наклонные и вертикальные показывают предполагаемое изменение наклона и геометрии слэба

Fig. 61. Geodynamic model of the early island arc, mature arc and collisional stages of development of the Magnitogorsk zone of the Southern Urals [Косарев и др., 2006]

The circles with cross and point — supposed strike-slips, forestalling the subduction. Lenses with points — supposed zones of melting, producing initial magmas of different petrogenetic series: Т — tholeiitic island-arc, ТМГ — tholeiitic magnesian, ИЩ — calc-alkaline, БОН — boninitic, АШ — absarokit-shoshonitic, СЩ — subalkaline, Russian word кислые — a supposed area of melting of acid magmas. The horizontal arrows show a probable relative direction of movement of lithospheric plates. The inclined and vertical arrows show a probable change of inclination and geometry of the slab

Легко заметить, что история вулканизма МОД характеризуется чередованием в разрезе преимущественно контрастных и последовательно дифференцированных серий. Естественно, возникает вопрос: как объяснить такие изменения в вулканизме? Какие силы действовали при этом, и какими структурными перестройками они сопровождалась?

Нетрудно предположить (см. выше), что заложение энсиматической островной дуги сопровождалось взламыванием океанической литосферы, и это должно было отразиться в рельефе. Не исключено, что эмские и более древние раннедевонские олистоостромы являлись предвестниками начавшегося процесса (в Сакмарской зоне это, возможно, шандинская олистоострома). При этом требовалось определенное время, чтобы литосферный слэб достиг глубины (порядка 100 км), где начинается плавление надсубдукционного клина под действием флюида, поступающего из слэба.

В последнее время появилось довольно много свидетельств того, что с заложением островной дуги связаны условия растяжения (выше этот вопрос уже обсуждался). Сделана попытка моделировать этот процесс. Согласно этой модели, вначале процесс погружения плиты идет медленно, в условиях сжатия, но с какого-то момента начинается проваливание края плиты — возможно, вызванное его

¹ Недавно появились сведения о принадлежности улутауской свиты целиком к низам франа [Кузнецов и др., 2008б]. Игнорировать эти сведения не следует, но и отнести к ним с осторожностью не мешает. По меньшей мере, было бы преждевременным распространять данные, полученные в Файзулинском карьере, на все разрезы улутауской свиты.

экологитизацией и утяжелением, в результате чего происходит откат глубоководного желоба, маркирующего перегиб плиты (trench roll-back), и в освобождающееся пространство поднимается астеносферный диапир. Создаются условия, сходные с условиями медленного спрединга [Stern, 2002]. В случае, описанном в МОД, этот процесс сопровождается образованием вулканитов толеитовой и контрастной формаций. Малая скорость спрединга создает условия для спокойной дифференциации и образования, наряду с низкотитанистыми малокалиевыми базальтами, также и кислых пород. Одновременно, однако, оказывается задействованной и другая, значительно более глубокая и высокотемпературная зона плавления, в которой образуются бониниты. Знаменательно, что бониниты появляются именно на раннем этапе истории островной дуги, сразу после ее заложения (точнее, достижения слэбом глубин, с которых начинается плавление), и в дальнейшем не наблюдаются. Можно предположить, что их образование связано с первым плавлением надсубдукционного клина под действием воды, высвобождающейся из слэба — пока этот клин еще имеет очень высокую температуру, обеспечивающую высокую степень плавления.

В дальнейшем, на верхнетаналыкско-ирендыкском этапе, МОД перешла в режим, который можно назвать стационарным или стандартным, с образованием преимущественно известково-щелочных магм и подчиненных толеитовых с нормальной и пониженной магнезиальностью, принадлежащих верхам баймак-бурибаевского, верхнетаналыкско-му и всему ирендыкскому комплексам.

Появление карамалыташского комплекса свидетельствует о резкой перестройке режима субдукции. Облик соответствующей серии определяется значительным преобладанием толеитовой компоненты с контрастным типом дифференциации. Условия карамалыташского времени приближаются к первой половине баймак-бурибаевского, с тем отличием, что температура надсубдукционного клина сильно понижена (бонинитов нет), и основной объем плавления осуществляется в условиях растяжения над астеносферным диапиром. Возможна принадлежность карамалыташского вулканизма к внутри- или задуговому рифту — в связи с принадлежностью самой МОД марианскому типу.

Сейчас уже достаточно очевидно, что принадлежность дуги марианскому или чилийскому типу зависит от возраста субдуцируемой коры (дуги марианского типа, с крутой зоной субдукции, сопровождаемые зонами задугового или внутридугового спрединга, возникают над древней, тяжелой корой) ([Пучков, 2005] и ссылки в этой работе). Максимальный возраст палеоуральской океанической коры на момент образования карамалыташского комплекса мог составлять величину порядка 100 млн. лет, с раннего ордовика до раннего живета, что со-

поставимо с возрастом коры, субдуцируемой в Западно-Тихоокеанском обрамлении. Первоначально должна была субдуцироваться наиболее молодая кора (раннедевонская? силурийская?), уступавшая место все более древней по мере того как островная дуга приближалась к пассивной окраине Восточно-Европейского континента, заложившейся в раннем ордовике. Субдуцируемая кора стала достаточно тяжелой для того, чтобы наклон угла субдукции увеличился, и над ней возникла зона растяжения.

С улутауского времени восстанавливается режим формирования известково-щелочных серий. Примечательной особенностью этого этапа развития дуги является смещение вулканической оси к востоку, что можно связывать с новым выполаживанием зоны субдукции. Такое выполаживание, действительно, рано или поздно должно было произойти в связи со сближением Магнитогорской островной дуги и Восточно-Европейского континента и вхождением его внешнего, легкого края в зону субдукции.

Возможность субдукции континентальной литосферы, даже утоньшенной, ограничена ее плавучестью. Когда плавучесть превышает силы, заталкивающие и/или затягивающие слэб в мантию, происходит заклинивание зоны субдукции и всплытие континентального края. Эти события описываются как столкновение (коллизия) островной дуги и континента.

Коллизия Магнитогорской дуги и пассивной окраины континента

Вкратце основные результаты проведенных исследований по этому вопросу [Brown, Puchkov, 2004] и последующих дискуссий на полевых объектах с участниками Проекта МПГК-453 летом 2004 г., на Международном Геологическом Конгрессе во Флоренции, на Ассамблее EGU в Вене в 2007 г., на совещаниях по МПГК-524 в Тайпее и Ориндже (Тайвань и Австралия, 2008–2009 гг.), можно сформулировать следующим образом. В девонское время в Палеоуральском океане напротив южно-среднеуральской части пассивной окраины континента Балтики сформировалась Магнитогорская островная дуга. Дуга находилась над зоной субдукции, падавшей от континента. Вследствие этого в позднем девоне произошла коллизия континента и островной дуги, повлекшая за собой следующие события: **1.** Вхождение в зону субдукции утоненного края континента; **2.** Резкое наращивание аккреционного комплекса. Поднятие его над уровнем моря с образованием кордильеры Урал-Тау и двух флишевых бассейнов по обе стороны от него. Кстати, кордильера Урал-Тау является полным аналогом внешней, авулканогенной (аккреционной по происхождению) дуги Зондского архипелага (рис. 62). **3.** Заклинивание зоны субдукции и слом слэба: его легкая, плавучая приконтинентальная часть поднялась к поверхности

вместе с эклогит-глаукофансланцевым комплексом и начала размываться. Тяжелая часть слэба оторвалась и начала погружаться, вызывая плавление в более глубоких частях надсубдукционного клина и приводя к образованию вулканитов повышенной щелочности. 4. Соскабливание жесткой фронтальной частью кордильеры глубоководных (батиальных и абиссальных) осадков и краевых офиолитов и на движение их на континентальный шельф с уже сформированным на нем флишем. 5. Формирование сутурной зоны ГУР, отделяющей континентальную окраину, с аккреционным комплексом на ней в виде пакета тектонических пластин, от реликта островной дуги. Примерно такой же сценарий, восстановленный по взаимоотношениям тектонических пластин, предложен нами при описании взаимоотношений тектонических пластин в Сакмарском аллохтоне, см. ниже (рис. 88).

Отметим, что столкновение дуги и пассивной окраины континента — специфичная черта уралид, отличающая их от расположенных восточнее систем Урало-Монгольского пояса.

Вследствие заклинивания зоны субдукции, в раннем карбоне произошел ее перескок с формированием Валерьяновского окраинно-континентального пояса вулканитов. Формирование раннекаменноугольных вулканитов характеризует процесс разрушения отмершей островной дуги и отчасти приобретает черты рифтового.

Проблема взаимоотношений Магнитогорской и Тагильской островных дуг

Как мы уже говорили, реликты МОД через Сухтелинско-Арамилскую зону прослеживаются в Алапаевско-Режевскую в виде тектонических покровов [Пучков, 2000]. С другой стороны, как мы только что видели, субдукционные комплексы примерно того же возраста наблюдаются и в Туринской подзоне Тагильской зоны, и автор высказывал предположение, что Магнитогорская зона субдукции протягивалась под Тагильскую зону, которая вела себя в это время как пассивный террейн. Вопрос этот первоначально важен для обоснования единой модели диахронного столкновения островной дуги и континента и формирования всеуральского эклогит-глаукофансланцевого пояса.

Одним из чувствительных индикаторов поведения зоны субдукции на заключительных стадиях ее развития является сопутствующий ей метаморфизм высоких давлений — низких температур. Предположение о субдукционной природе эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма вытекает как из тесных пространственных соотношений этих метаморфитов и островодужных комплексов, так и из общих соображений, связывающих относительно низкие температуры метаморфизма при высоких давлениях с погружением холодного литосферного

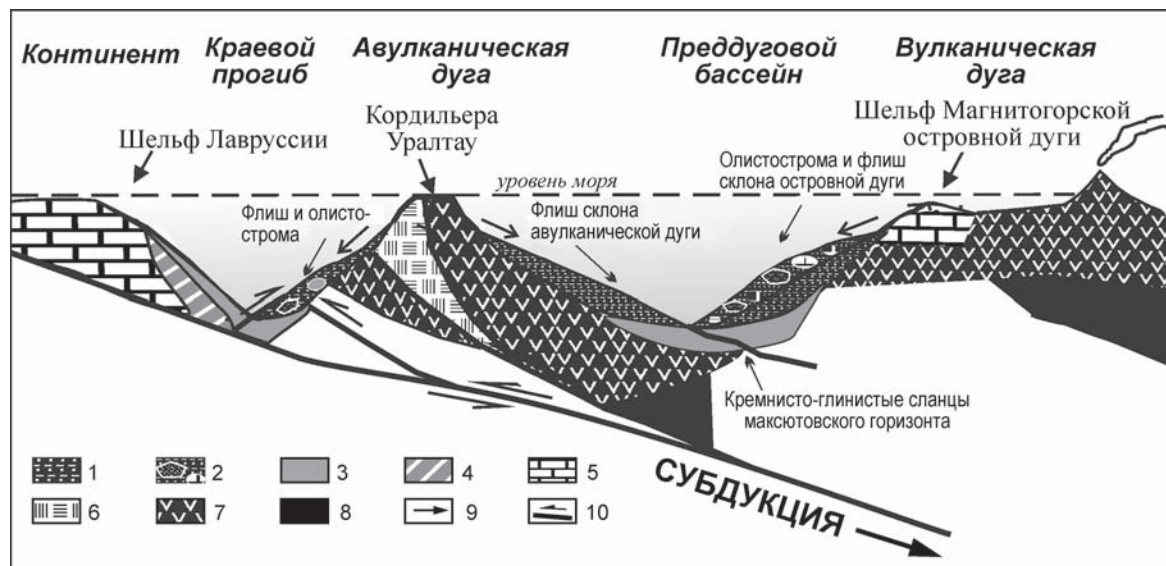


Рис. 62. Реконструкция взаимоотношений Магнитогорской островной дуги, аккреционного комплекса и пассивной окраины континента на момент столкновения дуги и континента (фамен) [Puchkov, 2002b], отредактировано

Условные обозначения: 1 — зилайский флиш, 2 — олистострома, 3 — кремнистый предфлиш, 4 — батиальные (O–D₂) отложения, 5 — шельфовые отложения, 6 — максютовский метаморфический комплекс, 7 — островодужные вулканиты, 8 — офиолиты, 9 — направление терригенного сноса, 10 — разломы и направление тектонических смещений

Fig. 62. The reconstruction of relationships between the Magnitogorsk arc accretionary complex and a continental passive margin for the moment of the arc-continent collision (Famennian) [Puchkov, 2002b], modified

Explanations: 1 — Zilair flysch, 2 — olistostrome, 3 — cherty preflysch, 4 — bathyal (O–D₂) deposits, 5 — shelf deposits, 6 — Maksyutovo complex, 7 — island arc volcanics, 8 — ophiolites, 9 — directions of a terrirogenous transport, 10 — faults and directions of tectonic movements

слэба на большие глубины при субдукции. Исходя из этого, следует предположить, что возраста этого метаморфизма должны совпадать со временем действия субдукции, а ее наиболее древние продукты — быть несколько древнее надсубдукционного вулканизма, который возникает не сразу, а лишь при достижении литосферным слэбом определенных глубин, где начинается плавление.

Высокобарический метаморфизм в зоне ГУР

Вопрос о времени формирования и о природе метаморфитов высоких давлений и низких температур (HP-LT) для Урала особенно актуален, поскольку в зоне ГУР и вблизи ее эти метаморфические породы (глаукофановые сланцы и эклогиты) развиты очень широко, образуя прерывистый, но чрезвычайно протяженный, почти 2000-километровый пояс, прослеживающийся от р. Эбеты на юге до р. Щучьей на севере (рис. 63). Этому вопросу посвящена масса литературы, от капитальных работ Н.Л. Добрецова [1964] и В.И. Ленных [1977] до недавней статьи автора [Пучков, 2009].

Общие вопросы возраста зоны ГУР на Урале и механизма эксгумации высокобарических комплексов рассматривались нами ранее ([Пучков, 2000] и ссылки там же), и во избежание повторов мы отсылаем читателя к этой работе. Отметим для тех, кто не имеет этой работы под рукой: в ней были приведены дополнительные доказательства того, что эклогит-глаукофановый пояс возник в результате коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента и эксгумации субдукционных высокобарических метаморфитов в зоне ГУР. Показано, что активность ГУР по-видимому закончилась еще в раннекаменноугольное время, и разлом был запечатан гранитами, уже не испытывавшими катаклаза. Другой момент, уже обсуждавшийся, касается механизма эксгумации эклогит-глаукофановых комплексов, которая объясняется плавучестью блока, сталкивающегося с островной дугой и затягиваемого в зону субдукции: микроконтинента [Пучков, 1996a] или пассивной окраины континента [Chemenda et al., 1997]. К аргументам в пользу представления о том, что эксгумация связана с плавучестью затягиваемого в зону субдукции континентального блока, мы можем теперь добавить следующее. **1.** Как показывают минералогические исследования [Chopin, 2004], континентальная кора может быть субдуцирована на глубину порядка 100 км и затем возвратиться на поверхность Земли, неся в себе минералогические следы пребывания на этих глубинах. **2.** В зону субдукции затягивается не просто кора, а континентальная литосфера, удельный вес которой должен быть ниже удельного веса астеносферы, в которую она субдуцируется. Это особенно касается кратонной, относительно легкой

литосферы [Carlson et al., 2005]. **3.** Важно, что при заклинивании зоны субдукции тяжелая, эклогитизированная часть слэба может отрываться, выключая тем самым важную движущую часть субдукционного механизма (slab pull). Отрыв слэба в современных зонах субдукции продемонстрирован на ряде сейсмотомографических профилей (Тайвань, Карпаты и др., например, [Lallemand et al., 2001]) и использован нами при составлении схемы развития Магнитогорской дуги (см. выше).

Здесь мы рассмотрим вопросы возраста и Р-Т условий формирования метаморфических комплексов зоны ГУР более подробно и последовательно, с юга на север.

Наиболее ярким и доступным объектом пояса, хорошо изученным как российскими исследователями, так и международными группами, особенно активными в 90-е годы прошлого столетия, в период действия программы ЕВРОПРОБА, является **максютовский комплекс Южного Урала**, который мы рассмотрим наиболее детально, совместно с близкими по возрасту метаморфитами других типов (рис. 63).

Находками конодонтов в линзах мраморов, находящихся в разрезах, сложенных метабазитами, черными микрокварцитами (метакремнями?), метаграувакками с протрузиями серпентинитов, было доказано присутствие палеозойских толщ в составе максютовского комплекса [Захаров, Пучков, 1994]. Вопрос о присутствии докембрийских образований в максютовском комплексе при этом остался открытым: уже давно приводились сведения о докембрийских датировках его пород Rb-Sr и U-Pb методами [Добрецов, 1974; Вализер, Ленных, 1988 и др.], однако аналитические данные не приводились; были довольно большие основания относиться к ним с недоверием. Тем не менее, некоторые более поздние данные также как будто свидетельствуют в пользу наличия докембрийских образований [Краснобаев и др., 1996; Lennykh, Valizer, 1999].

Максютовские эклогиты долго считались чужеродными образованиями, даже глыбами олистостромы [Эклогиты ..., 1989]. Это вообще довольно живучая точка зрения. Поскольку высокобарические парагенезисы лучше всего сохраняются в породах основного состава и значительно слабее — в более кислом матриксе, некоторые исследователи до сих пор считают эклогиты максютовского комплекса экзотическими образованиями [Кориневский, Кориневский, 2006]. Однако изучение петрологии пород (углеродистых кварцитосланцев), вмещающих максютовские эклогиты в Карояновском обнажении, и сравнение зондовых данных по зональности гранатов в эклогитах и вмещающих породах уже довольно давно показало, что эклогиты и вмещающие кварцитосланцы изофациальны [Карстен и др., 1994].

Существенная разница в метаморфизме разных частей максютовского комплекса [Вализер, Ленных, 1988], находки фауны [Захаров, Пучков, 1994] и

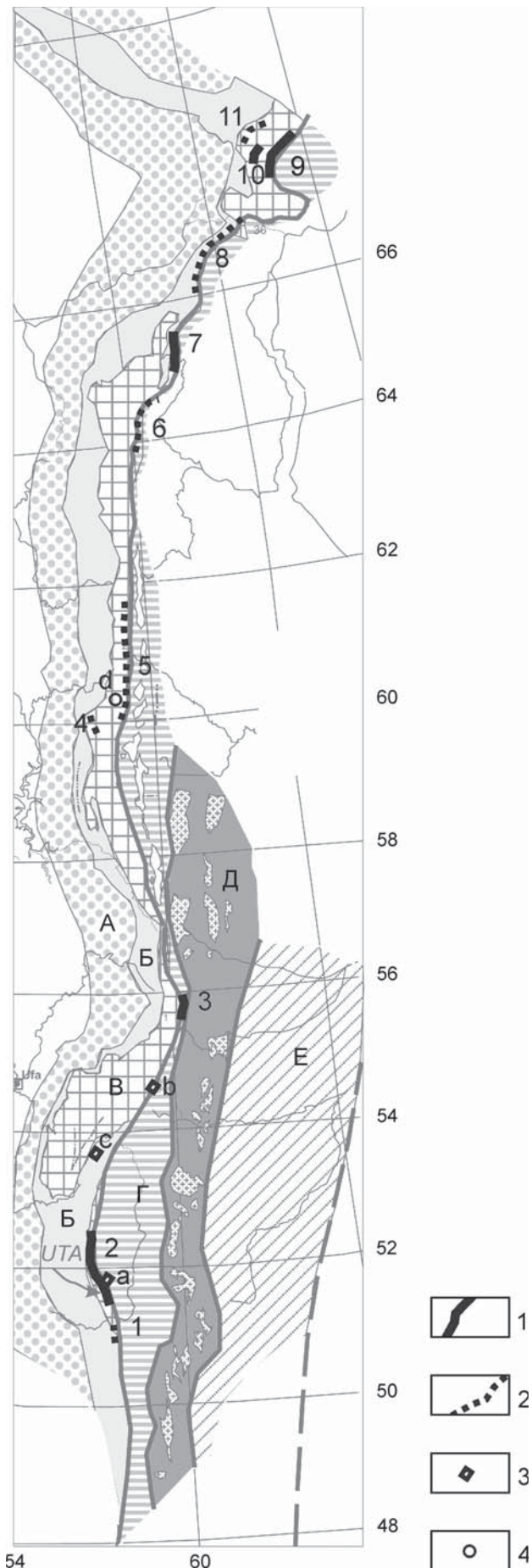


Рис. 63. Всеуральский палеозойский пояс зон и локальных проявлений высокобарического метаморфизма, сопровождающий тагило-магнитогорские островодужные комплексы в зоне ГУР. Информация наложена на схему тектонической зональности Урала, илл. 11.

Условные обозначения: 1 — эколгит-глаукофансланцевый тип, 2 — глаукофансланцевый тип, 3 — выходы гранатовых пироксенитов (высокобарические гранулиты), 4 — дистен-силлиманитовый тип. Цифры на схеме: 1 — эбетинский комплекс, 2 — максютовский комплекс, 3 — куртинский комплекс симплектитовых эколгитов, с наложенным амфиболитовым метаморфизмом, 4 — кваркушские глаукофановые сланцы, 5 — Салатимский пояс, 6 — Маньинско-Щекурынские проявления глаукофановых сланцев, 7 — неркаюско-парусшорский комплекс, 8 — метаморфический комплекс в экзоконтакте Войкаро-Сынинского базит-гипербазитового массива и Степрузском меланже, 9 — метаморфический комплекс в экзоконтакте Сыумкеуского базит-гипербазитового массива, 10 — Комплексы Марун-Кей и Слюдяной горки, 11 — шучьинский комплекс. Буквы на схеме: а-с — выходы гранатовых перидотитов, датированных U-Pb методом по цирконам (а — Байгускарово, б — Миндяк, с — Узьянский Крак); d — белокаменский комплекс дистен-силлиманитовых сланцев

Fig. 63. The All-Uralian high-pressure/low-temperature (HP-LT) metamorphic belt and local high-pressure metamorphic rocks accompanying the Tagil-Magnitogorskian island-arc zone in the walls of the Main Uralian Fault

Symbols: 1 — eclogite-glaucophane-schist type, 2 — glaucophane-schist type, 3 — garnet pyroxenite (high-pressure granulite) occurrences, 4 — disthene-sillimanite type. Numbers in the scheme: 1 — Ebeta complex, 2 — Maksutovo complex, 3 — Kurtinsky complex of symplectite eclogites, affected by amphibolite metamorphism, 4 — Kvar Kush blueschists, dated as Lower Cambrian, 5 — Salatim belt, 6 — Manyashchekurya occurrences, 7 — Nerka-yu-Parus-shor complex, 8 — metamorphic complex in the exocontact of the Voykar-Synya mafic-ultramafic massif and Stepruz melange, 9 — metamorphic complex in the exocontact of the Syum-Keu mafic-ultramafic massif, 10 — Marun-Keu and Sliudyanaya Gorka complexes, 11 — Schuchya complex. Letters in the scheme: a-c — garnet pyroxenite occurrences, dated by U-Pb method (zircons) (a — Mindyak, b — Bayguskarovo, c — Uzyan Kraka); d — Belokamensk (disthene-sillimanite) complex

данные детальных геологических съемок привели к отказу от традиционного четырехчленного деления максютовского комплекса, зафиксированного в Унифицированных стратиграфических схемах Урала (галеевская, кайраклинская, юмагузинская и карамалинская). Возникли условия для перехода к двухчленному делению, хотя разные геологи по-разному определяли объем двух выделяемых единиц. Эти выводы, в общем виде, были приняты и развиты исследователями, изучавшими этот комплекс в 90-х гг. по программе «Уралиды».

Исследователи, занимавшиеся изучением структуры [Lennykh, Valizer, 1999; Hetzel et al., 1998; Hetzel, 1999], описывают ее как сложно построенную, косо ундулирующую антиформу, образованную двумя тектоническими единицами (рис. 64). На основании личного знакомства со структурой добавлю, что для нее чрезвычайно характерны лежащие изоклинальные складки, а пологое залегание крупных текто-

нических форм отчасти маскирует чрезвычайно напряженную тектонику.

Нижняя — 1-я единица сложена метаосадками, включая метакварциты, метаграувакки и метапелиты. Среди них имеются менее деформированные блоки основного и ультраосновного состава. Сюда же отнесена метакварцитовая и метааркозовая юмагузинская свита. В целом, эта единица отвечает галеевской, кайраклинской и юмагузинской свитам стандартной стратиграфической схемы. Верхняя, 2-я единица, отделенная от первой тектоническими контактами, сложена графитовыми кварцитами, метавулканитами, с линзами мраморов, метагаббро и километровыми линзами серпентинитового меланжа с метародингитами [Schulte, Sindern, 2002] (отвечает карамалинской свите). Относительно возраста свит у соавторов имеются несовпадения во мнениях; Р. Хетцель [Hetzl, 1999] высказывает точку зрения о докембрийском возрасте нижней, первой единицы, и палеозойском — верхней, второй. По данным минералого-термобарометрических исследований, нижняя единица, с хорошо сохранившимися эклогит-глаукофансланцевыми минеральными ассоциациями, испытала пиковый метаморфизм до ~17 кбар при температуре ~570°C, в то время как верхняя, с псевдоморфозами по лавсониту, была метаморфизована при ~8 кбар и ~450°C (рис. 65). Предполагается, что метаморфизм был связан с субдукцией на восток, под островную дугу. При этом 1-я единица находилась на большей глубине, чем 2-я. Затем 1-я единица поднялась вверх и пришла в тектонический контакт со второй на уровне лавсонит-глаукофанового метаморфического парагенезиса. Наконец, в ходе дальнейшей эксгумации обе единицы были смяты в антиформу, и структура приобрела современный вид.

Вместе с тем ряд исследователей допускает, что первоначальный, пиковый метаморфизм мог осуществляться в пределах поля стабильности ал-

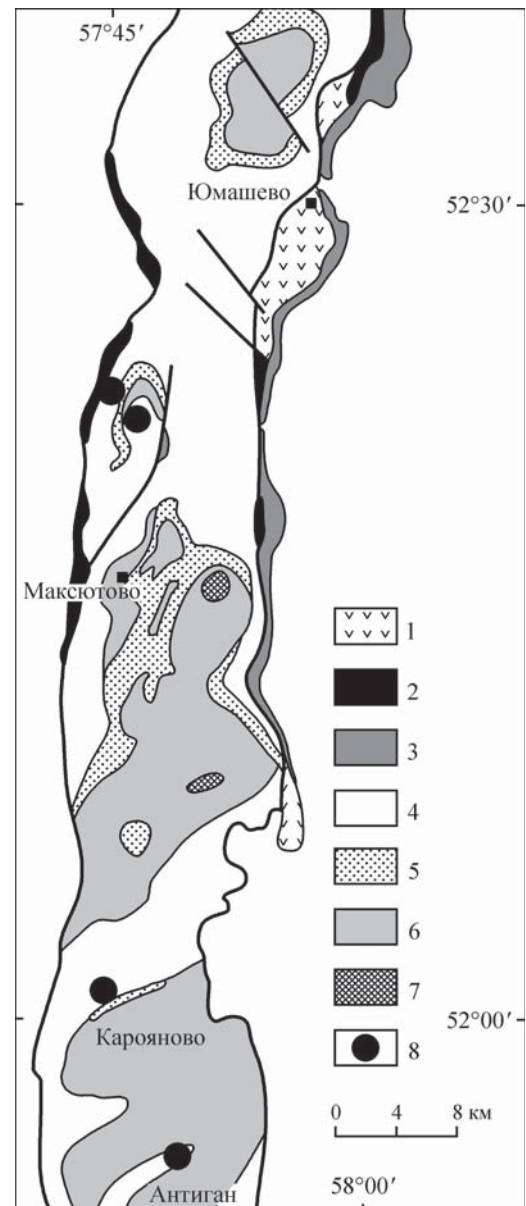
маза. В свое время в максютовском комплексе были описаны псевдоморфозы кварца по коэситу [Чесноков, Попов, 1965]. И хотя эти данные далеко не всеми воспринимаются с полным доверием, к ним можно добавить данные о кубоидной морфологии некоторых обособлений графита в эклогитах, возможно являющихся псевдоморфозами графита по алмазу [Leech, Ernst, 1998]. Вышеизложенные данные получили поддержку благодаря сообщению о выявлении микроалмазных агрегатов [Bostick et al., 2003]. С помощью Раман-спектроскопии в малослюдистых гнейсах 1-й единицы было выявлено несколько нанокристаллических агрегатов алмазов, возникших при относительно низких температурах около 650°C и сверхвысоких давлениях, не менее 3,2 GPa. Термобарические оценки ранней стадии ретроградного метаморфизма по сосуществующим гранату, омфакиту и фенгиту в эклогитах дали величины 610–680°C, 1,7–2,6 GPa, что несколько

Рис. 64. Геологическая схема центральной части максютовского комплекса, показывающая соотношение традиционных стратиграфических подразделений (свит) и выделенных позже двух «единиц» [Hetzl, 1999] (схема основана на материалах В.И. Ленных [1977 и др.]

1 — диабазы, кремни (силур); 2 — габбро, диабазы; 3 — серпентиниты (ГУР); 4–8 — максютовский комплекс: 4–7 — свиты унифицированной шкалы (4 — карамалинская, 5 — юмагузинская, 6 — кайраклинская, 7 — галеевская), 4 и 5 отнесены ко 2-й единице, а 6 и 7 — к первой; 8 — псевдоморфозы лавсонита в метародингитах единицы 2

Fig. 64. The geological scheme of the central part of the Maksjutovo complex, showing the relationships between the traditional stratigraphic subdivisions (formations) and two units, established later [Hetzl, 1999] (based on materials of V.I. Lennykh [Lенных, 1977 и др.]

1 — diabases, cherts (Silurian); 2 — gabbro; 3 — serpentinites (MUF); 4–8 — Maksjutovo complex: 4–7 — Formations of the Standard scale (4 — Karamola, 5 — Yumaguzino, 6 — Kayrakly, 7 — Galeevo), 4 and 5 belong to the second unit, 6 and 7 — to the first; 8 — pseudimorphs of lausonite in the second unit



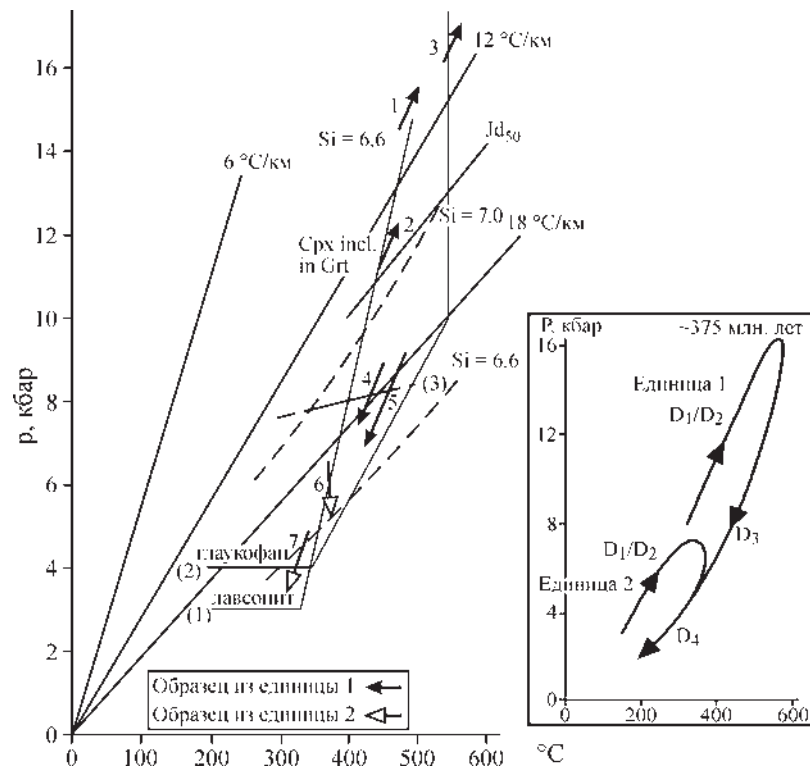


Рис. 65. Положение образцов (1–7) из максютовского комплекса в P-T поле, полученное в результате изучения шлифов и зондовых анализов. Направление стрелок указывает, когда образовалась текстура пород: в прогрессивную или регрессивную стадию. Врезка справа схематически иллюстрирует контрастные тектоно-метаморфические условия двух единиц комплекса (кривые не представляют собой P-T пути) [Hetzl, 1999]. Добавим, что данные о находках алмазов (см. ниже) могут поднять кривую единицы 1 на врезке значительно выше — в область алмазной фации метаморфизма

Fig. 65. The positions of the samples of Maksutovo complex in P-T field, obtained from the study of thin sections and microprobe analyses. The directions of the arrows show, when the structure of the rocks was formed in a prograde or retrograde stage. The insert in the right illustrates schematically contrasting tectono-metamorphic conditions of two units of the complex (P-T paths) [Hetzl, 1999]. It is necessary to add that the data on the finds of diamonds (see below) may raise the curve of the unit 1 to a much higher level, in the area of diamond facies of metamorphism

ниже по давлению поля стабильности коэсита.

Анализируя соотношения изотопов кислорода в парах сосуществующих минералов [Leech, Ernst, 2000], эти авторы приходят к выводу, что P-T условия, устанавливаемые для метаморфизма 1-й единицы (594–637°C при 15–17 кбар) могут отражать изменения, произошедшие 375 млн. лет назад, в начальную стадию эксгумации. Изменение соотношения изотопов кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в парах сосуществующих минералов может отражать три стадии ретроградной рекристаллизации в условиях присутствия флюида: 1) $678 \pm 83^\circ\text{C}$, затронувшая 1-ю единицу и уничтожившая коэсит и алмаз; 2) $453 \pm 17^\circ\text{C}$ на переходе от глаукофансланцевого к зеленосланцевому метаморфизму, затронувшая обе единицы, пришедшие в соприкосновение и 3) $250 \pm 68^\circ\text{C}$, отражающая позднюю стадию гидротермального изменения и эксгумации.

Термобарометрический анализ трех образцов из одного обнажения [Schulte, Blümel, 1999] дал три разных значения условий их формирования. По паре

кайма граната — фенгит, в массивной будине эклогита определяется 500°C , $>1,5 \text{ GPa}$; для полосчатого эклогита 630°C , $>1,7 \text{ GPa}$; и для гранат-сланцевого сланца — 630°C , $>1,7 \text{ GPa}$. Присутствие в последнем обильных реликтов хлоритоида и распределение Fe/Mg содержаний между хлоритоидом и гранатом регистрирует еще одну стадию: 650°C , $2,0 \text{ GPa}$ (близко к полю стабильности коэсита). Для всех указанных образцов выявляется общая ретроградная эволюция, с образованием лавсонит-альбит-глаукофанового парагенезиса, замещенного затем актинолит-хлорит-альбитовым. Эти данные приводят авторов к сложной схеме отдельной эволюции указанных пород на прогрессивных этапах, с последовательным их пространственным соединением и общей эволюцией на ретроградных этапах. Девонские изотопные возрасты (см. ниже) они относят только к самой поздней, наиболее низкотемпературной стадии эклогитизации; возраст других стадий неизвестен. Впрочем, справедливость этого вывода оспаривается, о чем речь пойдет ниже.

Хронология субдукции

История максютовского комплекса, тесно связанная с историей МОД (рис. 66), не может быть

понята без анализа определений изотопных возрастов, количество которых сейчас, пожалуй, превышает количество определений, сделанных для любого другого объекта на Урале.

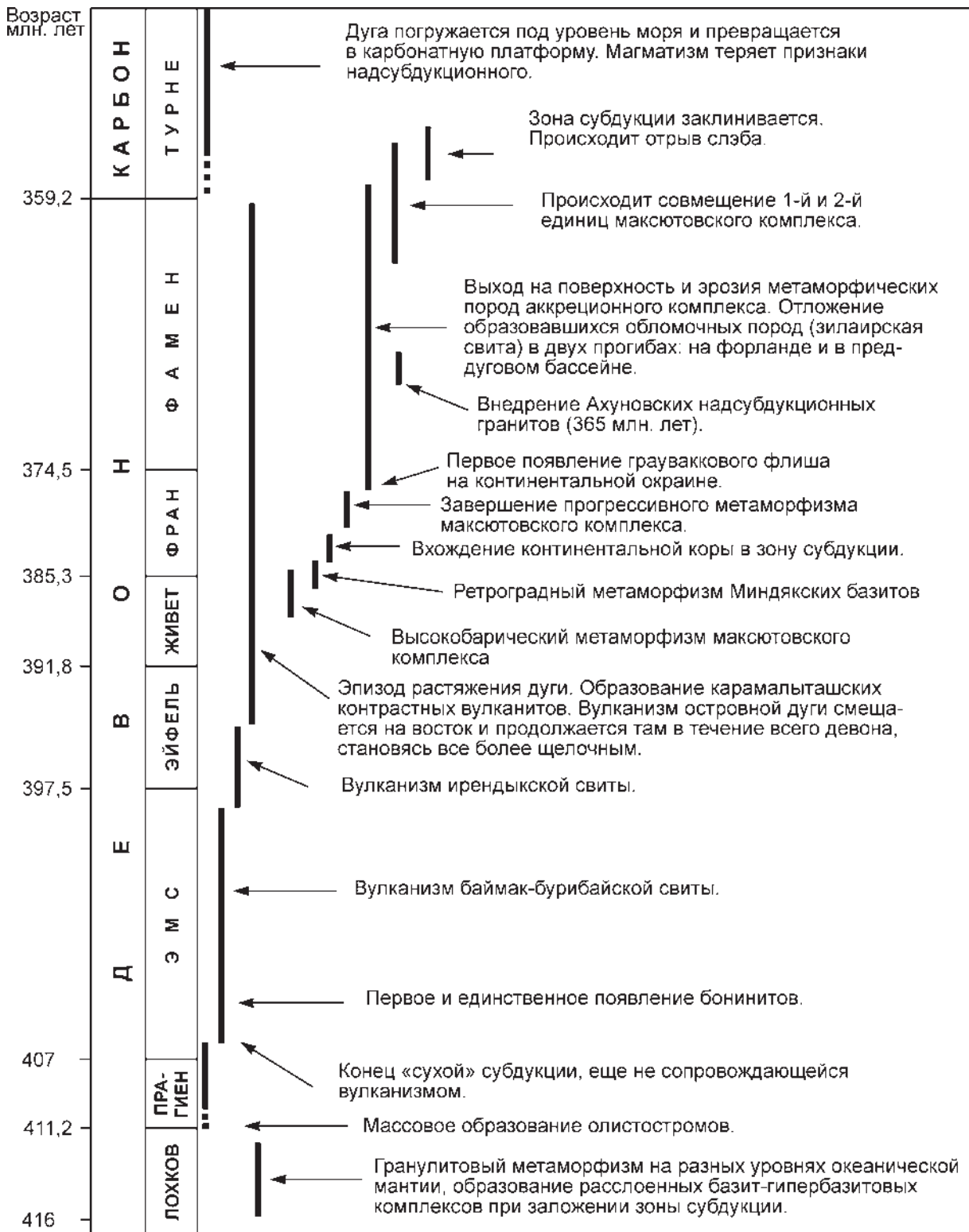


Рис. 66. Хронология субдукции и связанных с ней процессов для Магнитогорской островной дуги (по [Brown et al., 2006b]), с дополнениями

Fig. 66. The chronology of a subduction and related processes for the Magnitogorsk arc [Brown et al., 2006b], enhanced

При этом возникает проблема: могли ли продукты ранних стадий субдукционного метаморфизма сохраниться и затем быть эксгумированы или они должны были быть полностью унесены вглубь мантии субдукционным конвейером? В применении к МОД высказывалось предположение [Scarrow et al., 1999], что такими ранними индикаторами субдукции, впоследствии появившимися на поверхности, являются гранатовые пироксениты, описанные в составе Миндякского офиолитового массива в серпентинитовом меланже ГУР. Сейчас они известны и в других местах этой зоны (рис. 63). Однако P-T параметры их образования определены как 1,5–2 GPa, 800–1200°C [Пушкарев, 2001], т.е. это были гранулиты высоких давлений, нехарактерные для самой зоны субдукции, в которой температурный режим определяется вторжением относительно холодного слэба. Их возраст был определен двумя методами: Sm-Nd изохронный — 406–399 млн. лет [Gaggero et al., 1997], а U-Pb по цирконам 414±4 млн. лет [Scarrow et al., 1999] и 410±5 млн. лет [Савельев и др., 2001]; Pb-Pb возраст ядер цирконов равен 467 млн. лет [Gaggero et al., 1997; Scarrow et al., 1999]. Недавно полученный возраст гранатовых пироксенитов из еще одного локального местонахождения в зоне ГУР, около д. Бурангулово, составил по цирконам 416±6,1 млн. лет, U-Pb SHRIMP [Третьяков и др., 2008].

Удивительным образом эти датировки перекликаются с датировками части сложнопостроенного Хабаровинского ультрабазит-базитового массива (рис. 67), образующего самостоятельный клипп — аллохтон в северной части Сакмарской зоны, в непосредственной близости от ГУР.

Согласно [Пушкарев и др., 2008б], массив состоит из следующих комплексов (рис. 67): 1) офиолитовый дунит-гарцбургитовый комплекс с подчиненным развитием лерцолитов, наиболее древний, предшествующий формированию всех остальных комплексов; 2) восточно-хабаровинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый комплекс (ВХК), подстилающий и прорывающий офиолитовые перидотиты с востока; 3) аккермановский верлит-габбро-плагиигранитный комплекс, прорывающий офиолитовые перидотиты или, по альтернативной трактовке, достраивающий офиолитовый комплекс; сопровождается комагматичным комплексом параллельных диабазовых даек; 4) молостовский комплекс малых кольцевых дифференцированных интрузий клинопироксенит-габбро-гранитного состава, прорывающих перидотиты в центре массива; 5) метаморфические породы, залегающие в подошве аллохтона и включенные в его структуру; 6) комплекс жильных диабазов, секущих породы всех перечисленных выше комплексов, включая метаморфические породы обрамления.

С точки зрения проблемы заложения Магнитогорской зоны субдукции, для нас особый интерес

представляют породы восточно-хабаровинского дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитового комплекса (ВХК), и пространственно связанные с ним метаморфические породы гнейсо-амфиболитового состава (вблизи контакта с ВХК метаморфизм достигает гранулитовой фации умеренных давлений, в среднем $P = 6$ кбар при $T = 750\text{--}800^\circ\text{C}$). Возраст верлитов по Sm-Nd изохроне = 411 ± 12 млн. лет, причем Ar-Ar возраст флогопита по плато составляет $414 \pm 3,0$ млн. лет (интегральный возраст по всему аргону 422 ± 3 млн. лет). Sm-Nd минеральная изохрона, полученная по гранатовым амфиболитам в контакте с ВХК, указывает на возраст 415 ± 8 млн. лет [Пушкарев и др., 2007, 2008а, б]. Это можно было бы считать случайным совпадением, однако Хабаровинский массив, находящийся сейчас в аллохтонном залегании в Сакмарской зоне, происходит из зоны ГУР, как и вышеописанные высокобарические гранулиты. Значит, что-то очень серьезное происходило на разных уровнях океанической мантии перед или во время заложения зоны субдукции. **Что же это за событие?** В.В. Пушкаревым и его соавторами делается попытка объяснить образование гранулитов как результат обдукции Хабаровинского массива на край континента и как-то увязать эту обдукцию с существованием Губерлинской дуги. Действительно, обдукция не может рассматриваться изолированно: для нее нужна коллизия дуги с краем континента. Однако Губерлинская дуга, даже по мнению безусловных сторонников ее существования [Рязанцев и др., 2008], отмерла за 30 млн. лет до обсуждаемого события, а первые поверхностные признаки существования Магнитогорской субдукции в виде островодужного вулканизма датируются эмсом, т.е. запаздывают по отношению к этому событию всего на 5–10 млн. лет (по очевидным причинам, субдукция и должна начинаться раньше, чем вулканизм). Проблема осложняется еще и тем, что время формирования и аккермановского (надсубдукционно-спредингового), и молостовского (надсубдукционного) комплексов растягивается, по данным абсолютного возраста, вплоть до Эйфеля и Фамена соответственно. При этом амфиболиты предполагаемого подошвенного метаморфизма, которые подстилают эти комплексы (во всяком случае, молостовский), имеют (в отличие от гранулитов) датировку 387 млн. лет (рис. 67), что также свидетельствует против раннедевонской обдукции. Положение кажется безвыходным и, казалось бы, остается только пенять на якобы «неправильные» определения абсолютного возраста. Однако корреляция метаморфитов на востоке и севере массива в качестве подошвенных [Пушкарев и др., 2008а] может оказаться неправомерной, и в этом случае гранулиты и амфиболиты, описанные на востоке, следует рассматривать не как подошвенные метаморфиты, а как аналоги кытлымитов расслоенного комплекса.

Единственным реальным (и к тому же грандиозным в региональном масштабе) событием, которое действительно могло быть приурочено к границе силура и девона, является заложение Магнитогорской зоны субдукции (аналогичный вопрос уже затрагивался при обсуждении начальных стадий образования Платиноносного пояса в Тагильской дуге). Исследователи, изучавшие и моделировавшие подобный процесс [Stern, 2004; Gurnis et al., 2004], приходят к выводу о том, что начальное погружение

литосферной плиты в мантию должно сопровождаться компенсирующим, восходящим противотоком в виде мантийного диапира, перемещение которого к поверхности означает резкий подъем изотерм и вызывает целый ряд явлений. В обсуждаемом случае это процессы метаморфизма (образуются гранулиты), высокотемпературного плавления (внедряются расслоенные интрузии 1-го комплекса платиноносного типа), малоскоростного спрединга (возникают надсубдукционные офиолиты

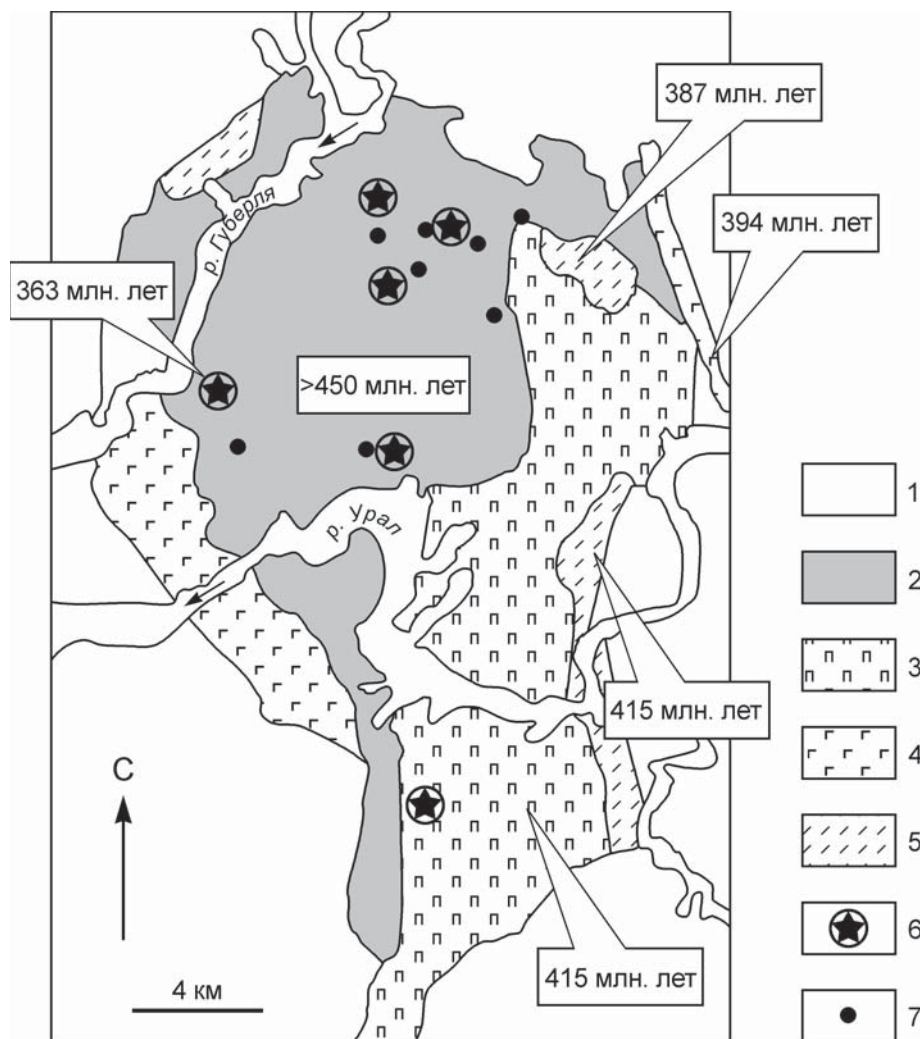


Рис. 67. Схема геологического строения Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона (по материалам ПГО «Оренбург-геология»). Из [Пушкарев и др., 2008б], с небольшими изменениями

Условные обозначения: 1 — вмещающие вулканогенно-осадочные и метаморфические породы палеозоя, 2 — перидотиты офиолитового дунит-гарцбургитового комплекса, 3 — восточно-хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый комплекс, 4 — аккермановский верлит-габбро-плагиигранитный комплекс с параллельными диабазовыми дайками, 5 — метаморфические породы основания аллохтона (амфиболиты, гнейсы, сланцы и т.д.), 6 — интрузивы молостовского комплекса, 7 — положение некоторых глубоких скважин. На врезках указан (огрубленно) абсолютный возраст пород и их примерное положение в структуре Хабарнинского аллохтона

Fig. 67. The geological scheme of the Khabarny mafic-ultramafic allochthon, after «Orenburggeologia» [Пушкарев и др., 2008б], with some changes

Symbols: 1 — volcanosedimentary and metamorphic Paleozoic host rocks, 2 — peridotites of dunite-harzburgite complex, 3 — East-Khabarny dunite-wehrlite-vebsterite-gabbro-norite complex, 4 — Akkermanovo wehrlite-gabbro-plagiogranite complex with sheeted dykes, 5 — metamorphic rocks of the base of the allochthon (amphibolites, gneisses, slates, etc.), 6 — intrusions of Molostovsky complex, 7 — position of some deep wells. An approximate isotopic age of the rocks is shown in boxes

с параллельными дайками); одновременно происходит масштабное образование конгломератов и олистостромов на поверхности.

Перейдем теперь к рассмотрению результатов изучения изотопных возрастов эклогит-глаукофан-сланцевого метаморфизма. Серия определений Ar-Ag возрастов фенгита и глаукофана, которые показали сильную зависимость от размеров зерен и температурных условий равновесия, была сделана для последовательности образцов, выпиленных из 20-см зоны перехода от эклогита к гранат-глаукофановому сланцу максютовского комплекса [Лепезин и др., 2006]. Возрастной интервал образования фенгитов определен между 400 млн. лет при температуре $\sim 500^\circ\text{C}$ и 379 млн. лет для момента окончательного закрытия изотопной системы ($\sim 370^\circ\text{C}$). Ar-Ag возраст глаукофанов из того же образца составляет 411–389 млн. лет. Пик Ar-Ag возрастов, полученных из детритовых фенгитов зилаирской серии, группируется около 400 млн. лет [Willner et al., 2004]. U-Pb SHRIMP датировка цирконов из максютовских эклогитов равна 388 ± 4 млн. лет [Leech, Willingshofer, 2004]. Все эти «аномально» древние (относительно времени эксгумации) ранне- и среднедевонские датировки эклогит-глаукофан-сланцевого метаморфизма почти смыкаются с возрастом гранулитового и позволяют предполагать, что по крайней мере начиная с 400 млн. лет (верхний эмс) уже чувствуется охлаждающее действие субдуцируемого слэба, вызывавшее частичное или полное закрытие изотопных систем в зоне субдукции.

Данные о времени начала общего остывания, связанного с эксгумацией (обобщенные в [Brown et al., 2006b]), для эклогитовой фации метаморфизма в нижней единице максютовского комплекса указывают на франский век, со средней цифрой 378 ± 6 млн. лет согласно многим изотопным определениям [Matte et al., 1993; Шацкий и др., 1997; Glodny et al., 1999, 2002; Beane, Connelly, 2000; Hetzel, Romer, 2000]. В частности, [Glodny et al., 2002] опубликовали данные девяти прецизионных, очень кучных изохронных Rb-Sr датировок по минералам (преимущественно омфациит и белая слюда) в эклогитах различного состава, которые дали в среднем 375 ± 2 млн. лет. Петрологические данные говорят о том, что это возраст прогрессивного метаморфизма. Более древние, чем 375 млн. лет, возраста эклогитов ставятся этими исследователями под сомнение. В частности, указывается, что Ar-Ag возраста по фенгитам в интервале 388 ± 4 и 372 ± 2 млн. лет могли быть удревнены благодаря неопределимому присутствию избыточного аргона, несмотря на наличие четких плато. Однако мы уже видели, что не все так просто, и древние возраста эклогитов, в пределах времени существования зоны субдукции, могли сохраняться.

Верхняя единица была метаморфизована вместе с нижней, согласно предположению об их совмещении, на более высоком, фаменском уровне около

360 ± 8 млн. лет (Rb-Sr and Ar-Ag методы, по [Beane, Connelly, 2000; Hetzel, Romer, 2000]).

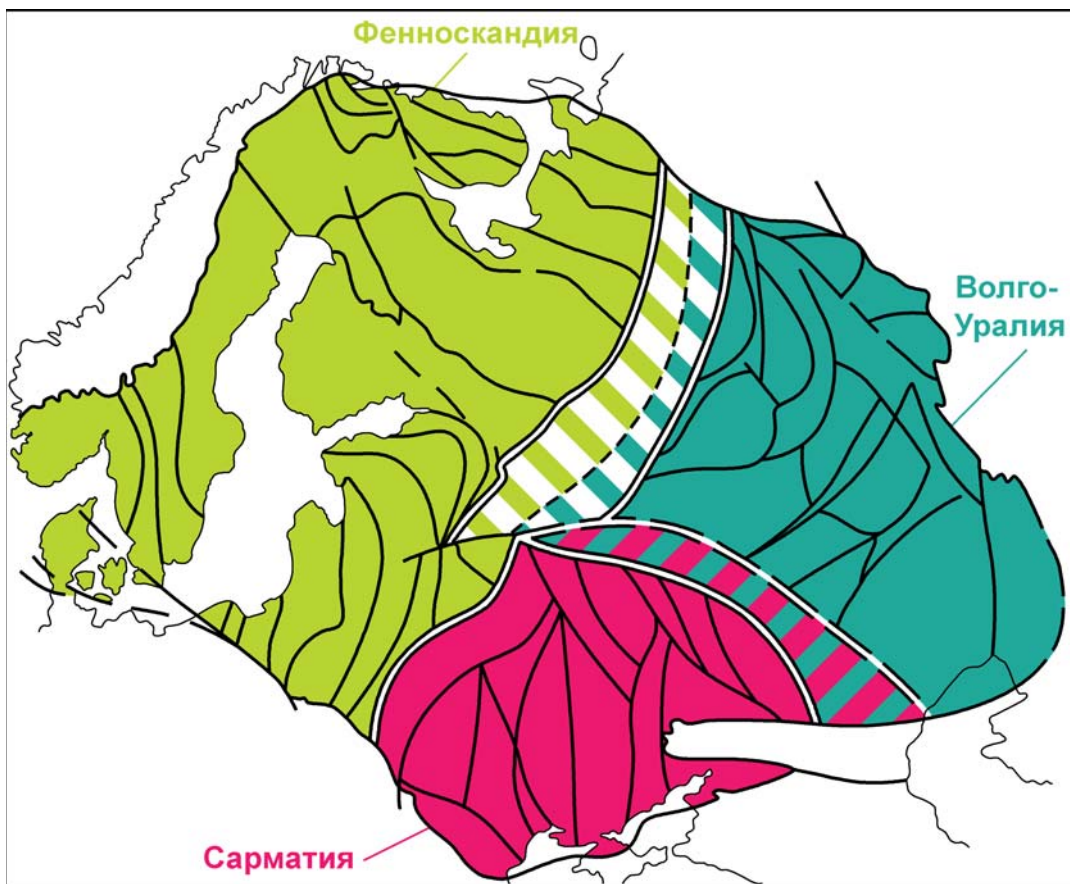
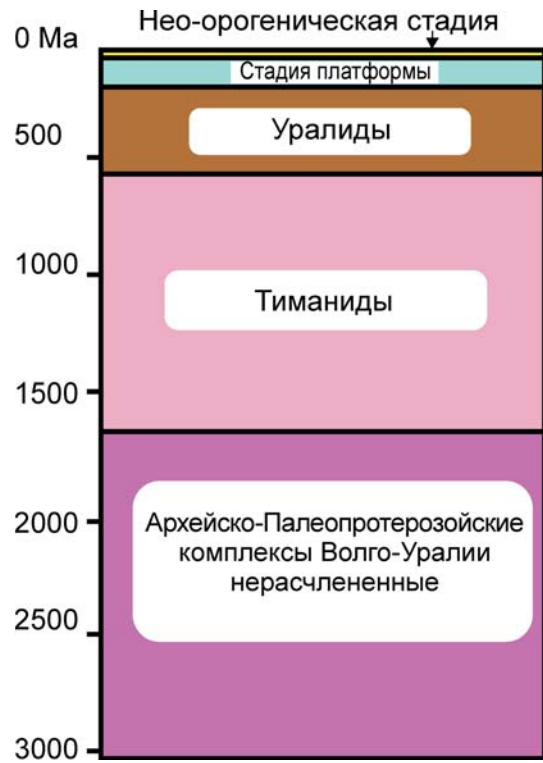
Однако Ar-Ag возраста, полученные по слюдам максютовского комплекса, растягиваются и далее, от 380 до 330 млн. лет, отражая дальнейшие стадии его остывания и эксгумации [Beane, Connelly, 2000]. Отметим, что Ar-Ag датировки, трактуемые как время эксгумации, фиксируют не время появления метаморфитов на земной поверхности, а время пересечения ими некой изотермы (порядка 200°C для определений по мусковитам и более высокой по фенгитам). Судя же по данным изучения апатитов максютовского комплекса фишн-трековым методом, переход 110°C изотермы произошел несколько позже, хотя и тоже в каменноугольное время [Leech, Stockli, 2000].

Вместе с тем появление обломков метаморфических минералов (в том числе глаукофана) уже в верхней части фаменской зилаирской серии, впервые установленное М.Ю. Аржавитиной [1976] и затем существенно подтвержденное в ходе сотрудничества уфимских геологов с германскими исследователями [Willner et al., 2002, 2004], является геологическим свидетельством *эксгумации* максютовских пород в буквальном смысле слова (т.е. на земную поверхность) и позволяет говорить, что верхний возрастной предел начала эксгумации высокобарических комплексов — фамен. Это звучит парадоксально, но здесь нет никакого противоречия, если учитывать, что мощность (точнее, вертикальная толщина) глаукофаносодержащих максютовских толщ, уничтоженных эрозией с конца девона, могла составлять много километров: она, по крайней мере, соизмерима с шириной полосы их теперешних выходов или даже превышала ее. Геологические данные о залегании фаунистически охарактеризованных меловых отложений на шубинских эклогитах максютовского комплекса [Lennykh, Valizer, 1999] дают абсолютный верхний возрастной предел эксгумации пород, находящихся на поверхности в настоящее время. Кстати, это противоречит чисто теоретической модели эксгумации [Leech, Stockli, 2000], по которой анализируемые породы максютовского комплекса появились на земной поверхности только в позднекайнозойское время.

К северу от максютовского пояса, являющегося тектонотипом эклогит-глаукофанового комплекса, проявления метаморфизма этого типа, как уже говорилось, следятся уверенно в лежащем крыле зоны ГУР. На Среднем Урале они прослеживаются вдоль восточного края Уфалейского поднятия (уже упоминавшийся куртинский комплекс), а далее к северу — вдоль Салатимской зоны смятия [Белковский, 1989; Шалагинов, 1975; Петров, Пучков, 1994; Петров, 2006; Алексеев и др., 2006], в зоне ГУР Приполярного Урала [Пучков и др., 1983], в неркаюском и парусшорском комплексах [Карстен, Пучков, 1990; Gomez-Pugnaire et al., 1997], по восточной

Илл. 1. Структурные этажи Урала

Илл. 1. The structural stages of the Urals (from bottom to top): Archean-Paleoproterozoic complexes of the Volgo-Uralia, unsubdivided; Timanides; Uralides; Platform stage; Neo-orogenic stage

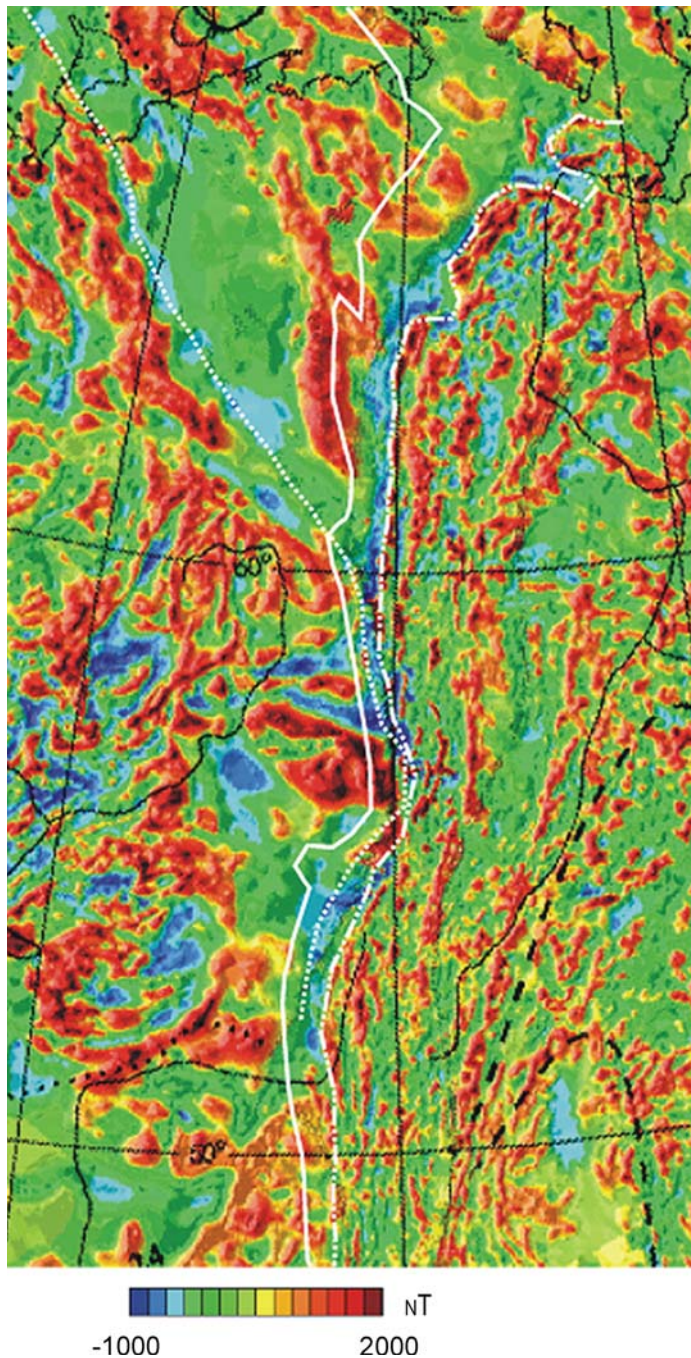


Илл. 2. Три составные части кратона Балтики (по С.В. Богдановой)

Черные линии — разломы, двойные черные линии — сутурные зоны, «матрац» — пограничные зоны неясной принадлежности

Илл. 2 Three blocks composing the craton of Baltica (after S. Bogdanova)

Black lines — faults, black double lines — sutures, bi-coloured fields — zones of unclear affinity



Илл. 3. Схема магнитных аномалий Урало-Тиманского подвижного пояса

Сплошная линия — западная граница складчатых деформаций уралид, штрих-пунктир — Главный Уральский Разлом; точечный пунктир — западная граница складчатых деформаций тиманид

Illustr. 3. The scheme of magnetic anomalies of the Uralo-Timanian mobile belt

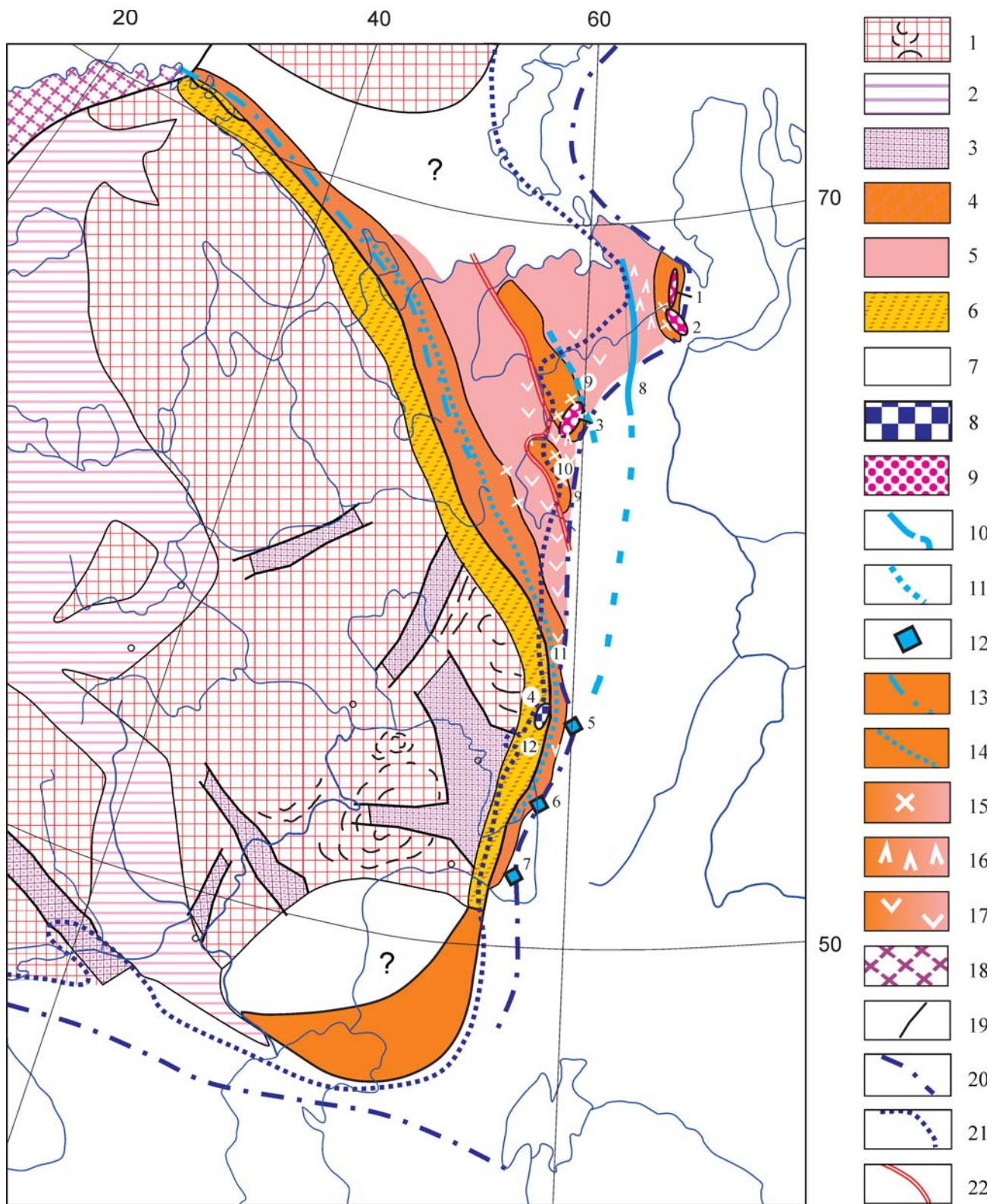
Solid line — the western boundary of the uralide folding, dot and dash line — Main Uralian Fault; dot line — western boundary of timanide folding

Условные обозначения к илл. 4.

1–3 — кратон Балтики: 1 — области архейской складчатости, переработанные протерозойскими деформациями и метаморфизмом, 2 — раннепротерозойские складчатые пояса, 3 — рифейские авлакогены; 4–17 — тиманиды (доуралиды, кадомиды): 4 — антиклинории, 5 — синклинории, 6 — предгорный прогиб, заполненный молассой, 7 — нерасчлененная область, 8 — архейское (Тараташское) поднятие, 9 — раннепротерозойские поднятия на Урале, 10 — офиолитовая сутура (Енгане-Пе), 11 — предполагаемая офиолитовая сутура (Парус-шор и Дзеля-ю), 12 — предполагаемые докембрийские офиолиты неясной структурной позиции, 13 — граница шельфовых и глубоководных фаций верхнего рифея на Тимане, 14 — западная граница развития регионального тиманского метаморфизма (зеленосланцевого и выше), 15 — граниты (нерасчлененные), 16 — известково-щелочные вулканы, 17 — базальтоиды и контрастно-дифференцированные вулканы; 18 — каледониды; 19 — разломы; 20, 21 — границы уралид: 20 — Главный Уральский разлом, 21 — внешняя граница уральского форланда; 22 — граница экстернид и интернид в тиманидах. Цифрами на схеме обозначены: 1–4 — архейский и палеопротерозойские блоки: 1 — Марун-Кей, 2 — Харбей, 3 — Няртинский или Николайшорский (ядро Хобеизского купола) и Неркаюский, 4 — Тараташский и Александровский; 5–7 — фрагментированные и метаморфизованные офиолиты по обе стороны Главного Уральского разлома: 5 — в Ильмено-Сысертском куполе, 6 — в максюттовском комплексе, 7 — в эбетинском комплексе; 8, 9 — протерозойские офиолитовые сутуры: 8 — Манюкуйская сутура в поднятии Енгане-Пе, 9 — предполагаемая Дзеля — Парус-Шорская сутура; 10, 11 — Маньхамбовский, 11 — Вогульский и 12 — Башкирский антиклинории

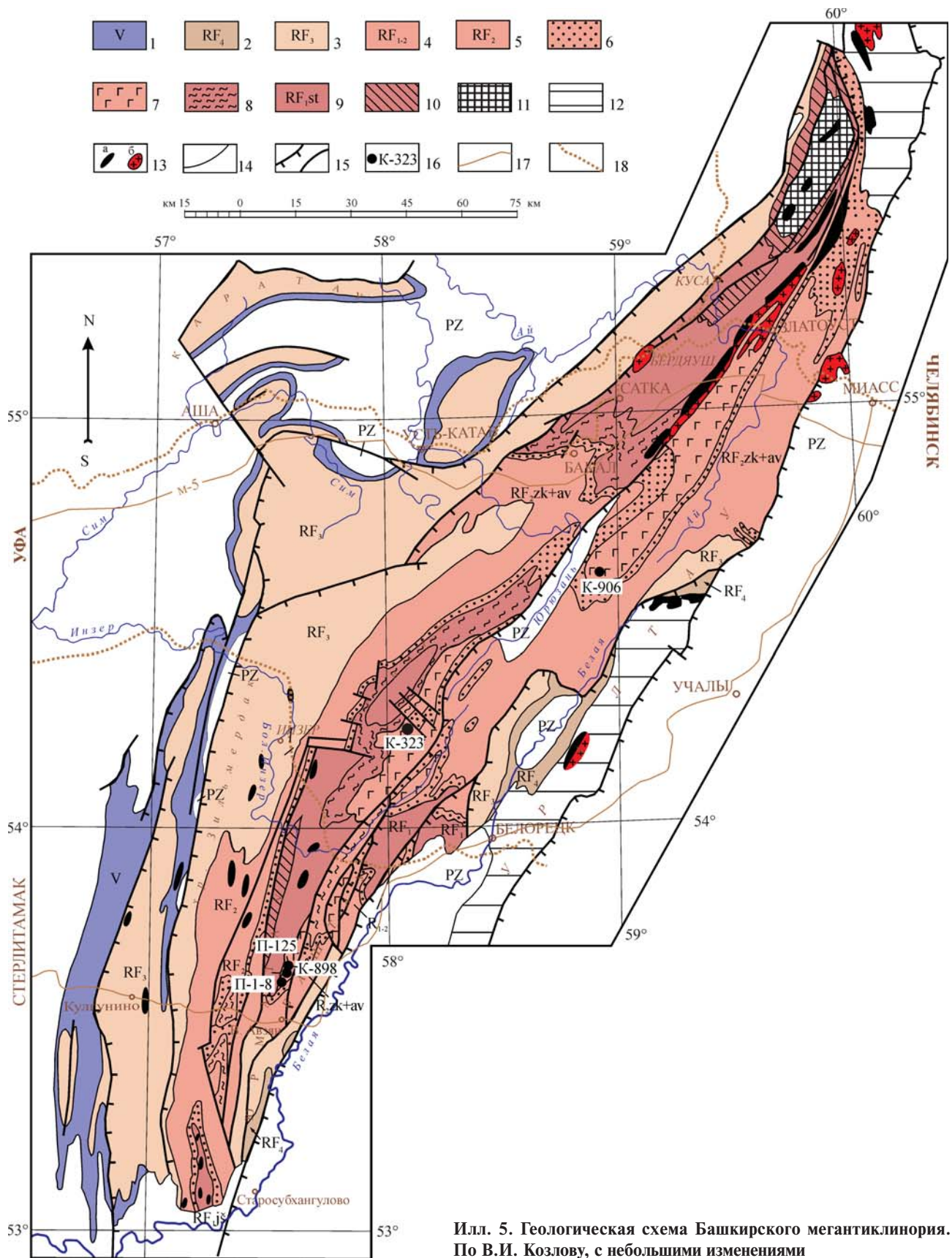
Legend to Illustr. 4.

1–3 — Baltica craton: 1 — Areas of Archean folding, reworked by Proterozoic deformations and metamorphism, 2 — Proterozoic fold belts, 3 — Riphean aulacogens; 4–17 — Timanides: 4 — anticlinoria, 5 — synclinoria, 6 — foredeep filled with molasse, 7 — a non-differentiated area, 8 — Archean (Taratash) uplift, 9 — Early Proterozoic uplifts in the Urals, 10 — Ophiolite suture of Engane-pe, 11 — assumed Precambrian ophiolites of Parus-shor and Dzelya-yu, 12 — assumed Precambrian ophiolites of unclear tectonic position, 13 — Boundary of shelf and deep-water Upper (and Middle?) Riphean facies in Timanides, 14 — the western boundary of development of regional metamorphism (greenschist or higher), 15 — granites (undifferentiated), 16 — calc-alkaline volcanics, 17 — basaltoids and contrast basalt-rhyolite formations; 18 — Caledonides; 19 — Faults; 20–21 — boundaries in the Uralides: 20 — the Main Uralian Fault, 21 — the outer boundary of the Uralian foreland, 22 — the boundary between the Externides and Internides in the Timanides. Numbers in the scheme: 1–4 — Archean and Paleoproterozoic blocks: 1 — Marun-Keu, 2 — Kharbey, 3 — Nyartinsky or Nikolayshorsky (core of Khobeiz dome) and Nerka-yu, 4 — Taratash and Aleksandrovsky; 5–7: fragmented and metamorphosed ophiolites at the both sides of the Main Uralian Fault, 5 — in the Ilmeny-Sysert dome, 6 — in the Maksitovo complex, 7 — in the Ebeta complex; 8, 9 — Proterozoic ophiolite sutures: 8 — Manyku-yu suture in the Engane-pe uplift, 9 — supposed Dzelya — Parus-shor suture; 10, 11 — anticlinoria: 10 — Mankhambo, 11 — Vogulsky, 12 — Bashkirian



Илл. 4. Схема тектоники тиманид

Illustr. 4. The scheme of tectonics of Timanides



Илл. 5. Геологическая схема Башкирского мегантиклинория. По В.И. Козлову, с небольшими изменениями

Illustr. 5. Schematic geological map of Bashkirian meganticlinorium (Southern Ural, Russia). After V.I. Kozlov, slightly modified



Илл. 6. Тиллитовидные конгломераты и кварциты кургашлинской свиты в урочище Апшакская мельница, в верхнем течении р. Белой

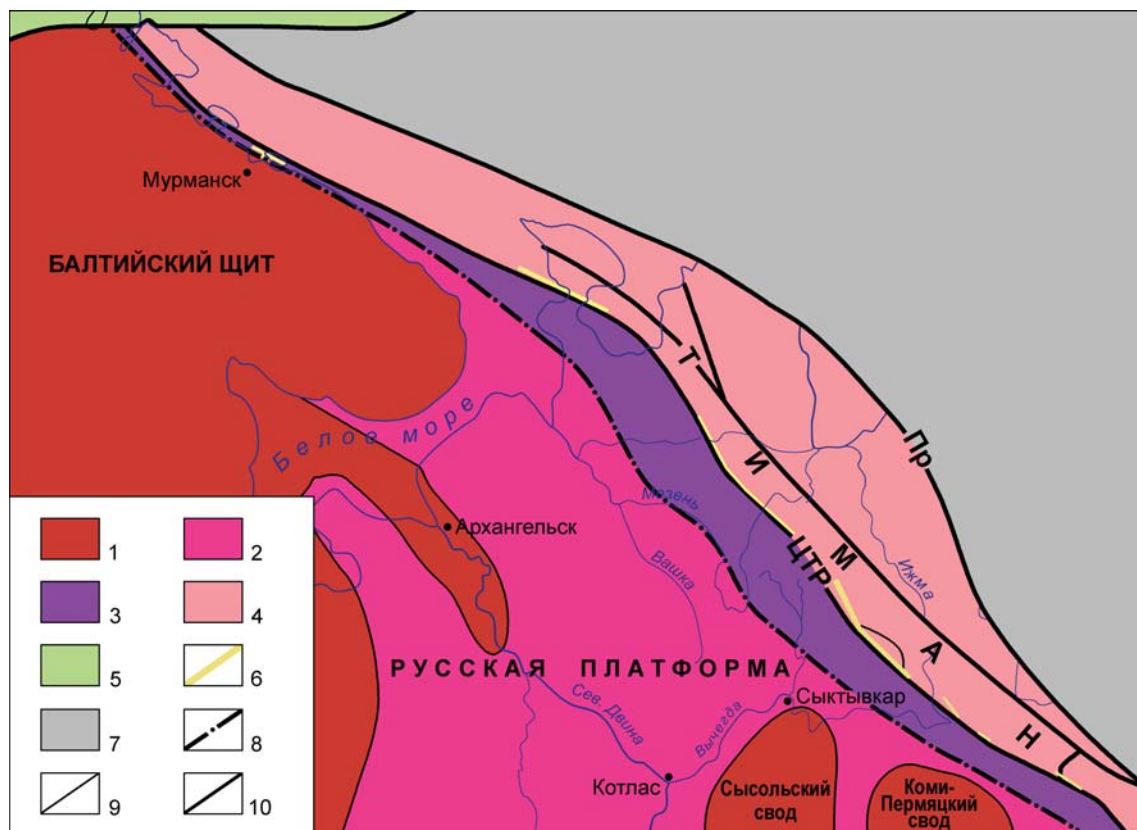
Illustr. 6. Tillite-like conglomerates and quartzites of the Kurgashlya formation in the Apshak mill area, the upper reaches of Belaya river

Условные обозначения к илл. 5.

PZ — нерасчлененные отложения палеозоя; 1–10 — рифей и венд Башкирского мегантиклинория: 1–4 — нерасчлененные отложения: 1 — венда, 2 — завершающего рифея; 3 — верхнего рифея; 4 — нижнего и среднего рифея Маярдакского антиклинория; 5–7 — средний рифей: 5 — нерасчлененные отложения зигазино-комаровской и авзянской свит, 6 — зигальгинская свита, 7 — машакская свита; 8–10 — нижний рифей, свиты: 8 — бакальская (RF_{1b}) и юшинская (RF_{1jš}), 9 — саткинская (RF_{1st}) и суранская (RF_{1sr}), 10 — айская (RF_{1ai}) и большеинзерская (RF_{1bin}); 11, 12 — метаморфические образования: 11 — архея — раннего протерозоя тараташского комплекса, 12 — Уфалей-Уралтауского мегантиклинория; 13 — магматические образования: габбро-долериты (а), граниты (б); 14 — геологические границы; 15 — основные разрывные нарушения; 16 — места отбора проб на циркон и их номера; 17 — автомобильные дороги регионального и федерального значения; 18 — железные дороги

Legend to illustr. 5.

PZ — unsubdivided deposits of Paleozoic; 1–10 — Riphean and Vendian of Bashkirian meganticlinorium: 1–4 — unsubdivided deposits: 1 — Vendian, 2 — Uppermost Riphean; 3 — Upper Riphean, 4 — Lower and Middle Riphean of Mayardak anticlinorium; 5–7 — Middle Riphean: 5 — unsubdivided deposits of Zygazino-Komarovsky and Avzyan formations, 6 — Zygalgga formation, 7 — Mashak formation; 8–10 — Lower Riphean, formations: 8 — Bakal (RF_{1b}) and Jusha (RF_{1jš}), 9 — Satka (RF_{1st}) and Suran (RF_{1sr}), 10 — Ai (RF_{1ai}) and Bolsheinzher (RF_{1bin}); 11, 12 — metamorphic formations: 11 — Archean-Paleoproterozoic of Taratash complex, 12 — Ufalej complex, Uraltau meganticlinorium; 13 — magmatic formations: gabbro-dolerites (a), granites (b); 14 — geological boundaries; 15 — main faults; 16 — sampling points for zircons and their numbers; 17 — roads of federal and regional status; 18 — railroads



Илл. 7. Фрагмент геодинамической карты фундамента северо-востока Европейской платформы (по В.Г. Оловянишникову [2004], с упрощениями)

Условные обозначения: 1 — раннедокембрийские образования; 2 — раннедокембрийский фундамент с платформенным верхнедокембрийским чехлом; 3 — Притиманский перикратон (зона мелкого шельфа в позднем рифее); 4 — зона глубокого шельфа и континентального склона в позднем рифее; 5 — каледониды; 6 — строматолитовые рифы; 7 — внутренняя область тиманид; 8–9 — границы: 8 — Притиманского перикратона (внутренняя), 9 — прочие; 10 — разломы: ЦТМ — Центрально-Тиманский, Пр — Припечорский

Илл. 7. A fragment of a geodynamic map of basement of the N-E part of the East-European platform (after Оловянишников [2004], modified)

Symbols: 1 — Early Precambrian; 2 — Early Precambrian basement with the platform Neoproterozoic cover; 3 — Pritimanian pericraton (a shallow-water shelf in the Late Riphean); 4 — a deep-water shelf and continental slope in the Late Riphean; 5 — Caledonides; 6 — stromatolite reefs; 7 — internal area of Timanides; 8–9 — boundaries: 8 — of Pritimanian pericraton (internal), 9 — the other; 10 — faults: ЦТМ — Central Timanian, Пр — Cis-Pechorian



Илл. 8. Согласный контакт полимиктовых алевритов и песчаников зиганской свиты венда с кварцевыми песчаниками такатинской свиты (D₁ems). Обнажение на окраине г. Усть-Катав, западное крыло Башкирского антиклинория

Илл. 8. A contact between the quartz sandstones of the Takata formation (Emsian, Lower Devonian) and Zigan formation of Vendian. No significant angular unconformity. The outcrop in the town of Ust-Katav. Western limb of the Bashkirian anticlinorium



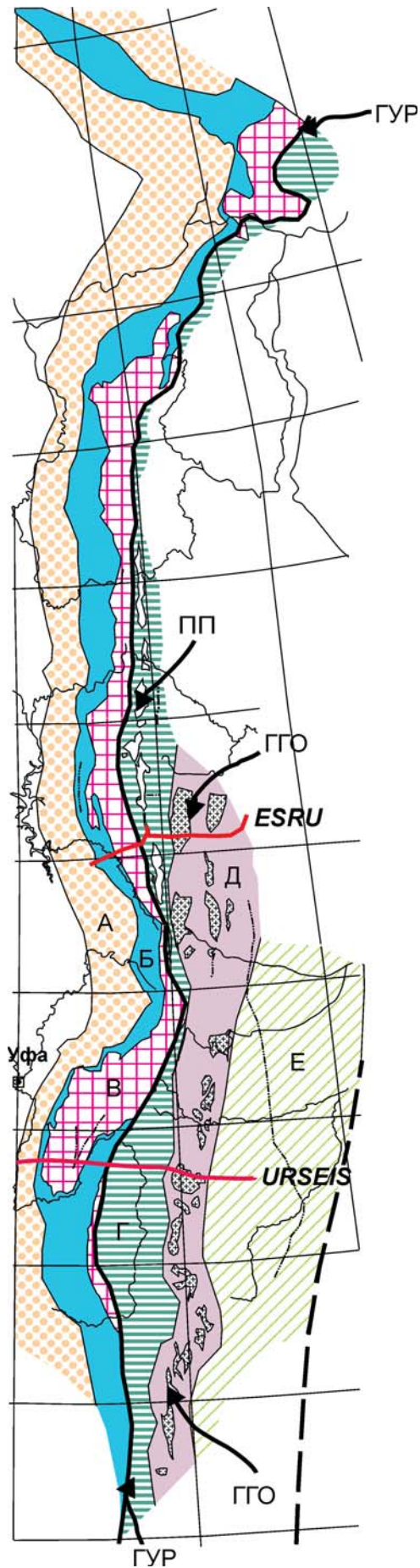
Илл. 9. Резко несогласный контакт субвертикально падающих зеленых сланцев инзерской свиты RF_3 и пологопадающих известковистых фаунистически охарактеризованных песчаников среднего ордовика (контакт находится на уровне глаз верхних участников экскурсии). Руч. Яндык, восточное крыло Башкирского антиклинория

Illustr. 9. Sharply unconformable contact of subvertical green schists of the Inzer formation and gently dipping limy Middle Ordovician sandstones with fauna. The line of the contact is close to the eyes of the upper people at the picture. Yandyk creek, the eastern limb of the Bashkirian anticlinorium



Илл. 10. Кристаллические сланцы в ядре Хобеизского купола, хр. Хобеиз. Сланцы смяты в сжатые изоклинальные складки с близгоризонтальными осевыми плоскостями. На заднем плане — водораздельный (Исследовательский) хребет Приполярного Урала, граница Европы и Азии

Illustr. 10. Crystalline schists in the core of Khobeiz dome, at the Khobeiz range. The schists are deformed into flat-lying isoclinal folds. At the background — Issledovatelsky range of the Cis-Polar Urals, an impressive watershed, dividing Europe and Asia



Илл. 11. Тектоническая зональность уралид. Все буквенные обозначения — в тексте

Иллюстр. 11. Tectonic zones of the the Urals (Uralide stage)

Zones: А — Preuralian foredeep, Б — West Uralian zone, В — Central Uralian zone, Г — Tagilo-Magnitogorskian zone, Д — East Uralian zone, Е — Transuralian zone; **Abbreviations:** ГУР — Main Uralian Fault, ПП — Platinum-bearing Belt, ГГО — Main Granitic Axis, URSEIS and ESRU — lines of seismic profiles, described in the text

А



Б



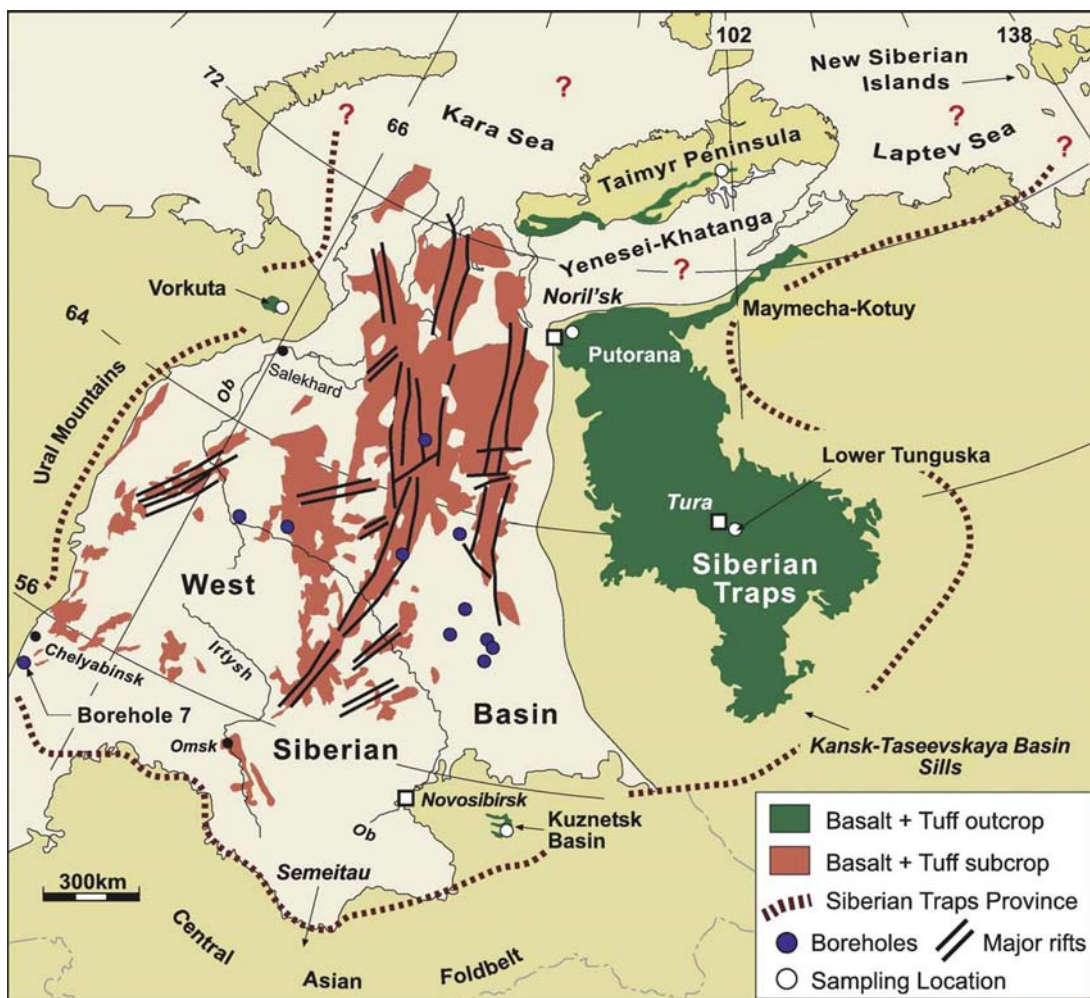
Илл. 12. А — сложная структура дунит-гарцбургитового комплекса, Войкарский массив, свидетельствующая о его длительной истории. Складка полосчатости в гарцбургитах, пересеченная наложенными телами дунитов; наиболее поздней является дайка пироксенита (слева). Б — Гарцбургиты, с наложенной сетью дунитовых дайкоподобных тел, интерпретируемых как следы просачивания базитового расплава

Illustr. 12. А — A composite structure of the dunite-harzburgite complex (mantle tectonite) in the Voikar massif, a witness of its long, complicated history. The fold of foliation planes in harzburgites, cut by bodies of dunites; the latest is the pyroxenite dyke (in the left). Б — Harzburgite with an overlain net of dunite dyke-like bodies, interpreted as traces of basic melt percolation



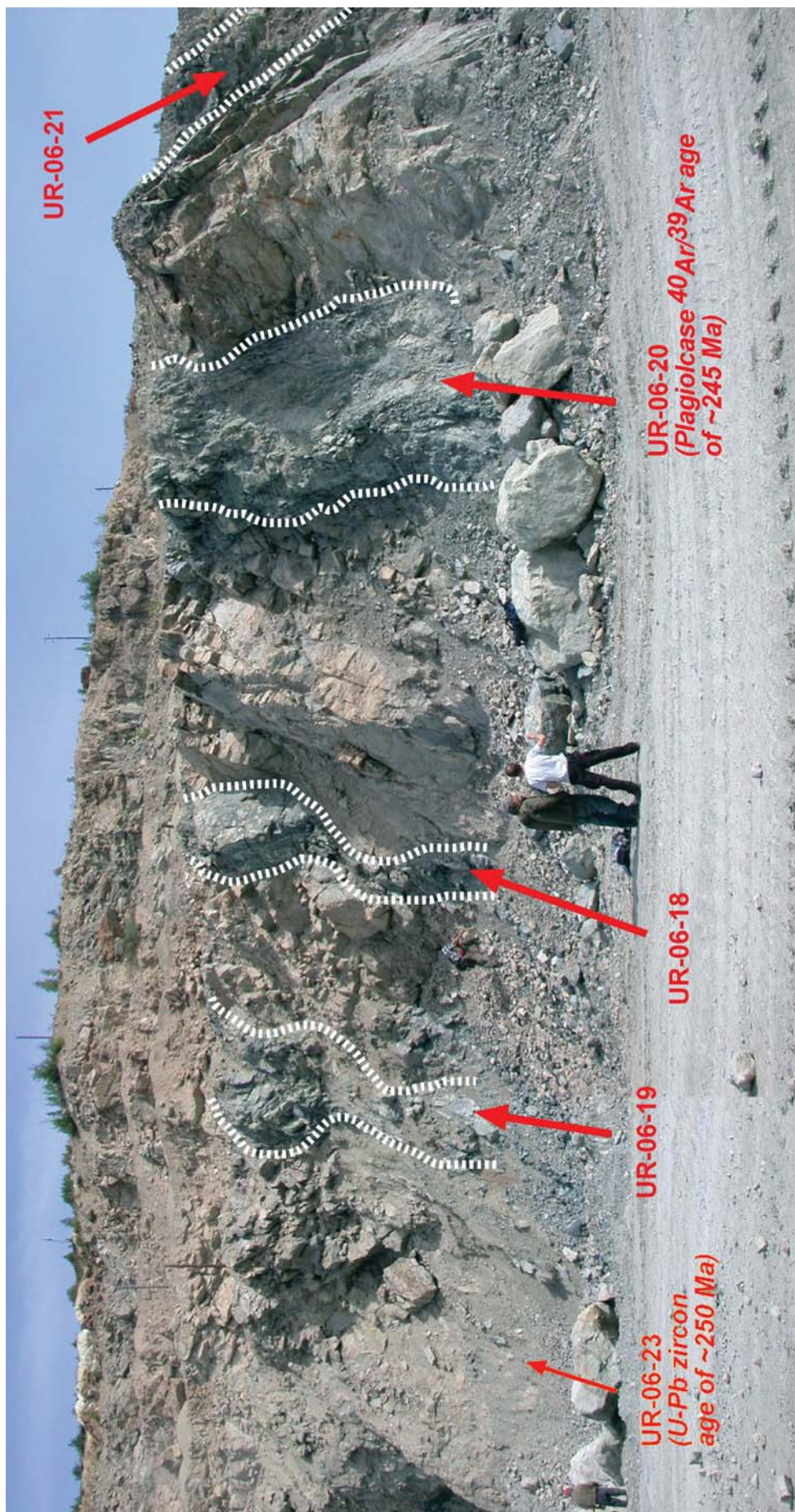
Илл. 13. Фрагмент актогайского комплекса параллельных даек девонского возраста (р. Шулдак, Мугоджары)

Illustr. 13. A fragment of Aktogay sheeted dyke complex, Shuldaq river, Mugodzhary



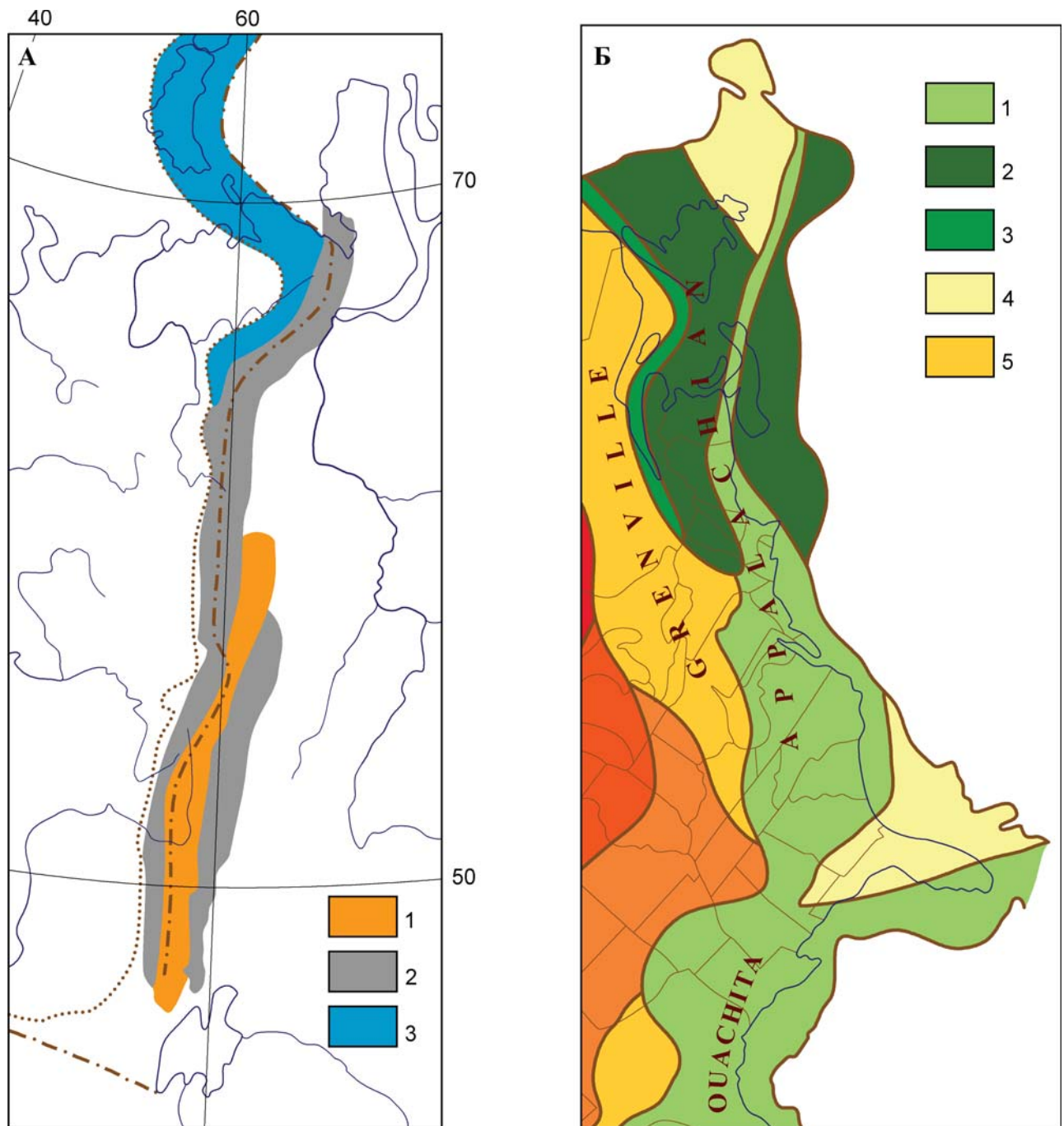
Илл. 14. Обзорная схема Урало-Сибирского суперплюма [Reichow et al., 2009]

Illustr. 14. The overview map of the Urals-Siberian superplume [Reichow et al., 2009]



Илл. 15. Забой Борисовского карьера на р. Синара. Дайки долеритов (~245 млн. лет) в риолитах (~250 млн. лет). Фото А. Саундерса [Рейхов и др., 2009]

Illustr. 15. The working area of the Borisovsky quarry at Sinara river. Dykes of dolerites (~245 Ma) in rhyolites (~250 Ma). Photo by A. Saunders [Рейхов и др., 2009]

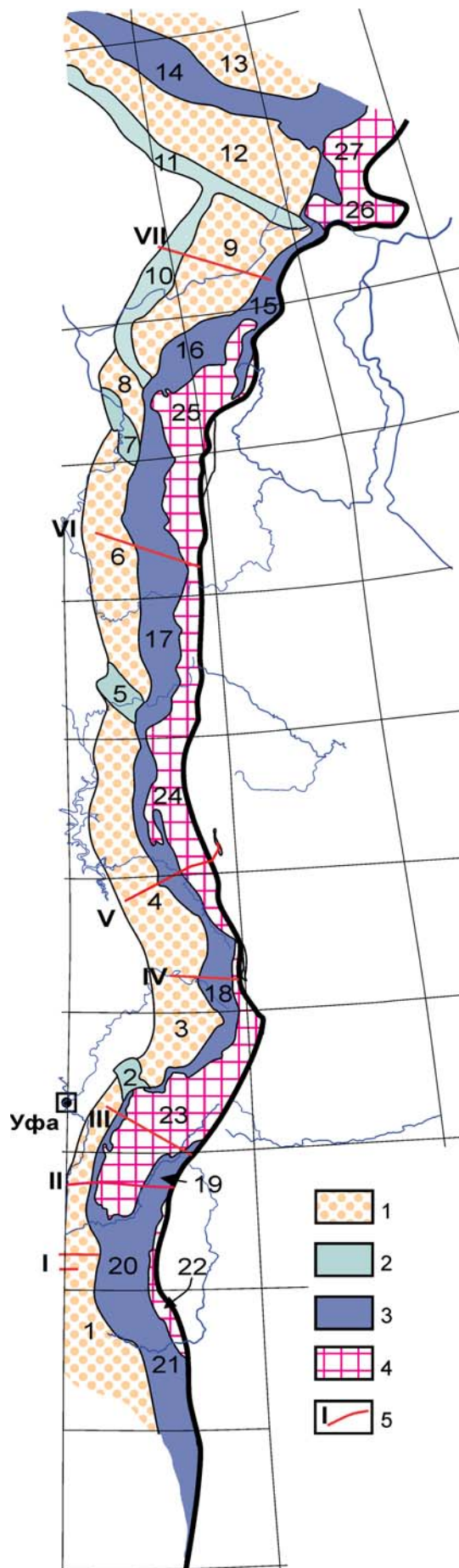


Илл. 16. Время главных деформаций на Урале (А) и в Аппалачах (Б)

Урал: 1 — коллизия в девоне, 2 — коллизия в карбоне — перми, 3 — коллизия в начале юры (по В.Н. Пучкову). **Аппалачи:** 1 — Аллегейнская коллизия (карбон), 2 — акадская коллизия (девон), 3 — таконская коллизия (ордовик), 4 — авалонская (кадомская) коллизия — конец неопротерозоя, 5 — гренвилльская коллизия (мезопротерозой) (по Г. Вильямсу, с присланной им почтовой открытки)

Illustr. 16. The time and place of main deformations in the Urals (A) and in the Appalachians (B)

The Urals: 1 — Late Devonian collision, 2 — Carboniferous-Permian collision, 3 — Jurassic collision. **The Appalachians:** 1 — Alleghanian collision (Carboniferous), 2 — Acadian collision (Devonian), 3 — Taconian collision (Ordovician), 4 — Avalonian (Cadomian) collision (Late Neoproterozoic), 5 — Grenvillian collision (Mesoproterozoic) (after H. Wilson, from a postcard)



Илл. 17. Структуры палеоконтинентального сектора Урала

Условные обозначения: 1 — впадины Предуральяского краевого прогиба, 2 — поперечные поднятия краевого прогиба, 3 — Западно-Уральская мегазона, 4 — Центрально-Уральская мегазона, 5 — линии профилей (см. рисунки ниже по тексту). **Структуры уралид.** Впадины Предуральяского краевого прогиба: 1 — Бельская, 4 — Юрюзано-Сылвенская, 6 — Верхнепечорская, 8 — Большесынинская, 9 — Косью-Роговская, 12 — Коротайхинская, 13 — Карская; поднятия краевого прогиба: 2 — Каратауское, 3 — Уфимский амфитеатр, 5 — Полоддовское, 7 — Кожво-Каменское, 10 — Гряда Чернышева, 11 — поднятие Чернова, 14 — Пай-Хой; Западно-Уральская мегазона: 15 — Лемвинский аллохтон, 16 — Кожимское поднятие, 17 — Верхнепечорский аллохтон, 18 — Бардымско-Нязепетровский аллохтон, 19 — Кракинский аллохтон, 20 — Зилаирская синформа, 21 — Сакмарский аллохтон, 22 — Антиформа Урал-тау; поднятия (антиклинории) в Центрально-Уральской зоне: 23 — Башкирский, 24 — Кваркушский, 25 — Ляпинский, 26 — Харбейский, 27 — Марункеуский. Черной жирной линией показан Главный Уральский разлом, принадлежащий палеоокеаническому сектору

Illustr. 17. Structures of the paleocontinental sector of the Urals

Symbols: 1 — Basins of the Preuralian foredeep, 2 — Transversal uplifts of the foredeep; 3 — West Uralian zone, 4 — Central Uralian zone, 5 — lines of the profiles (see figs. further in the book); **Structures of the Uralides.** Basins of the Preuralian foredeep: 1 — Belsk, 4 — Yuryuzan-Sylva, 6 — Upper Pechorian, 8 — Bolshesyninsk, 9 — Kosyu-Rogovaya, 12 — Korotaikha, 13 — Kara; Transversal uplifts of the foredeep: 2 — Karatau, 3 — Ufimian amphitheatre, 5 — Polyud, 7 — Kozhva-Kamenka, 10 — Chernyshov Range, 11 — Chernov uplift, 14 — Pai-Khoy; West Uralian zone: 15 — Lemva allochthon, 16 — Kozhim uplift, 17 — Upper Pechora allochthon, 18 — Bardym-Nyazepetrovsk allochthon, 19 — Kraka allochthon, 20 — Zilair synform, 21 — Sakmara allochthon, 22 — Ural-Tau antiform; Uplifts (anticlinoria) in the Central Uralian zone: 23 — Bashkirian, 24 — Kvarkush, 25 — Lyapin, 26 — Kharbey, 27 — Marunkeu. Thick black line is Main Uralian Fault



Илл. 18. Шихан Юрактау с севера, от левого берега р. Белой ниже г. Стерлитамак. Образовался, как и соседние шиханы, расположенные южнее (Куштау, Шахтау, Тратау) в результате неотектонического поднятия края Предуральяского прогиба. Нижнепермские карбонатные рифы были первично окружены кунгурскими эвапоритами, которые после поднятия были быстро эродированы

Illustr. 18. Shikhan (solitary mountain) Yuraktau from the left bank of Belaya river, below Sterlitamak town. Like the other neighbour shikans (Kushtau, Shakhtau, Tratau), it was formed as a result of a neotectonic uplift of the western margin of the Preuralian foredeep, with its line of barrier reefs. The Lower Permian reefs were originally enveloped into Kungurian evaporites, subsequently easily eroded



Илл. 19. Выходы кунгурских эвапоритовых отложений в окрестностях города Кунгур. Редкое местонахождение селенита

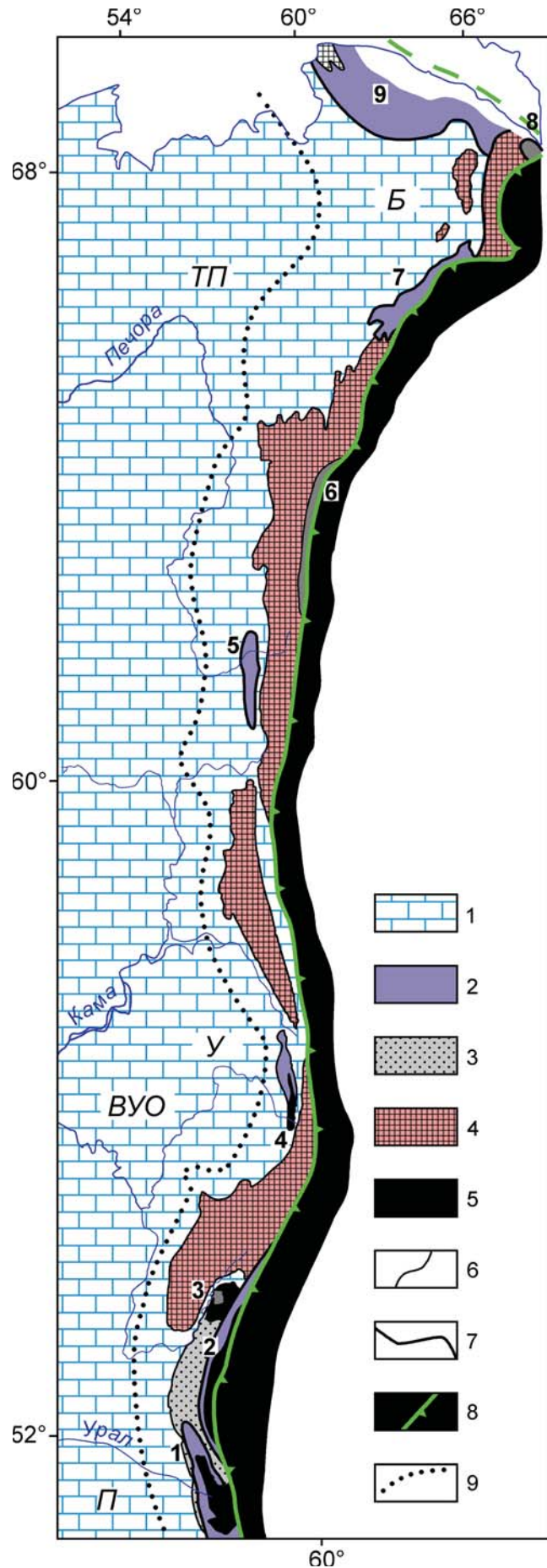
Illustr. 19. A rare outcrop of Kungurian deposits with layers of selenite, near Kungur town

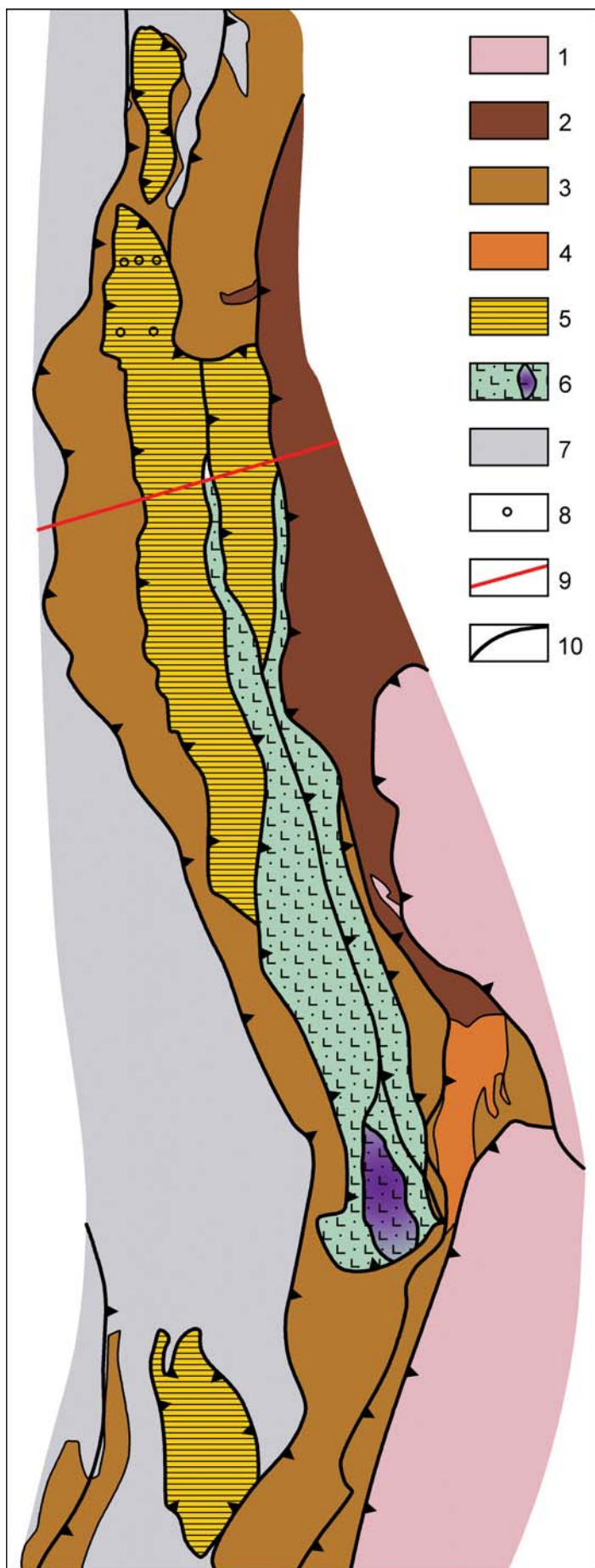
Илл. 20. Расположение палеозойских шельфовых, батиальных и океанических формаций на западном склоне Урала [Puchkov, 2002b], с изменениями

Условные обозначения: 1–5 — комплексы: 1 — елецкие шельфовые, 2 — лемвинские батиальные, 3 — зилаирский флиш (фамен), 4 — выходы докембрия, 5 — океанические (офиолиты и островодужные), 6 — геологические границы, 7 — тектонические нарушения, в том числе шарьяжи, 8 — ГУР, 9 — западная граница складчато-надвиговых деформаций уралид; ВУО — Волго-Уральская область, ТП — Тимано-Печорский бассейн, П — Прикаспийская впадина, У — Уфимский амфитеатр (выступ континентальной окраины), Б — Большеземельский выступ континентальной окраины. **Цифрами на схеме помечены участки развития батиальных фаций:** 1 — Сакмарский пакет аллохтонов, 2 — западное крыло Уралтауской антиформы (суваняжский комплекс), 3 — Кракинский пакет аллохтонов, 4 — Бардымско-Нязепетровский пакет аллохтонов, 5 — Верхнепечорский аллохтон, 6 — Польнинская зона, 7 — Лемвинский аллохтон, 8 — Байдаратская тектоническая зона, 9 — Карский аллохтон

Illustr. 20. Major structural elements and complexes of Baltica Paleozoic passive margin involved into the Urals [Puchkov, 2002b], modified

Symbols: 1 — Paleozoic Yelets rift and shelf complexes; 2 — Paleozoic Lemva rift, bathyal and abyssal complexes; 3 — Upper Devonian Zilair flysch of the Southern Urals; 4 — Proterozoic crystalline basement of Baltica, exhumed in the Central Uralian zone; 5 — Paleozoic oceanic and island-arc complexes; 6–9 — Geological boundaries: 6 — Normal stratigraphic or weakly displaced, 7 — Thrusts, 8 — Main Uralian fault, 9 — Western boundary of the foreland thrust and fold belt; letters and numbers in the scheme: П — Pricaspian basin, ВУО — Volgo-Uralian basin, ТП — Timano-Pechora basin, У — Ufimian amphitheatre (promontory), Б — Bolshezemelian promontory. **Numbers in the scheme correspond to the areas of development of bathyal facies:** 1 — Sakmara synform (pack of sheets), 2 — Suvanyak complex in the Uraltau antiform, 3 — Kraka allochthons, 4 — Bardym-Nyazepetrovsk allochthons, 5 — Upper Pechora allochthon, 6 — Polya tectonic zone, 7 — Lemva allochthon, 8 — Baydarata tectonic zone, 9 — Kara allochthon





Илл. 21. Тектоническая схема района Бардымско-Нязепетровского аллохтона (его географическое положение см. на илл. 20)

Условные обозначения. 1–4 — автохтон и параавтохтон: 1 — докембрийский фундамент, 2 — ордовикские рифтовые комплексы, 3 — ордовикско-раннекаменноугольные комплексы шельфа, 4 — зилаирский флиш (D_3-C_1t); 5 — Бардымский аллохтон (ордовикско-позднедевонские комплексы батиали); 6 — Нязепетровский аллохтон (ордовикско-девонские океанические и островодужные комплексы, включая Суоямский массив, выделенный лиловым цветом); 7 — комплексы, формировавшиеся одновременно с образованием автохтона (среднекаменноугольно-пермские известняки, флиш и моласса); 8 — скважины, перебурившие Бардымский аллохтон; 9 — Михайловский сейсмический профиль; 10 — надвиги и шарьяжи

Illustr. 21. Tectonic scheme of the Bardym-Nyazepetrovsk allochthon (for its position, see ill. 20)

Symbols. 1–4 — autochthon and paraautochthon: 1 — Precambrian basement, 2 — Ordovician rift complexes, 3 — Ordovician – Lower Carboniferous shelf complexes, 4 — Zilair flysch (D_3-C_1t); 5 — Bardym allochthon (Ordovician – Upper Devonian bathyal complexes); 6 — Nyazepetrovsk allochthon (Ordovician – Devonian oceanic and island-arc complexes, including Suoyam massif, which is shown in violet colour); 7 — complexes, formed simultaneously with the formation of the allochthon (Middle Permian limestones, flysch and molasse); 8 — boreholes, drilled through the Bardym allochthon; 9 — Mikhailovo seismic profile; 10 — thrusts and tectonic nappes

А



Б



Илл. 22. Мощная зона надвигания и тектонического расланцевания в девонских известняках, приуроченная к подошве зилаирского флиша (с. Тимирово)

а — общий вид, б — зона расланцевания в известняках, деталь

Illustr. 22. A thick zone of tectonic foliation in the Devonian limestones, at the base of Zilair flysch (Timirovo village)

a — general view, б — a detail of the milonitization zone

А



Б



Илл. 23. А — серпентинитовый меланж Хараматолоуского разлома (часть ГУР) с гигантскими блоками вулканогенных и метаморфических пород, образующими отдельно стоящие возвышенности. На заднем плане — г. Степ-Рузь, Полярный Урал. Положение разлома см. на рис. 48. Б — серпентинитовый меланж ручья Голубого на продолжении Хараматолоуского разлома южнее ст. Полярный Урал

Illustr. 23. А — Serpentinitic mélange of the Kharamarolou Fault (part of MUF) with gigantic blocks of volcanogenic and metamorphic rocks, forming separate hills. Mnt. Step-Ruz is at the background. Polyarny Ural (for the position, see Fig. 48). Б — Serpentinitic mélange of the Goluboi Creek at the prolongation of the Kharamarolou Fault to the south of Polar Urals railway station



Илл. 24. Зона ГУР на Южном Урале. Байгускаровский серпентинитовый меланж, или тектонизированная серпентинитовая олистострома. Внизу (выделяются разными оттенками цвета) — блоки, сложенные глыбовыми конгломератами и вулканитами, в средней части — сыпучка серпентинитовых тектонитов, в верхней — пластообразный блок ордовикских кремней. Положение разреза см. на рис. 67

Illustr. 24. MUF zone in the Southern Urals. Bayguskarovo serpentinitic mélange, or tectonized serpentinitic olistostrome. In the lower part of the outcrop there are blocks of various colours, composed of boulder conglomerates and volcanics, in the middle part — mostly tectonized serpentinites and in the upper — a layer-like fragment of Ordovician cherts. For the position, see fig. 67



Илл. 25. Панорама Войкаро-Сынинского офиолитового массива с запада, от р. Лагорта-Ю. Водораздельная часть сложена преимущественно дунит-гарцбургитовым комплексом; его же обломками сложен аллювий. Гряды впереди — габброиды, глаукофановые сланцы, палеозойские эффузивы лагортинского комплекса. Справа массив апогаббровых кристаллических сланцев Хордьюс

Illustr. 25. The panorama of the Voykar-Synya ophiolite massif from the Lagorta-Yu river, to the east. The watershed part of the range is composed of dunit-harzburgite complex; its fragments predominate in the alluvium. The front ranges are composed of gabbroids, glaucophane schists, paleozoic volcanics of the Lagorta complex. To the right is Khordyus massif, composed of apogabbroic crystalline schists



Илл. 26. Угловое несогласие между каменноугольными вулканогенными толщами с прослоями скарнированных известняков и горизонтально залегающими меловыми и кайнозойскими отложениями (Соколовский карьер Соколово-Сарбайского рудного месторождения, Казахстан)

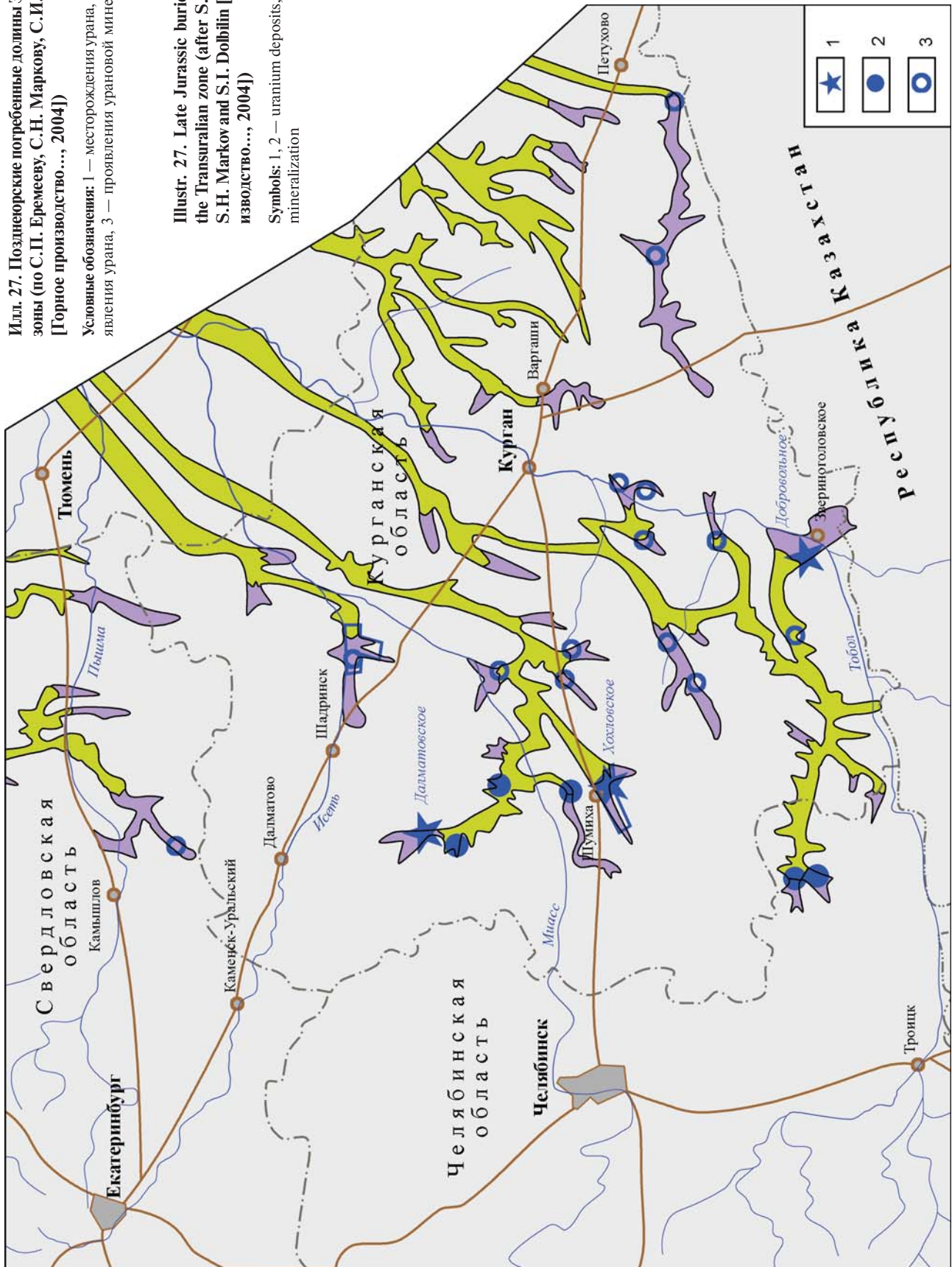
Illustr. 26. Angular unconformity between the Carboniferous volcanogenic rocks with layers of skarned limestones and flat-lying Cretaceous and Cenozoic deposits (Sokolovo quarry of the Sokolovo-Sarbay magnetite deposit, Kazakhstan)

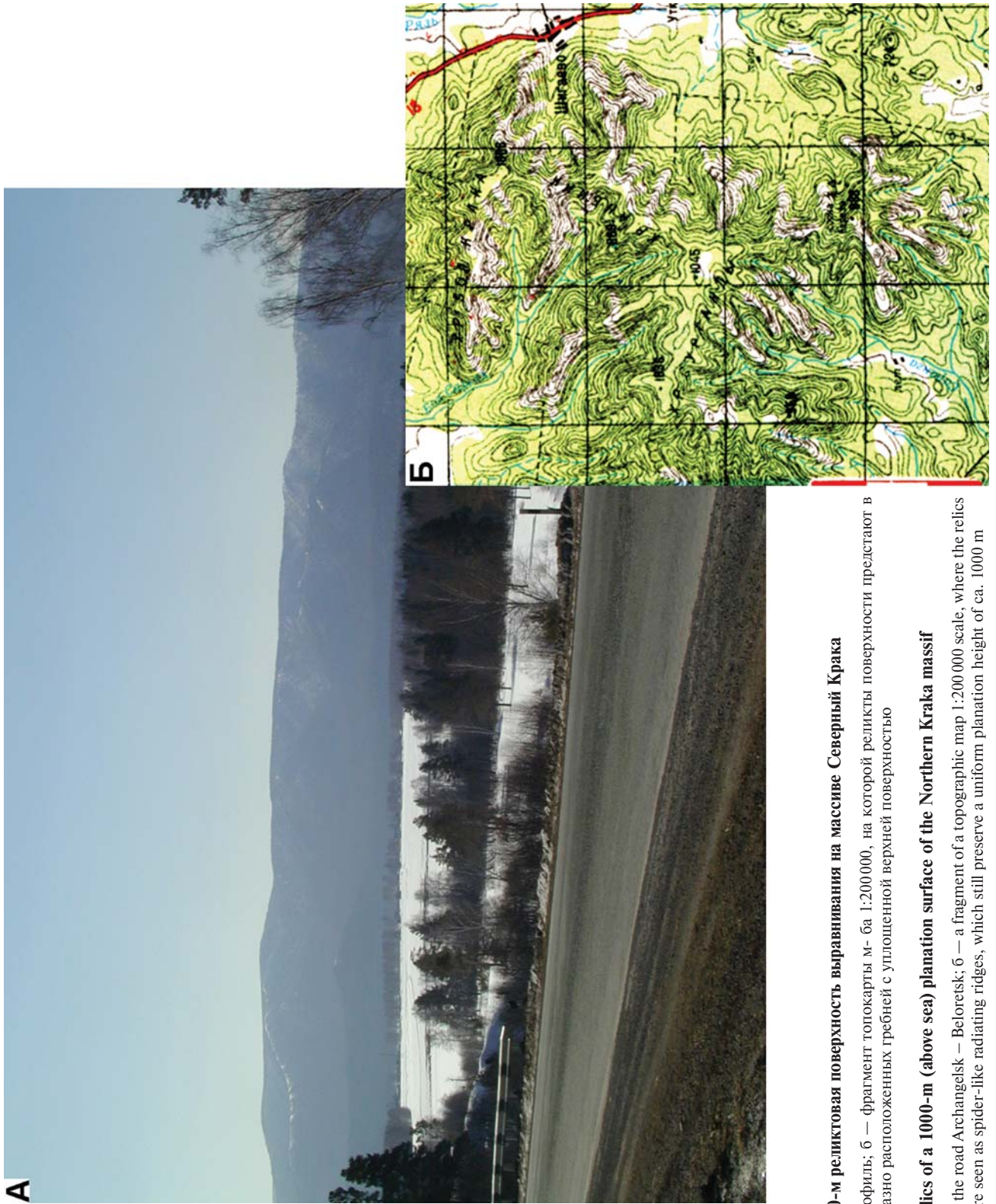
Илл. 27. Позднеюрские погребенные долины Зауральской зоны (по С.П. Еремееву, С.Н. Маркову, С.И. Долбилину [Горное производство..., 2004])

Условные обозначения: 1 — месторождения урана, 2 — рудопроявления урана, 3 — проявления урановой минерализации

Илл. 27. Late Jurassic buried valleys of the Transuralian zone (after S.P. Eremeev, S.N. Markov and S.I. Dolbilin [Горное производство..., 2004])

Symbols: 1, 2 — uranium deposits, 3 — uranium mineralization





Илл. 28. 1000-м реликтовая поверхность выравнивания на массиве Северный Крака

а — фото в профиль; б — фрагмент топокарты м-ба 1:200 000, на которой реликты поверхности предтают в виде паукообразно расположенных гребней с уплощенной верхней поверхностью

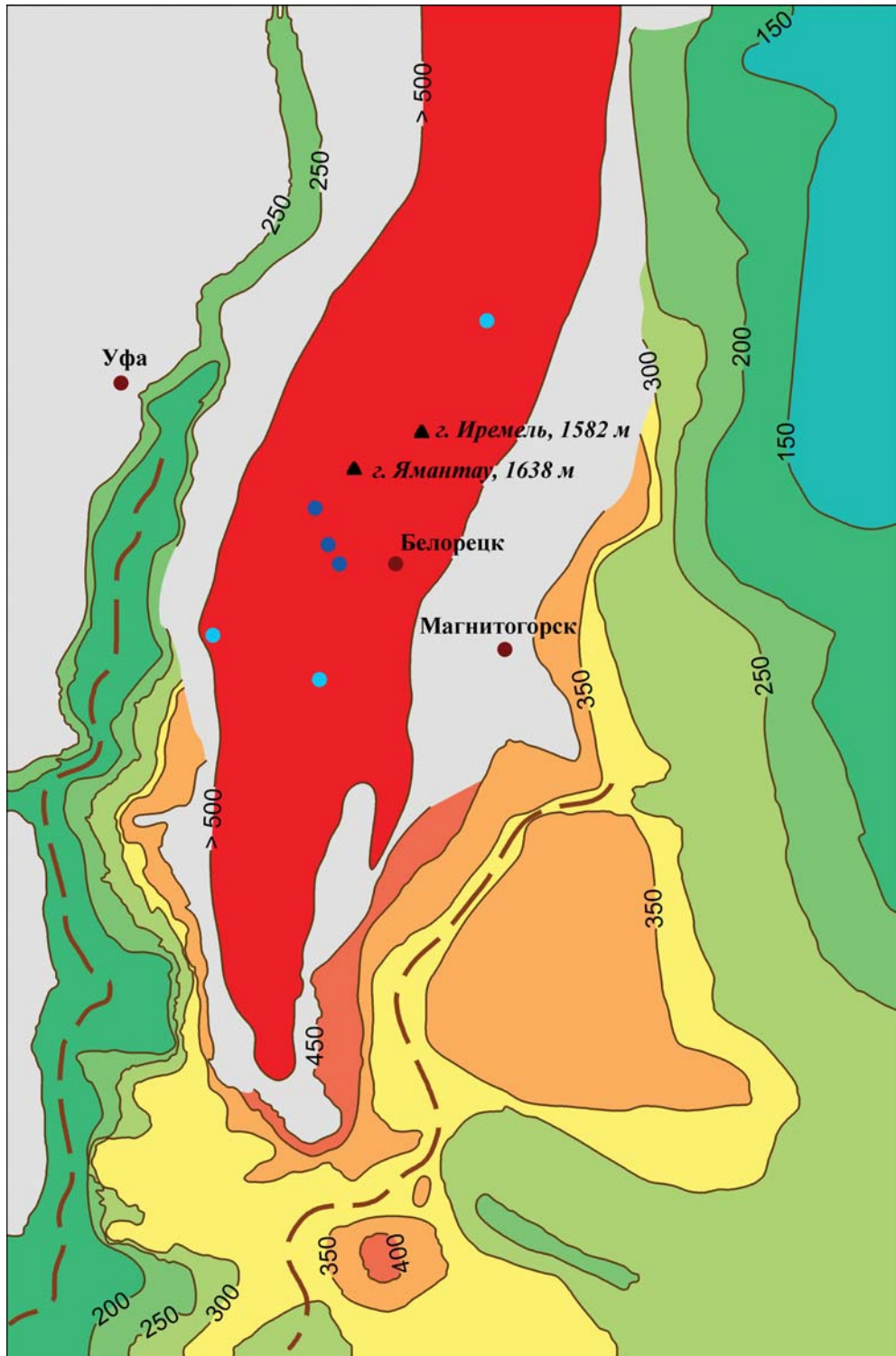
Illustr. 28. Relics of a 1000-m (above sea) planation surface of the Northern Kraka massif

а — photo from the road Archangelsk — Beloretsk; б — a fragment of a topographic map 1:200 000 scale, where the relics of the surface are seen as spider-like radiating ridges, which still preserve a uniform planation height of ca. 1000 m



Илл. 29. Крутонаклонные слои в акчагыльских и четвертичных (апшеронских) отложениях переуглубленной долины Палео-Белой. Песчано-гравийный карьер у с. Карамалы Иглинского р-на

Illustr. 29. Steeply inclined layers in the Akchagulyan and Quaternary (Apsheronian) deposits of the overdeepened valley of Paleo-Belaya river. Sandstone and gravel quarry at Karamaly village of Iglino administrative area



Илл. 30. Деформация поверхности дна верхнемелового – среднеэоценового моря (изолиниями показаны их современные абсолютные отметки, с поправкой на мощности эоценовых осадков)

Синие точки — позднемеловые датировки методом фишн-трекового анализа; голубые — U-Th/He методом [Пучков, Данукалова, 2004]. Красный цвет — полное отсутствие мезозойских осадков на высоте 500 м и выше. Пунктир — оси двух неотектонических синклиналей

Illustr. 30. Deformations of a near-bottom surface of shallow-water Upper Cretaceous – Middle Eocene seas (isopleths show their modern absolute heights, with corrections for the thickness of the Eocene sediments)

Dark blue dots — Upper Cretaceous dates by a fission-track method; light blue — by U-Th/He method [Пучков, Данукалова, 2004]. Red colour: general absence of Mesozoic sediments at 500 m above the sea level and higher. Dash lines — axes of two neotectonic synclines

границе Лемвинской зоны [Ленных и др., 1976] и, наконец, в поднятии Марун-Кей Полярного Урала, напротив гипербазитового массива Сьум-Кей [Удовкина, 1971; Шацкий и др., 2000; Андреичев, 2003; Glodny et al., 2004] (рис. 36, 63). Их возникновение, при предполагаемой общности механизма, несколько асинхронно, с общим запаздыванием на севере по сравнению с югом, что связано с косым характером и неравномерностью коллизионных процессов [Пучков, 1996б, 2009].

На Среднем Урале описан куртинский метаморфический комплекс (рис. 63), развитый в лежачем крыле ГУР. Он представлен гранат-биотит-мусковит-(частично фенгит)-кварцевыми, кварцево-слюдистыми сланцами и амфиболитизированными симплектитовыми эклогитами. Ar-Ag датировки комплекса аномально молоды: 308 ± 3 , 305 ± 6 , 296 ± 6 и 293 ± 2 млн. лет по амфиболу и мусковиту [Eide et al., 1997; Glasmacher et al., 1999]. Однако и сам комплекс занимает аномальное положение: он расположен точно напротив Уфимского континентального выступа, вдвинутого в Тагило-Магнитогорскую зону, где амфиболитовый метаморфизм и последующее остывание имели место в карбоне, в связи с поздней субдукцией на континентальной окраине [Echtler et al., 1997; Ронкин и др., 2006г]. Датировки эксгумации ретроградно метаморфизованных эклогитов должны отражать последствия этого позднего процесса.

На Северном Урале Sm-Nd датировки глаукофановых сланцев Салатимского пояса имеют слишком большой доверительный интервал: 370 ± 35 млн. лет [Петров и др., 2005а] и 367 ± 15 млн. лет [Петров, 2007]. Белокаменский метаморфический комплекс дистен-силлиманитового типа с Sm-Nd возрастом в 416 ± 47 млн. лет, описанный к западу от Салатимского пояса, мог бы служить указанием на коллизию [Петров, 2007], если бы этот автор и сам не высказывал сомнение о том, что эта датировка изменена ретроградным метаморфизмом. К тому же коллизия этого возраста не подтверждается геологическими данными (см. описание Тагильской дуги).

На границе **Приполярного и Полярного Урала** эклогит-глаукофановые комплексы Нерка-ю и Парус-шор дали Ar-Ag возраста $351 \pm 3,6$ и $352 \pm 3,6$ млн. лет [Иванов и др., 2000]. На Полярном Урале обзор изотопного датирования марункеуского комплекса эклогитов и связанных с ними других метаморфических пород был дан Г.А. Петровым и др. [2005а]. Sm-Nd изотопное датирование [Шацкий и др., 2000] по гранату, клинопироксену и породе для рогово-обманкового эклогита дало $366 \pm 8,5$ млн. лет, а для кианитового эклогита 339 ± 16 млн. лет. Rb-Sr датирование эклогитов по породе [Glodny et al., 1999] дало 358 ± 3 млн. лет. По данным [Glodny et al., 2003, 2004], конкордантные U-Pb возраста метаморфических, зональных цирконов находятся в интервале 353–362 млн. лет, что совпадает с возрастом мета-

морфизма по Rb-Sr внутренним минеральным изохронам (в среднем $355,5 \pm 1,4$ млн. лет).

В совокупности вышеупомянутые датировки указывают по большей части на ранне-среднетурнейский возраст низкотемпературно-высокобарического метаморфизма и начала эксгумации его продуктов в зоне ГУР на территории севера Урала (включая его полярную часть). Эти данные переключаются с ранневизейским возрастом древнейших из известных палеозойских граувакк на континентальной окраине Лавруссии, на территории от Верхней Печоры до Лемвы и Бол. Ельца, к западу от зоны ГУР ([Puchkov, 2002b] и ссылки там же). Надо отметить некоторое несоответствие возрастов: ранний визе (345 млн. лет) — это несколько моложе большинства вышеупомянутых изотопных датировок. Однако возраст граувакк может рассматриваться здесь как верхний возрастной предел коллизии, поскольку на Верхней Печоре граувакки плохо обнажены, а в Лемвинской зоне самые восточные разрезы, вероятно, перекрыты крупноамплитудным западновергентным надвигом Войкаро-Сыньинского массива.

Сравнение изотопных возрастов эклогит-глаукофансланцевых комплексов подытожено на рис. 68, из которого видно запаздывание метаморфизма в северной половине уральской зоны высокобарического метаморфизма.

Итак, анализ датировок метаморфических комплексов в зоне ГУР, подкрепленный датировками начала накопления граувакк, имеющих западный источник сноса, приводит к выводу о диахронности коллизии на уральской окраине континента Лавруссия, что в общем виде было отмечено уже довольно давно [Пучков, 1996а]. Однако обсуждение данного вопроса, по-видимому, было бы преждевременно считать закрытым.

Диахронная, двухэтапная коллизия Магнитогорской дуги и пассивной окраины континента Лавруссия

Развивая модель косой коллизии, предложенной автором [Пучков, 1996а], К.С. Иванов [2001] подсчитал среднюю скорость субдукции, которая вела к постепенному смещению коллизии к северу (2,75–2,80 см/год) (рис. 69).

Схеме нельзя отказать в изяществе. Однако необходимо уточнение: здесь подсчитана максимальная скорость субдукции, закономерно убывающая в южном направлении, до нуля напротив Уфимского амфитеатра. Зоны субдукции обычно не «работают» в линейном режиме: скорость погружения слэба может меняться по простиранию, причем, в случае частичной коллизии, отдельные части слэба могут в той или иной степени деформироваться — изгибаться, приспособляясь к препятствию. Следует заметить, что в рассматриваемом

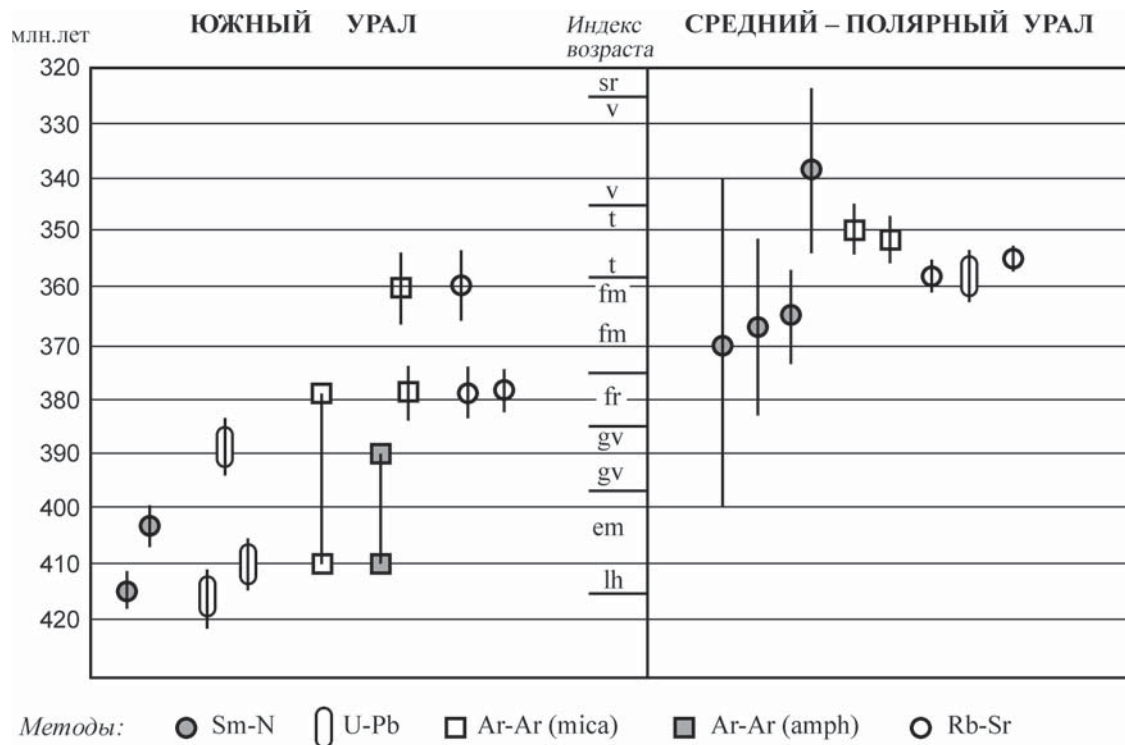


Рис. 68. Сравнение изотопных возрастов высокобарических метаморфитов южной и северной частей Урала

Fig. 68. A comparison of isotopic ages of HP metamorphic rocks from the Southern and Northern parts of the Urals

нами случае события на окраине континента, имевшие место в конце девона – начале карбона, не демонстрируют постепенного смещения к северу и в целом делят зону ГУР на 2 части: южную, более древнюю, и северную, более молодую.

Это говорит о том, что коллизия Магнитогорской дуги с Лаврусией могла происходить в два дискретных этапа (рис. 70). Первоначально, в фане, когда Магнитогорская дуга аккрецировала к южноуральской части континентальной окраины, субдукция на Южном Урале полностью затормозилась, тогда как на севере осталось треугольное океаническое зияние между дугой и континентом, подобное Бенгальскому заливу или Южнокитайскому морю. В дальнейшем, в раннем карбоне, северная часть дуги была согнута в западном направлении и прижата к континентальной границе. На этой стадии скорость и масштаб субдукции были минимальными на Среднем Урале и увеличивались к северу, что привело к усилению метаморфизма в том же направлении — от глаукофансланцевого в Салатимском поясе до эклогитового на Полярном Урале.

На Среднем Урале эти события почти немедленно сменились внедрением Тургоякско-Сыро-станской группы гранитоидов (335–330 млн. лет), которая была описана [Ферштатер и др., 2006] как «гранитоиды, связанные со структурами растяжения» (рис. 59). К сожалению, на Полярном и Приполярном Урале, в силу недостаточной обнаженности и пере-

крытия мезо-кайнозойским чехлом края Западно-Сибирской плиты, отсутствуют выходы раннекаменноугольных надсубдукционных вулканитов, однако, как отмечалось при описании Щучьинской зоны, надсубдукционные гранитоиды Каньонного и Харасавейского массивов, по данным В.Л. Андричева, имеют возраст 353 млн. лет (турне).

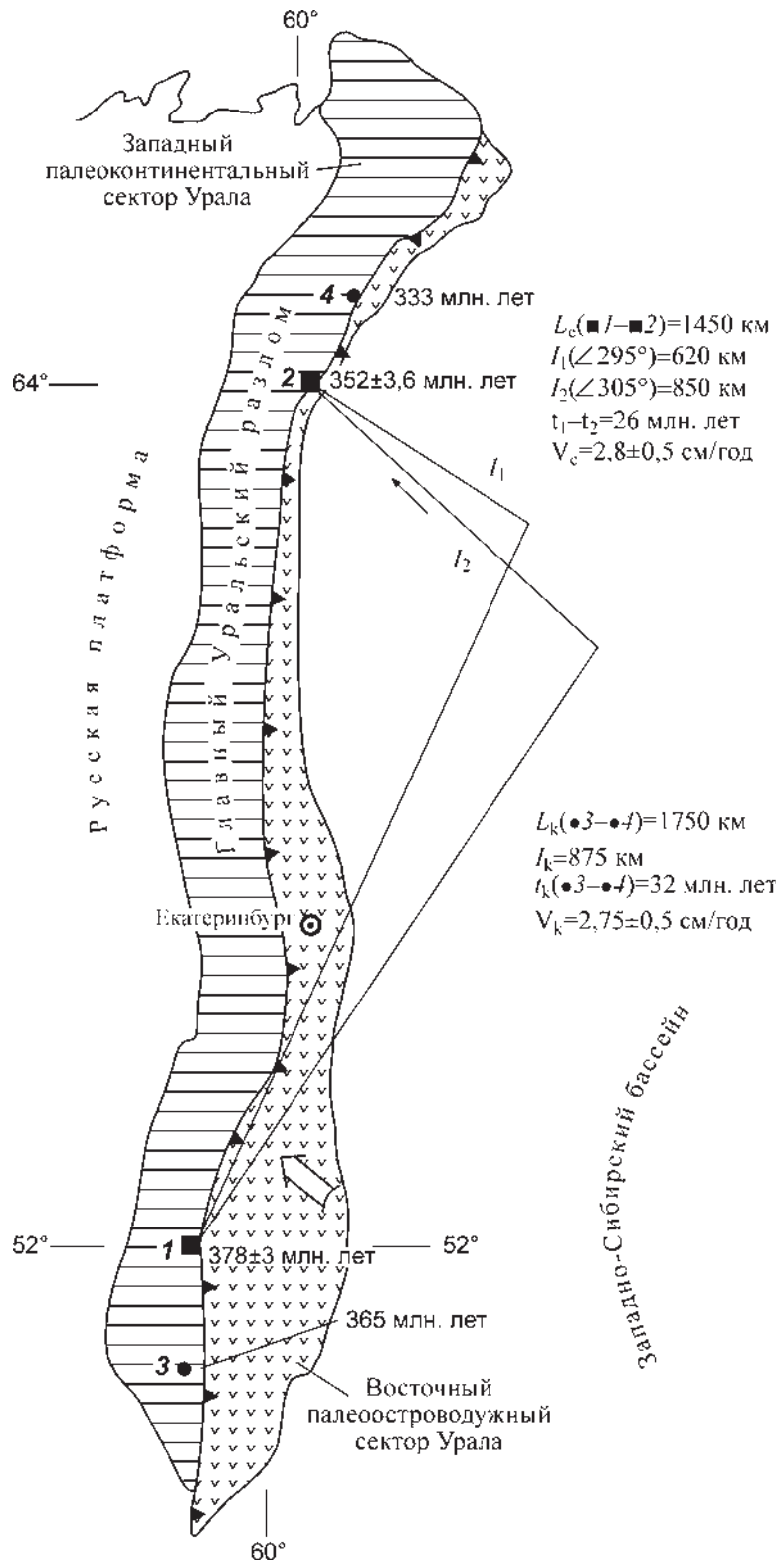
Вышеописанная раннекаменноугольная (турнейская) стадия субдукции сменилась на Среднем Урале серпуховской стадией, охарактеризованной Верхисетской цепочкой гранитоидов (320 млн. лет) (рис. 59), связанной, по Г.Б. Ферштатеру и др. [2006], еще с одной зоной субдукции, падающей также к востоку. Осадконакопление на западном склоне Полярного Урала, начиная с визе, характеризовалось обильным восточным источником сноса, с переходом от флиша к угленосной молассе в конце ранней перми [Puchkov, 2002b]. Таким образом, на севере Урала, в отличие от Южного, не было тектонической паузы между коллизиями двух типов: дуга — континент и континент — континент.

Рассмотрение особенностей процесса коллизии типа дуга — континент и сопровождающих ее осадочных и метаморфических процессов позволяет сделать следующие выводы. 1. Метаморфические породы, сформированные на ранней стадии субдукции, не обязательно безвозвратно уносятся субдукционным конвейером и не стираются полностью ретроградным метаморфизмом, а вполне могут

Рис. 69. Схема расчета средней скорости субдукции, по К.С. Иванову [2001]

Fig. 69. The calculation of an average velocity of subduction [Иванов, 2001]

вернуться к поверхности в процессе эксгумации. 2. Представленные данные дополнительно подкрепляют идею о диахронном характере коллизии островной дуги и континентальной окраины Лавруссии в течение позднего девона и раннего карбона. При этом на Южном Урале временной зазор между коллизиями типа островная дуга – континент и континент – континент отвечал стадии растяжения. На Полярном Урале эта смена коллизий прошла в режиме «нон-стоп». 3. Изложенные данные предостерегают нас против того, чтобы ставить знак равенства между косою коллизией и диахронной ступенчатой коллизией, поскольку в процессе коллизии возможны остановки и переориентация поля напряжений. 4. Вышеописанная диахронность процесса не является исключением, а скорее представляет собою его органическую особенность. Так, меняющиеся по простиранию особенности структуры, характера распределения землетрясений, возраста, определенного фишн-тректовым методом и др. в системе дуга Лусон – о. Тайвань позволяют четко определить, где в настоящее время субдукция сменяется коллизией [Yuan-Hsi Lee et al., 2006]. Вышеупомянутые треугольные зияния между островными дугами и континентальными окраинами, находящимися в настоящее время в процессе столкновения, позволяют оценить перспективу дальнейших диахронных событий. Развитие Тетиса и Средиземноморья в мезозойское и кайнозойское время также дает хорошие примеры диахронных коллизий типа дуга – континент и дуга – микроконтинент [Stampfli, Kozur, 2006; Harangi et al., 2006]. 5. Установление диахронного характера коллизий позволяет в очередной раз, снова (см. [Пучков, 1994]) подчеркнуть, что коллизии и связанная с ними складчатость не являются одномоментными и не подчинены строгому глобальному ритму циклов, как это склонны представлять многие последователи Г. Штилле. Наоборот, эти процессы занимают довольно значительное время и зависят в большей степени не от глобального режима, а от региональных ситуаций,



таких как очертания континентов, ориентировка субдукции, морфология треугольных зияний и др. 6. Надо также добавить, что сравнение мертвых, глубоко эродированных зон коллизии дуга – континент, таких как на Урале, где присущие им метаморфические комплексы хорошо обнажены, и современных коллизионных зон, где глубокие структуры почти или полностью скрыты [Beysac et al., 2008],

позволяет комбинировать информацию и реконструировать механику коллизии с большей полнотой.

Завершающие этапы субдукции

С дальнейшей судьбой зоны субдукции на Урале связывается образование раннекаменноугольной Валерьяновской зоны вулканоплутонических комплексов в Зауралье [Пучков, 2000]. Исходя из общих закономерностей постколлизийного 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 Восточно-Уральский 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]. Позже, на основании дальнейшего изучения всех нижнекаменноугольных вулканитов Восточного Урала, этим вулканитам была дана более сложная геодинамическая характеристика [Тевелев и др., 2005]. Было отмечено, что всем вулканическим образованиям этого возраста от Магнитогорской до Валерьяновской (*sensu stricto*) зоны в большей или меньшей мере свойственны смешанные геохимические признаки надсубдукционных и внутриплитных (рифтовых) образований. Отмечается, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой для них является не андийский, а калифорнийский тип активной окраины. Отметим, что калифорнийский тип близок к андийскому, но отличается тем, что под континент субдуцируется не просто океаническая кора, а кора с активным СОХ.

Геодинамика жесткой коллизии

Автор [Puchkov, 1997] предложил различать в палеозойской истории Урала коллизию двух типов: мягкую (островная дуга – континент) и жесткую (континент – континент). Последняя началась с завершением функционирования Валерьяновской зоны субдукции, соприкосновением окраин Восточно-Европейского и Казахстанского континентов и закрытием океанического зияния между Тагильским террейном и противоположной окраиной континента.

Жесткая коллизия сопровождалась скупиванием земной коры и развитием палингенеза с образованием нормальных гранитов вдоль ГГО Урала и формированием краевого складчато-надвигового

пояса форланда и Предуральского краевого прогиба на западной окраине Урала. Ороген, возникший в результате столкновения островной дуги и пассивной окраины континента, был, вероятно, асимметричным, с преобладающей 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. Нами показано [Пучков, 2008а], что до недавних пор цитируемое [Планета Земля, 2004] представление Г. Штилле (1940 г.) о делении орогенов на симметричные и односторонние не вполне точно отвечает существу проблемы: как следует из палеоконтинентальных реконструкций, практически все первично внутриконтинентальные орогены (и рифтогены — тоже), в том числе считавшиеся асимметричными, были частью симметричных. Даже надсубдукционные орогены Тихоокеанского пояса, явно односторонние, обнаруживают бивергентность, что связано с расползанием возвышающихся над соседними структурами орогенных сооружений под действием силы тяжести.

На примере коллизийных 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. 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 [Chemenda 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 регионам [Добрецов, 1995]. Возможно, эксгумация метаморфических комплексов древней мантии проявлялась и в образовании массивов типа Ланцо (см. выше).

С условиями жесткой коллизии связаны палингенез, гранитообразование, образование гранито-гнейсовых куполов, что также хорошо проявлено как в позднем венде, так и в позднем палеозое на Урале и других складчатых областях [Кейльман, 1974; Орогенный ..., 1994; Echtler et al., 1997 и др., Фершта-тер и др., 2006 и др.]. Уже подчеркивался [Пучков, 2000] диахронный характер гранитоидного магматизма ГГО Урала: его омоложение к северу.

В связи с этим возникает вопрос: ограничился ли магматизм жесткой коллизии интрузивной

деятельностью или он сопровождался вулканизмом. Значительная эрозия орогена, имевшая место в его осевых частях как будто не оставляет шансов для сохранения даже гипабиссальных интрузий на большей части его территории. Вместе с тем, мы знаем, что в пределах альпийского орогена молодой, высокогорный вулканизм развит достаточно широко и связан с различными процессами: окончание субдукции, плавление слэба после исчезновения океанической коры, сдвиги и транстенсия, влияние плюмов [Новейший вулканизм ..., 2008]. В процессе превращения орогена в пенеплен эти вулканы обречены на исчезновение. На Урале датированные позднекаменноугольно-пермские малые интрузии, которые предположительно можно связать с вулканизмом, буквально единичны. Позднекаменноугольный возраст на Южном Урале имеют лампроиты Куйбаса, Шеинского Карьера и Скалистого, датированные Ar-Ar методом [Прибавкин и др., 2006]. Позднейшим карбоном датированы гранит-порфиры в черте г. Каменск-Уральского (288 млн. лет, U-Pb метод по данным М. Рейхова, устное сообще-

ние). Однако косвенным указанием на мощный эксплозивный вулканизм в Уральских горах в течение всего позднего карбона и ранней перми могут служить прослойки туфов в глубоководных отложениях соответствующего возраста на западном склоне Урала. В отдельных разрезах насчитываются десятки таких прослоев [Давыдов и др., 2002].

Одним из наиболее поздних процессов, проходящих в коллизионном орогене наряду с палингенезом и магматизмом в его внутренних частях, является образование пояса краевых складчато-надвиговых структур форланда. Детальное его рассмотрение будет дано ниже, в структурно-тектоническом разделе. Здесь же мы ограничимся его общей характеристикой. На Южном Урале этот складчато-надвиговый пояс был изучен довольно подробно [Brown et al., 1997; Пучков и др., 1998]. Были построены сбалансированные разрезы через этот пояс, показана приложимость теории критического клина [Jones, 1987] к его генезису. Масштаб сокращения поперечника структуры по сбалансированным профилям на Южном и Среднем Урале оказался неожиданно

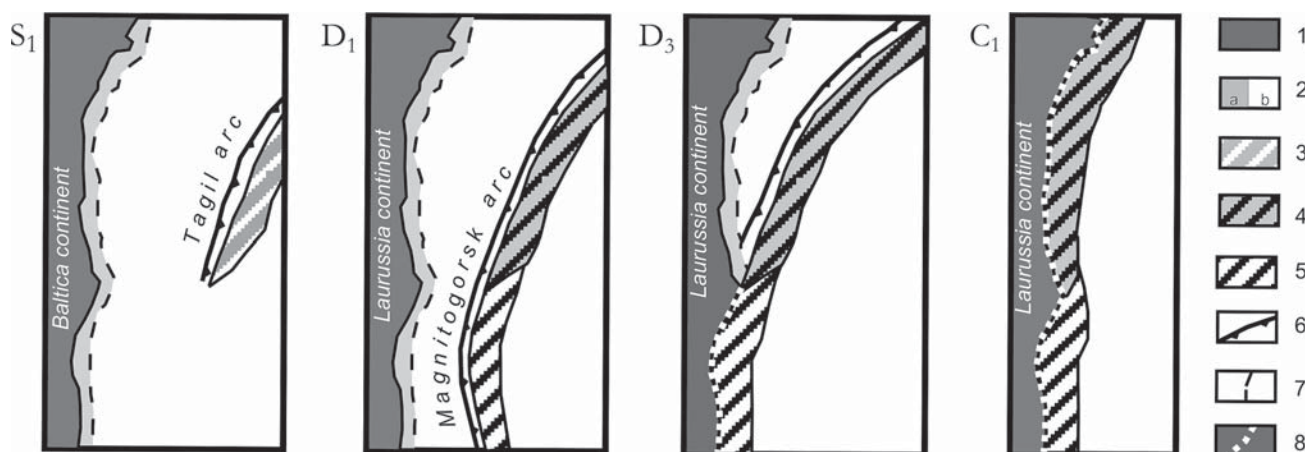


Рис. 70. Модель двустадийной позднедевонско-раннекаменноугольной коллизии дуга – континент на Урале [Puchkov, 2009a], с небольшими изменениями

S_1 — реконструкция для раннего силура. Тагильская дуга находится на некотором расстоянии от края континента. D_1 — реконструкция для раннего девона (эмса). Магнитогорская дуга, включившая в себя Тагильскую дугу в качестве террейна, отделена от континента Лавруссия океаническим пространством. D_3 — реконструкция для позднего девона. Магнитогорская дуга столкнулась с континентом Лавруссия в районе будущего Южного и, частично, Среднего Урала. C_1 — реконструкция для раннекаменноугольного времени (конец турне – визо). Магнитогорская дуга столкнулась с континентом в области будущего Приполярного – Полярного Урала.

Условные обозначения: 1 — континентальная кора; 2a — переходная кора; 2b — океаническая кора; 3 — Тагильская островная дуга; 4 и 5 — Магнитогорская островная дуга: 4 — энсиалическая (эпи-тагильская часть), 5 — энсиматическая (Магнитогорская дуга *sensu stricto*); 6 — зона субдукции; 7 — граница континент – океан; 8 — сутурная зона ГУР

Fig. 70. A model for a two-stage Upper Devonian – Lower Carboniferous arc – continent collision in the Urals [Puchkov, 2009a], slightly modified

S_1 — plate tectonic situation for the Early Silurian. Tagil arc at some distance from Baltica continent. D_1 — situation in the Early Devonian (Emsian). Magnitogorsk arc, incorporating inactive Tagil arc as a terrane, is divided from Laurussia continent by an oceanic space. D_3 — situation in the Late Devonian. Magnitogorsk arc collides with Laurussia continent in the area of the future Southern and (partly) Middle Urals. C_1 — situation for the Early Carboniferous (Visian) time. Magnitogorsk arc collides with Laurussia continent in the northern and polar areas of the future Urals.

Symbols: 1 — continental crust; 2a — transitional crust; 2b — oceanic crust; 3 — Tagil island arc; 4 and 5 — Magnitogorsk island arc: 4 — ensialic (epi-tagilian), 5 — ensimatic (Magnitogorsk arc *sensu stricto*); 6 — subduction zone; 7 — continent – ocean boundary; 8 — suture zone of the Main Uralian fault

мал (до 30%, но местами менее 20%). Однако, во-первых, сбалансированные профили характеризуют только сами себя: за их пределами процент сокращения может быть куда большим (см. далее характеристику Бардымско-Нязепетровского шарьяжа); во вторых, такие черты генезиса, как образование поверхности тектонического срыва (детачмента) и влияние давления со стороны внутренних блоков орогена, типичные для других складчатых систем, выявляются достаточно уверенно и здесь. На примере Урала можно отметить еще одну особенность краевых структур форланда: сочетание «тонкокожей» и «толстокожей» структур, причем первая переходит во вторую по направлению к внутренним частям орогена путем резкого перелома и увеличения угла падения срыва в этом направлении, т.е. имеется рампа с погружением структур срыва в среднюю или даже нижнюю часть коры [Brown et al., 2006a]. Наличие такой рампы на западном склоне Урала Д. Браун предположительно связывает с изменением структуры докембрийского фундамента — наличием в нем фронта деформационных структур тиманид. Однако автору кажется, что, поскольку эта закономерность проявляется в разных местах западного склона Урала, да и не только на Урале, а достаточно универсальна, более логично предполагать другую причину: изменение прочностных свойств кристаллического фундамента континентального края, сопротивлявшегося деформации, которая благодаря этому смещалась вовне в более податливую, горизонтально расслоенную осадочную оболочку.

Таким образом, в пределах западного форланда Урала складчато-надвиговые структуры «тонкокожей» и «толстокожей» тектоники образуют латеральный ряд, ограниченный с внешней стороны недеформированной впадиной краевого прогиба. Наоборот, крайними членами латерального ансамбля деформационных структур орогена в его более внутренних частях являются зоны тектонического расплющивания и выжимания, выраженные на Урале в виде зон серпентинитовых меланжей (ГУР и др.), являющиеся корнями офиолитовых шарьяжей. Именно здесь начинается формирование пакета тектонических пластин, перемещающихся вглубь форланда. На примере Урала подтверждается закономерность: чем выше пластина, тем раньше она образовалась. Эта закономерность, однако, не распространяется на самую нижнюю тектоническую единицу, содержащую высокобарические комплексы: ее образование связано с иным тектоническим механизмом, который включается при коллизии в первую очередь (подробности см. ниже, в описании шарьяжей западного склона Урала).

В качестве особой, экстремальной разновидности «толстокожей» тектоники следует упомянуть восточновергентную систему листрических надвигов, выраженную Карталинской зоной отражений

на профиле URSEIS, и ее северное продолжение, отражающееся на профиле ESRU-SB (рис. 98, 99). Согласно принятой интерпретации, эти надвиги связаны с поверхностью срыва на уровне МОХО. Такая система деформаций однозначно говорит о сравнительно слабой консолидированности коры восточных зон Урала, имеющих аккреционную природу. К сожалению, условия обнаженности и слабое развитие верхнепалеозойского чехла не позволяют нам проследить переход этой системы на восток в приповерхностные структуры «тонкокожей» тектоники, но такой переход в принципе был возможен, о чем говорят восточновергентные «тонкокожие» деформации девонско-каменноугольных отложений хр. Бол. Каратау в Казахстане [Alexeiev et al., 2009].

На примере вышеуказанных структур демонстрируется один из конкретных механизмов формирования тектонической расслоенности земной коры, являющейся ее фундаментальным свойством [Тектоническая ..., 1980]. В этом плане, представления о шарьяжном строении Урала [Камалетдинов, 1974] вполне укладываются в более общую систему взглядов, касающихся геологического строения Урала, сложившуюся к настоящему времени (если только не принимать всерьез такие крайности как идея этого автора и его последователей о полной шарьированности Урала на Восточно-Европейскую платформу).

Представляется перспективной и мало-помалу реализующейся на Урале идея В.С. Буртмана [1976] о том, что в истории развития складчато-надвиговых поясов, по мере роста их жесткости, шарьяжи сменяются сдвигами. На Урале идеи о наличии сдвиговой деформационной компоненты развивались К.П. Плюсниным [1971], П. Банквицем и К.С. Ивановым [Иванов, 1998]. В настоящее время близких позиций по расшифровке структуры Ю. Урала придерживается С.Е. Знаменский [Серавкин и др., 2001; Знаменский, Знаменская, 2006; Знаменский, 2009]. Последний выделяет в коллизионной истории Южного Урала 3 фазы: на первой развиваются шарьяжно-надвиговые дислокации, на второй, в условиях левосторонней транспрессии, преобладают левые взбросо-сдвиги. На третьей, лишь слегка намеченной им для позднего палеозоя — мезозоя, предполагаются условия правосторонней транспрессии и правые сдвиги. Очень жаль, что этот вопрос недостаточно проработан (для этого, в частности, надо провести детальные структурные исследования в районе Челябинских грабенов, где развит триас). Прямолинейный Карталинский разлом, проходящий через деформированные триасовые депрессии, нам представляется крупным правосторонним сдвигом [Пучков, 2000; Тевелев, Фурина, 2010], 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. Краевой прогиб тиманид является одним из первых, зафиксированных в протерозое, и мощность молассы в нем — всего около 1,5 км. Этот факт весьма интересен, поскольку высказывалась мысль [Херасков, 1967], что для протерозойских складчатых областей краевые прогибы вообще не характерны. В то же время индивидуальная особенность Скандинавских каледонид — отсутствие краевого прогиба, вероятно, каким-то образом связана с его противолежанием древнему щиту, с его тенденцией к поднятиям.

Закономерности развития Предуральского краевого прогиба были с достаточной полнотой рассмотрены Б.И. Чувашовым [1998] и др. Были отмечены такие особенности, как наличие осадочной триады, связанное с последовательной сменой шельфовых образований глубоководными 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 вполне подобно этому процессу; этот прогиб, по сути, является зачатком краевого прогиба, его предтечей или ранним вариантом; он характеризуется наличием той же осадочной триады (шельф, предфлиш, флиш); иногда на внешней окраине могут возникать карбонатные рифы (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 глубоководных батинальных 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 этом контексте примечательна статья [Артюшкова, Маслов, 2005], в которой рассматривается стратиграфия зилаирской свиты Южного Урала и делается вывод, что подошва зилаирской свиты изохронна. Они пишут: «Вопрос о «скольжении» нижней границы зилаирской свиты, обсуждаемый в некоторых публикациях [Салихов, 1997; Пучков и др., 1990; Пучков, 2000; Мизенс, 2002], базируется на некорректной стратиграфии и не подтвержден надежным палеонтологическим материалом». Это суждение можно было бы игнорировать, оставляя на совести авторов пассаж о некорректной стратиграфии, если бы речь не шла о важном тектоническом

выводе, ставящем Зилаирский прогиб либо в один ряд с другими флишевыми прогибами, подчиняющимися общим закономерностям развития, либо наоборот, позиционирующим его как странное исключение. Когда В.Н. Пучков говорил о скольжении подошвы прогиба с омоложением к западу, речь шла о Западно-Зилаирском прогибе (Западно-Зилаирской зоне, по [Veimarn et al., 2004]), расположенном к западу от поднятия Урал-Тау, которое в это время было источником сноса. Как было показано [Puchkov, 2002b] (уже с учетом данных О.В. Артюшковой и др. по району Кагарманово), флишевый Западно-Зилаирский прогиб возник не враз везд, а распространялся от источника сноса в западном направлении. В цитируемой статье [Артюшкова, Маслов, 2005] нет ничего, что могло бы опровергнуть рисунок 72, поскольку почти вся их работа посвящена Восточно-Зилаирскому прогибу, а из западных разрезов рассмотрены только Илюхина поляна, Черная речка и Ашкарка-2, отвечающие по своему положению группе разрезов «Кагарманово (3)» на рис. 71 и 72.

Встает и другой вопрос, касающийся уже Восточного флишевого прогиба: а каков критерий проведения здесь нижней границы зилаирской свиты, представленной граувакковым флишем. Авторы статьи проводят ее по кровле вулканитов и олистостром, выделяемых в бугодакскую свиту, либо по кровле олистостромы, которая вместе с нижележащим флишем выделяется в биягодинскую свиту. А в обнажениях, где олистостромы и вулканиты исчезают, и разрез становится неотличимым по составу от зилаирской свиты, граница проводится внутри литологически однообразного флиша по конодонтам. Иными словами, при выделении объема свит авторы проводят их границу по литологическим признакам там, где она совпадает с рубежом, выбранным по конодонтам, и игнорируют литологию там, где она с этим рубежом не совпадает. Этот подход демонстрируется авторами и при выделении мукасовской свиты франа, куда попадают и конденсированные кремнистые разрезы, и локально развитые разрезы терригенно-кремнистого флиша (часть упраздненной ими колтубанской свиты, мощностью до 800 м). Может быть, выход — в выделении разрезов со специфической литологией в качестве подсвита? В кодексе не говорится, что подсвита должна быть частью свиты по вертикали.

Резюмируя и переводя вышесказанное из стратиграфической плоскости в формационно-тектоническую, можно сказать, что флиш начал развиваться в Восточно-Зилаирской зоне во франское (мукасовское) время локально, замещаясь по латерали конденсированными разрезами. В конце франа (зона *linguiformis*) площадь его развития расширилась, а формирование флиша осложнилось спорадическим развитием вулканизма и олистостромов (напомним, что у олистостромов есть второе название —

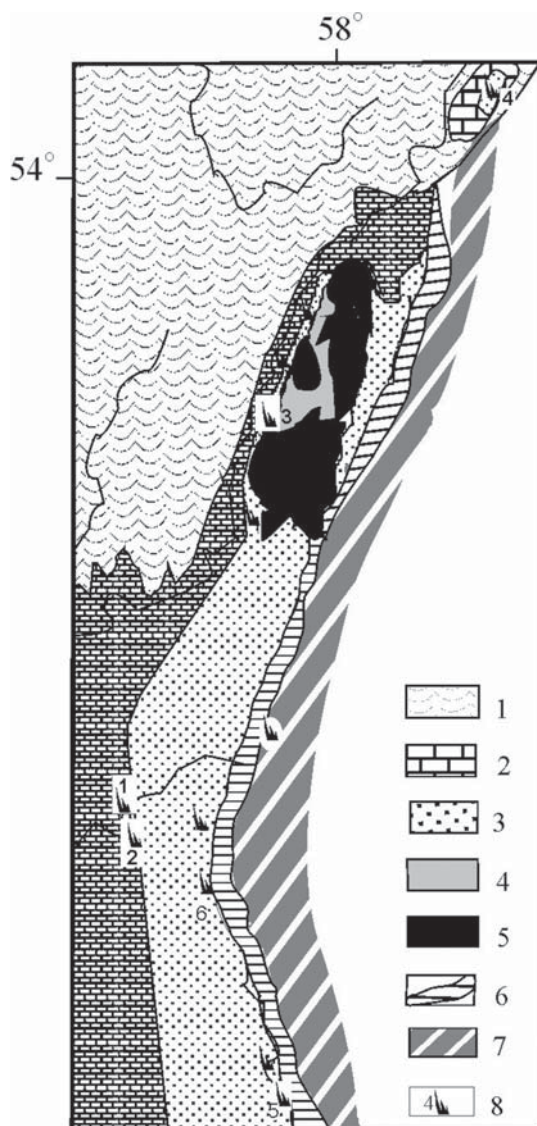


Рис. 71. Упрощенная геологическая схема северной и средней части Зилаирской синформы, с указанием на положение разрезов, использованных на рис. 72

Условные обозначения: 1 — докембрий, 2 — палеозойские шельфовые комплексы (ордовик — верхний девон), 3 — зилаирский флиш, 4 — абиссальные ордовикско-девонские отложения подкраинского тектонического покрова, 5 — ультрабазиты и серпентинитовый меланж Кракинского покрова, 6 — кремни ибрагимовского горизонта (фран), 7 — метаморфические абиссальные осадки, ордовик — средний девон (суванякский комплекс), 8 — разрезы, охарактеризованные конодонтами и использованные на рис. 72

Fig. 71. The simplified geological scheme of the northern and middle part of the Zilair synform

Symbols: 1 — Precambrian basement, 2 — The Paleozoic shelf complexes (Ordovician to Upper Devonian), 3 — Zilair (Famennian) flysch, 4 — abyssal Ordovician to Devonian sediments of the Uzyan nappe, 5 — ultramafic bodies and serpentinitic melange of Kraka allochthon, 6 — cherts of the Ibragimovo horizon (Frasnian), 7 — Metamorphic deep water sediments of the Suvanyak complex (Ordovician to Middle Devonian), 8 — the sections, situated close to the base of Zilair flysch, and characterized by conodonts (see Fig. 72)

геологического времени и заслуживающих выделения в качестве самостоятельных свит (ямашлинская, бухарчинская, янгантауская, курмаинская, карамурунская, сарабильская и др. свиты). Они отвечают значительным остановкам привноса терригенного материала из области орогена, и их можно назвать межфлишевыми отложениями. Их геодинамическое значение — в демонстрации неравномерности орогенического процесса, колебаний его интенсивности во времени.

Развитие уралид в общем контексте коллизионного этапа развития Урало-Монгольского пояса

Уже в среднем карбоне субдукция уничтожила океанические бассейны между Казахстанским континентом и Балтикой, Казахстанским континентом и Сибирией, а на севере сблизила непосредственно Балтику и Сибирю, возможно, оставив между ними небольшой океанический зазор, закрывшийся только в юре [Атлас ..., 2002]. В ранней перми море полностью ушло, и на всей территории от Урала до Кузбасса возник обширнейший, крупнейший в земной истории ороген (рис. 73). Его отличительными чертами было наличие большого количества коллизионных гранитных интрузий, образующих цепочки в антиклинорных структурах, и моласс — в синклинональных. Последние внутри орогена принадлежат межгорным впадинам, а на западном краю развит Предуральский краевой прогиб.

Что касается развития позднепалеозойских тектонических деформаций, то создается впечатление, что в каледонидах казахстанид они недооценивались. Во-первых, там, где в Центральном Казахстане сохранился девонско-каменноугольный

«дикий флиш»). В это время в Западном прогибе также началось образование флиша, сменившего в восточных разрезах по вертикали кремнистую толщу ибрагимовского горизонта абиссальной фациальной зоны, примерно соответствующего мукасовской свите островной дуги (рис. 72). В дальнейшем флишевый прогиб смещался к западу и накатывался на карбонатный шельф, причем в его основании формировалась терригенно-кремнистая пачка «предфлиша». В этой схеме ничто не противоречит установившимся тектоническим представлениям о флишевых прогибах.

Говоря об общих чертах уральского флиша, в качестве отличительной черты фаменско-артинской последовательности флишевых осадков западного склона Южного и отчасти Среднего Урала следовало бы дополнительно отметить неоднократное появление в разрезе, среди существенно терригенных пород, — кремнисто-глинисто-карбонатных глубоководных осадков некомпенсированного накопления, отвечающих значительным промежуткам

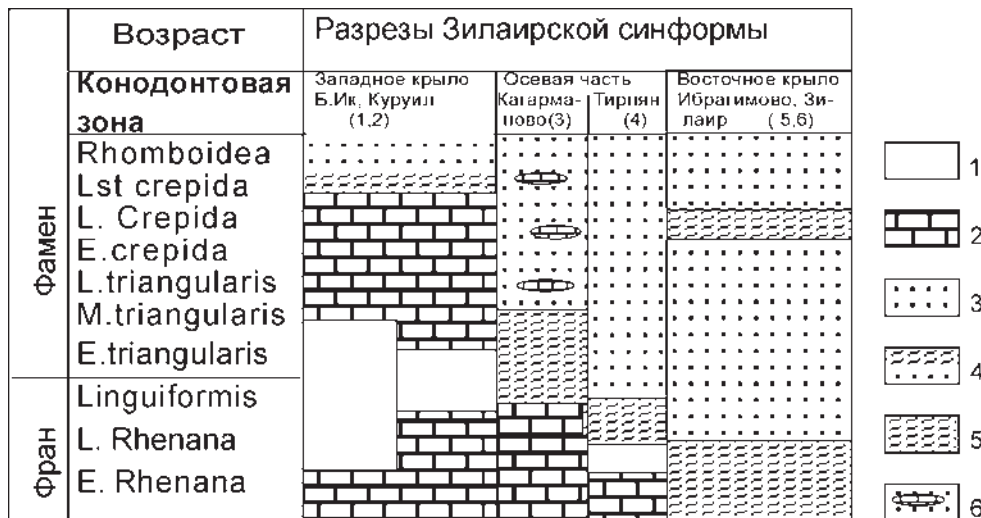


Рис. 72. Корреляция разрезов, расположенных вблизи основания зилаирской свиты Западно-Зилаирского прогиба

Условные обозначения: 1 — информация отсутствует, 2 — известняки; 3 — зилаирский граувакковый флиш; 4 — граувакки с прослоями кремней, 5 — кремни, 6 — сланцы и алевролиты с линзами мергелей. Положение разрезов см. на рис. 71

Fig. 72. Correlation of sections at the base of the Upper Devonian Zilair series

Symbols: 1 — information on lithology is absent (a fault or no outcrops), 2 — limestones, 3 — Zilair greywacke flysch, 4 — greywacke with layers of chert, 5 — cherts, 6 — shales and siltstones with lenses of marl. Positions of the sections characterized by conodonts (points 1 to 6) see in Fig. 71

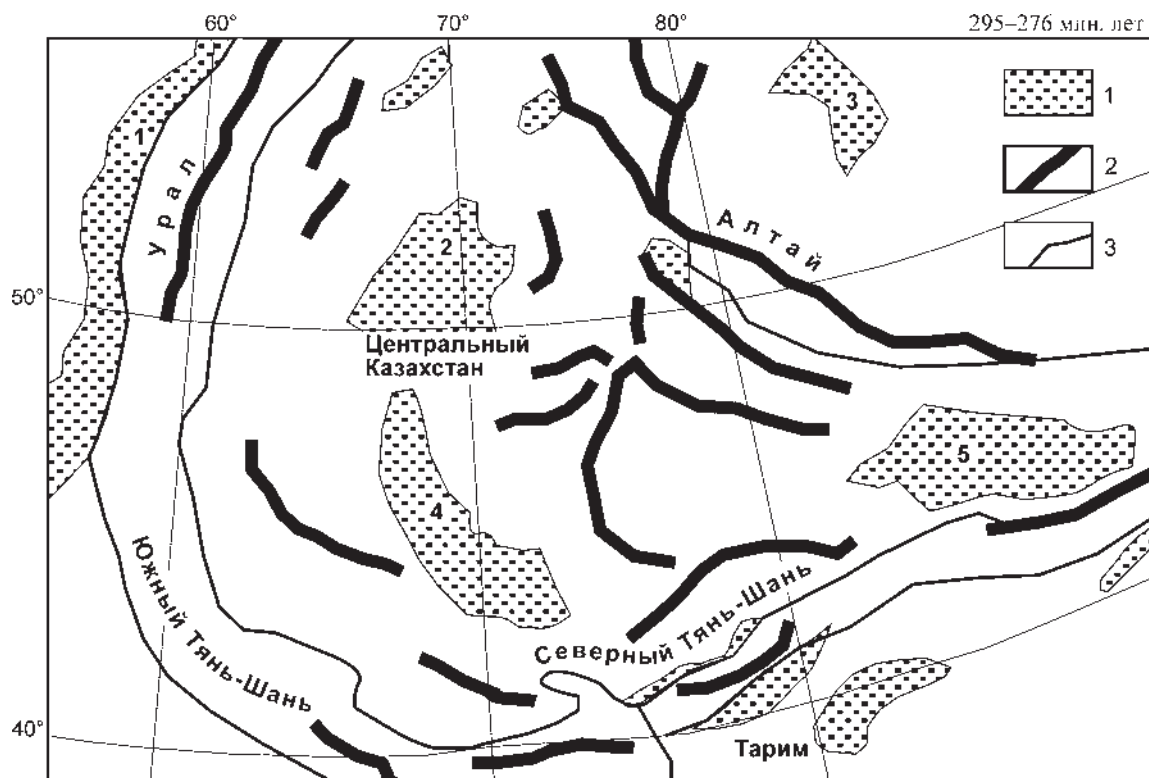


Рис. 73. Урало-Монгольский ороген в ранней перми. В качестве основы использован [Атлас ..., 2002]

1 — орогенные осадочные формации (флиш, моласса), 2 — цепочки орогенных гранитов, 3 — границы уралид, казахстанид и алтаид. Цифры на карте — краевые и межгорные впадины: 1 — Предуральский краевой прогиб; 2-5 — впадины: 2 — Тенизская, 3 — Кузнецкая, 4 — Чу-Сарысу, 5 — Джунгарская

Fig. 73. Uralo-Mongolian orogen in the Early Permian. The scheme is based on [Атлас ..., 2002]

1 — orogenic sedimentary formations (flysch, molasse), 2 — chains of orogenic granites, 3 — boundaries of the Uralides, Kazakhstanides and Altai. Numbers in the map — foredeeps and intermountainous depressions: 1 — Preuralian foredeep; 2-5 — depressions: 2 — Tenzis, 3 — Kuznetsk, 4 — Chu-Sarysu, 5 — Jungarian

осадочный чехол (хр. Большой Каратау), развиваются северо-восточно-вергентные альпинотипные дислокации [Alexeiev et al., 2009]. Во-вторых, новые палеомагнитные исследования подтверждают уже высказывавшуюся точку зрения, что подковообраз-

ная структура центральных казахстанид сформировалась в позднем палеозое в результате изгиба лентообразного (узкого и длинного) Казахстанского континента между Сибирией и Лавруссией [Abraevich et al., 2007] (рис. 74).

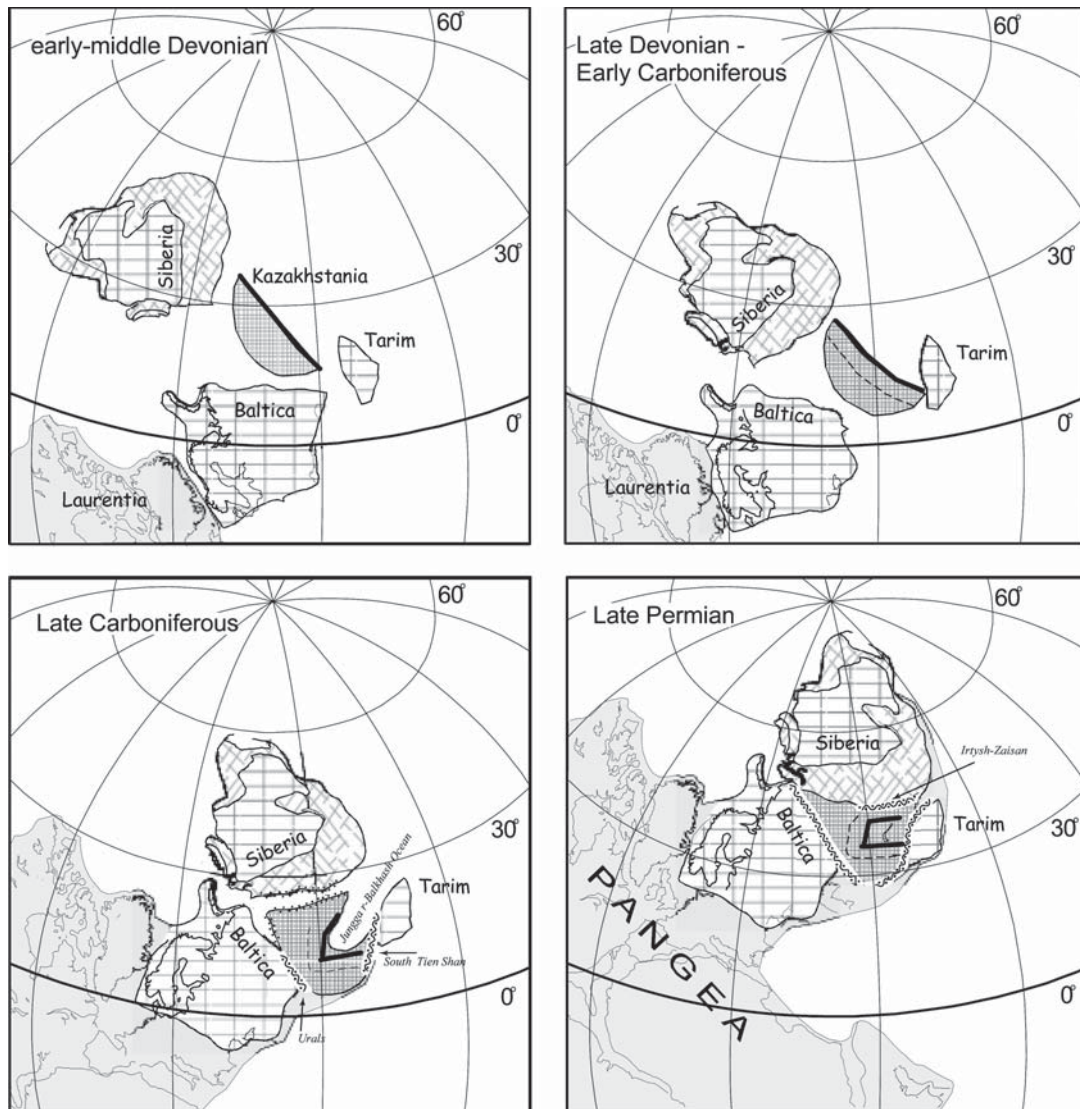


Рис. 74. Тектонический сценарий образования Казахстанского ороклина [Abrajevitch et al., 2007]

В позднем девоне Казахстания и Тарим столкнулись, и таким образом южный угол Казахстании оказался закреплен. Правосторонние сколовые движения и значительный поворот Сибири по часовой стрелке привели к тому, что северный конец Казахстании был вовлечен в движение по часовой стрелке относительно южного края, который был зафиксирован Таримским упором. Продолжавшаяся в карбоне конвергенция Сибири и Тарима привела к изгибанию Казахстании, зажатой между ними, что вызвало разделение пояса на три более или менее ортогональных сегмента. Находящийся в этой системе Джунгаро-Балхашский океан был закрыт в раннепермское время после двойной субдукции в противоположных зонах. Реконструкции основаны на ТКДП по Балтике [Torsvik et al., 2008], Сибири [Kravchinsky et al., 2002; Pavlov et al., 2007] и Тариму (данные по [Van der Voo, 1993; Chen et al., 1999]). Толстая линия обозначает Девонский вулканический пояс над до-позднепермской зоной субдукции Джунгаро-Балхашского бассейна. Ссылки см. в оригинальной статье [Abrajevitch et al., 2007]

Fig. 74. Tectonic scenario for bending of the Kazakhstan orocline [Abrajevitch et al., 2007]

In the Late Devonian, Tarim and Kazakhstania collided, leading to a pinned situation of Kazakhstania's southern corner. A dextral shear motion and a considerable clockwise rotation of Siberia resulted in Kazakhstania's northern end being dragged clockwise with respect to its southern end held fixed by its backstop-pinning. The convergence between Siberia and Tarim, continued in the Carboniferous, enhanced the buckling of Kazakhstania, trapped between them, leading to a subdivision of the belt into its three more or less orthogonal segments. The intervening Junggar-Balkhash Ocean was closed by Late Permian times after dual subduction at opposite zones. Reconstructions are based on APWP data for Baltica [Torsvik et al., 2008], Siberia [Kravchinsky et al., 2002; Pavlov et al., 2007], and Tarim (data averaged from the listing of [Van der Voo, 1993] and those of [Chen et al., 1999]). The solid line denotes the Devonian Volcanic Belt above the pre-Late Permian subduction zone of the Junggar-Balkhash ocean basin. Look for the above references in the original paper of A.V. Abrajevitch et al. [2007]

Поздние этапы развития уралитов

Рифтогенез и суперплюм: триасовые события

Поздние этапы развития уралитов в значительной мере нашли свое отражение в монографии [Пучков, 2000], и я постараюсь по возможности повторяться лишь в самой необходимой степени, сосредоточившись на общих вопросах тектоники и геодинамики территории.

Развитие орогена в конце перми было неравномерным. В то время как на Среднем Урале еще продолжались поднятия и завершалось становление гранитов ГГО [Веа et al., 2002], на крайнем юге Урала уже образовался пенеплен, и тетическая трансгрессия проникла на его территорию. Во всяком случае, триасовые отложения ложатся на более древние с разрывом и несогласием везде, где это можно наблюдать или картировать.

В раннем триасе горы возродились вновь, и их образование сопровождалось трапповым магматизмом [Иванов, 1974] и накоплением мощных (свыше

2 км) молассоподобных терригенных толщ, развитых преимущественно на юге и севере Урала. Однако какой-либо специфической триасовой складчатой деформации в пределах региона не наблюдается. По-видимому, подъем был связан с рифтогенезом и мощным трапповым магматизмом, связанным с суперплюмом, и стихал по мере затухания его проявлений.

В последние годы, благодаря проведению сейсморазведочных работ и бурению, в северном Зауралье была открыта новая, Северососьвинская впадина, заполненная триасовыми терригенными осадками и траппами. Вопрос о том, имели ли триасовые впадины на территории Урала первично грабенообразную форму, усложняется тем, что часть из них испытала в предсреднеюрское время значительные складчато-надвиговые деформации, придавшие впадинам рамповую морфологию [Расулов, 1982]. Тем не менее, в Северососьвинском грабене позднеммерийские дислокации не проявились или проявились только вблизи западного сброса, так что структура одностороннего грабена читается достаточно четко на сейсмических профилях (рис. 75).

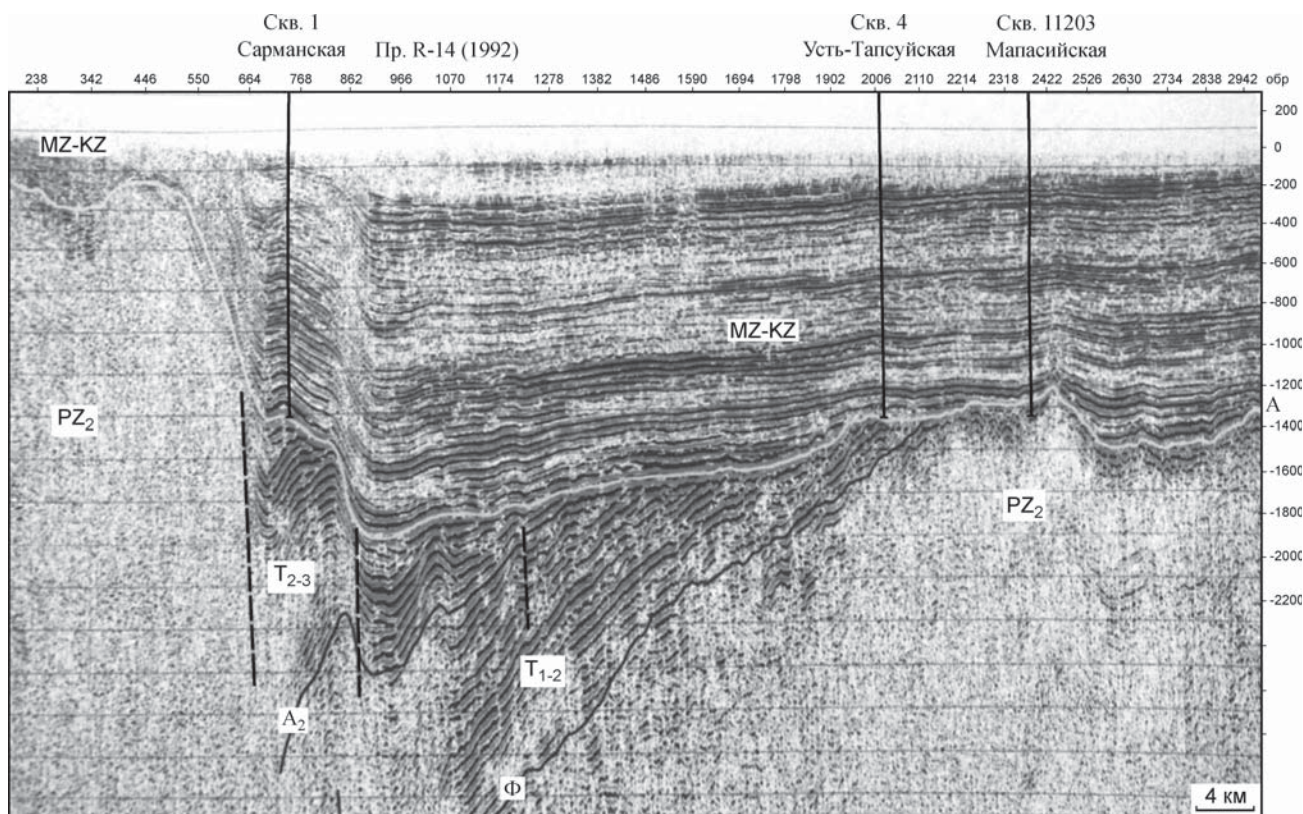


Рис. 75. Соотношение триасового (грабенового) и юрско-кайнозойского (платформенного) комплексов в краевой части Западно-Сибирской впадины на широте пос. Няксимволь, фрагмент ОГТ-сейсмопрофиля Баженовской экспедиции. Для оценки угла несогласия в основании юры следует учесть значительное (порядка 1:13) искажение вертикального масштаба (везде, за исключением, быть может, западной, приразломной части грабена этот угол составляет не более 3°)

Fig. 75. Relationships of the Triassic (graben) and Jurassic-Cenozoic (platform) complexes in the marginal part of the West Siberian basin at the latitude of Nyaksimvol, a fragment of a CDP-profile of Bazhenovo geophysical expedition. Note a considerable vertical exaggeration (~1:13), which makes the angular unconformity rather small (~3°), except may be the westernmost part of the profile

Предполагается [Иванов и др., 2004б], что грабен был сначала двусторонним, а затем его восточное крыло было выколото по листрическому разлому и приподнято, поэтому он стал односторонним. К сожалению, авторы не приводят сейсмических материалов в пользу этого предположения; мною же было просмотрено довольно большое количество профилей ОГТ, но признаков такого разлома увидеть не удалось.

Наверное, и другие триасовые рамповые структуры Урала были первоначально грабенами. Косвенно об этом говорит тесная связь их образования с мощным трапповым магматизмом, особенно на начальных этапах.

Автор уже неоднократно обращал внимание на то, что крупная магматическая провинция, к которой принадлежит Урал, охватывает огромную территорию, включая Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу, и эту провинцию следует называть Урало-Сибирской (илл. 14). Согласно Н.Л. Добрецову и др. [2001], магматические события на границе перми и триаса можно рассматривать как проявления гигантского суперплюма.

Помимо типичных излияний трапповых базальтов триасового возраста, развитых в Тургае, Челябинском районе Южного Урала, в Приполярном Зауралье, а также на западном склоне Полярного Урала [Батурина и др., 2005; Иванов и др., 2004б, 2005], (рис. 76, точки 2, 7, 8), интерес представляют также сосредоточенные по западной периферии суперплюмового ареала дайки, силлы и малые интрузии различного состава, которые могут быть связаны с ними в возрастном отношении и генетически. Кроме того, большое значение имеет уточнение возраста уже известных проявлений траппового магматизма на поверхности и в скважинах (выходы триасовых магматических пород на поверхность в пределах Урала — буквально наперечет).

Наши исследования совместно с геологами университета г. Лейстер (Англия) и ИГ КНЦ РАН показали, что трапповые излияния на Полярном Урале и в Сибири начались синхронно на границе перми и триаса (250 млн. лет). Это позволило значительно расширить вероятный ареал Сибирской Крупной магматической Провинции и уточнить возрастные пределы проявления магматизма.

Так, базальты, развитые в районе р. Хальмер-Ю, к северо-западу от Воркуты в основании вулканогенно-терригенной серии, датируются Ar-Ar методом как $249,52 \pm 0,7$ млн. лет [Reichow et al., 2009b] (рис. 76, точка 1).

Расположенный севернее, на побережье Байдаратской губы, Торасовейский сиенитовый комплекс

(рис. 76, точка 10), выделенный М.В. Фишманом и Н.П. Юшкиным, датирован K-Ar методом как 230 ± 9 и 250 ± 10 млн. лет.

На юго-востоке региона, в Зауральской зоне, риолиты Першинского и Борисовского карьеров датированы U-Pb методом по цирконам около 250 млн. лет; датировка нуждается в дальнейшем уточнении ([Reichow et al., 2009a] и совместно полученные материалы, подготавливаемые нами к публикации). Риолиты Борисовского карьера рвутся недавно вскрытой в забое карьера серией долеритовых даек с Ar-Ar возрастом $245,9 \pm 2,4$ млн. лет (илл. 15 и врезка 3 на рис. 76). Примерно такова же Ar-Ag датировка потока базальтов туринской серии на берегу р. Синары у окраины с. Борисово ($244,9 \pm 1,2$ млн. лет). Эти сведения содержатся в небольшой статейке, опубликованной от имени М.К. Рейхова, К.П. Иванова и А.Т. Расулова [2009]. Как я выяснил, М. Рейхов, который передал А. Расулову новые результаты изотопных определений возраста в порядке рабочей информации, ничего не знал об этой публикации и был удивлен, что она появилась в свет без соавторства А. Саундерса, В. Пучкова и Ф. Ардисламова, которые принимали активное участие в организации, проведении полевых исследований и подготовке проб к анализу. Впрочем, в факте этой публикации я вижу не столько злой умысел, сколько недомыслие.

Замечательно проявление триасового кислого вулканизма в Першинском карьере (рис. 76, нижняя врезка). Здесь риолиты выходят на поверхность, образуя крутой контакт прислонения с горизонтально залегающими опоками и песчаниками палеогена. Судя по опубликованной карте м-ба 1:200000, составленной с использованием данных разведочного бурения и геофизики, на глубине 40–50 м под кайнозойскими отложениями риолиты окружены траппами туринской серии, и таким образом, риолиты образуют захороненный обелиск (экструзию). Учитывая полученную по цирконам ID-TIMS методом датировку $250,9 \pm 0,2$ млн. лет (устное сообщение М. Рейхова), мы имеем здесь контрастную базальт-риолитовую формацию, образование которой синхронно с началом проявления суперплюма.

Траппы туринской серии формировались достаточно продолжительное время. Разрез базальтов из скв. 7, пробуренной в Назаровско-Карасевской системе грабенов Зауралья, развитой непосредственно к востоку от Челябинского грабена (точка 7 на рис. 76; детальнее — на рис. 77), имеет сокращенную нижнюю часть, и Ar-Ag возраст базальтов здесь — $243,32 \pm 0,57$ млн. лет, что отвечает низам среднего триаса [Reichow et al., 2009b].

К рис. 76. Условные обозначения: 1 — абсолютные отметки высот кровли траппов, 2 — разломы, 3 — выходы палеозойских пород, 4 — диабазы, 5 — риолиты, 6 — гранит-порфиры, 7 — траппы. Ссылки на цифры — в тексте

To fig. 76. Symbols: 1 — altitudes of the top of the Triassic basalt flows (above sea level), 2 — faults, 3 — Paleozoic rocks exposed, 4 — diabases, 5 — rhyolites, 6 — granite-porphyrtes, 7 — trapps. The numbers are referred to in the text

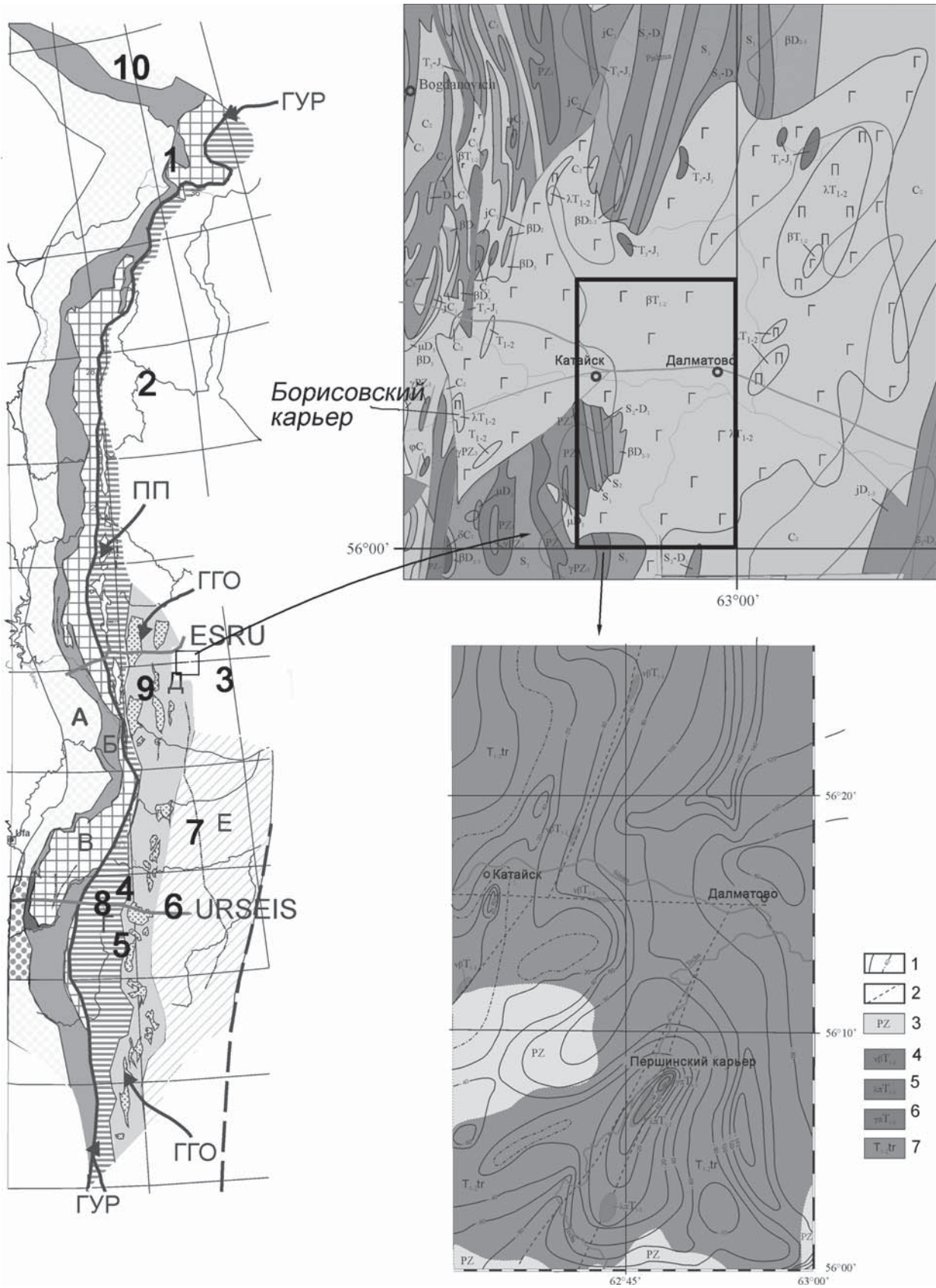


Рис. 76. Расположение триасовых вулканогенных и интрузивных комплексов на Урале и в Зауралье, с детализацией для Борисовского и Першинского карьеров (Средний Урал). Составили В.Н. Пучков и Ф.Р. Ардисламов

Fig. 76. Position of the Triassic volcanogenic and intrusive complexes in the Urals and Transuralian area, with detalizations for the Borisovo and Pershino stone quarries. Compiled by V. Puchkov and F. Ardislamov

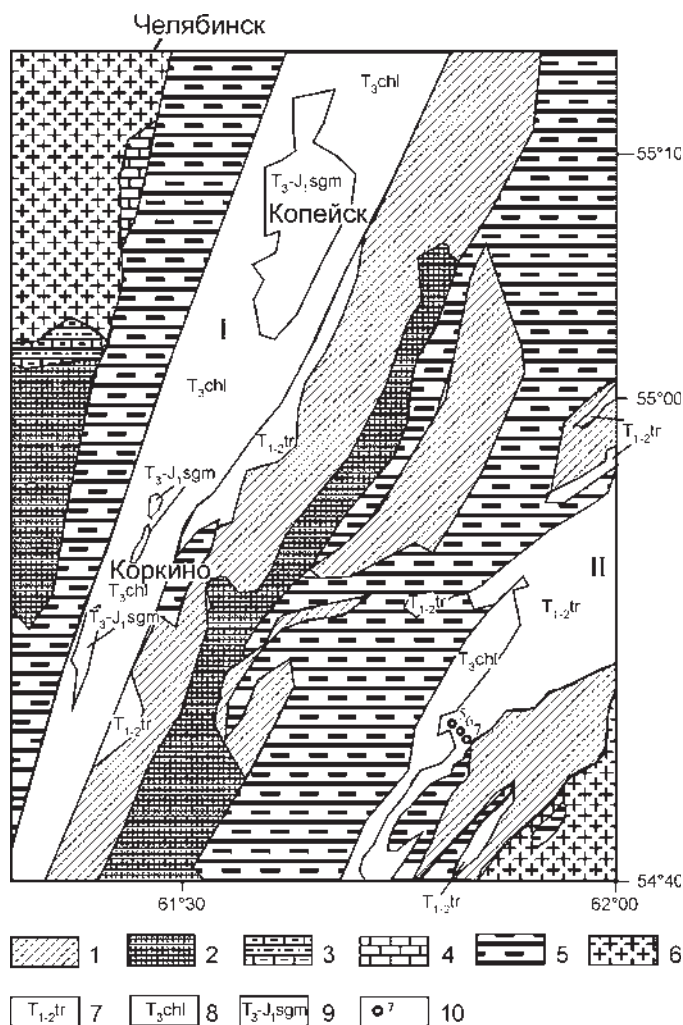


Рис. 77. Область развития триасовых траппов на восточном склоне Ю. Урала, с указанием изученных скважин

Условные обозначения: 1 — докембрий?; 2 — ордовик; 3 — силур; 4 — девон; 5 — нижний — средний карбон; 6 — граниты Челябинского и Санарского массивов; 7–9 — триас и возможно нижняя юра (7 — туринская серия, нижний — средний триас; 8–9 — челябинская серия: 8 — без сугоякской свиты, 9 — сугоякская свита); 10 — скважины, расположенные в правом нижнем углу рисунка; I — Челябинский грабен; II — Назарово-Карасевская группа грабенов

Fig. 77. The area of development of Triassic traps at the eastern slope of the Urals (Transuralian zone), with indication of boreholes under study

Symbols: 1 — Precambrian?; 2 — Ordovician; 3 — Silurian; 4 — Devonian; 5 — Lower — Middle Carboniferous; 6 — granites of the Chelyabinsk and Sanara massifs; 7–9 — Triassic and probably Lower Jurassic (7 — Turinsk series, Lower-Middle Triassic; 8–9 — Chelyabinsk series: 8 — without Sugoyak formation, 9 — Sugoyak formation); 10 — boreholes (in the lower right corner of the scheme); I — Chelyabinsk graben; II — Nazarovo-Karasevsk group of grabens

В самое последнее время нами получена фишн-трековая датировка цирконов из гипабиссальной интрузии гранит-порфиров Мулдак-тау (рис. 76, точка 8). Этими породами сложена одинокая гора, расположенная близ западной окраины г. Магнитогорска. По выделенным нами цирконам в Высшей Технической Школе г. Цюриха методом фишн-трек получена датировка 212 ± 21 млн. лет (аналитик Д. Сюард), что отвечает времени закрытия системы при остывании примерно до 250°C . Это дает нам указание только на то, что внедрение интрузии произошло раньше этой датировки. Однако породы свежие, и вряд ли может идти речь об их эксгумации с глубин свыше 10 км. Скорее, это результат естественного остывания гипабиссальной интрузии на небольших глубинах. Изучение этого объекта будет нами продолжено.

Все эти новые данные, полученные нами совместно с зарубежными коллегами, перекликаются с другими материалами, как недавно опубликованными [Тевелев и др., 2009], так и немного подзабытыми [Попов и др., 2003]. Первые из упомянутых авторов выделили и описали на Южном Урале два пространственно обособленных от траппов комплекса среднетриасовых гранитоидов: кисинетский

и малочекинский (рис. 76, точки 5 и 6, и рис. 78). Первый из комплексов представлен тремя дайками гранит-порфиров, расположенными к западу от Джабыкского гранитного массива. Rb-Sr возраст по валу и полевым шпатам составляет $238 \pm 1,8$ млн. лет. Малочекинский комплекс щелочных гранитоидов, изучавшийся еще С.Г. Червяковским в 80-е годы прошлого века, представлен тремя фазами: 1) монцодиоритами, 2) щелочными сиенитами и 3) щелочными гранитами и щелочными граносиенитами. Rb-Sr возраст по 5 валовым пробам составляет 237 ± 21 млн. лет. Гранитоиды характеризуются относительно повышенным содержанием ряда редких и рассеянных элементов. Высказано предположение [Тевелев и др., 2009], что в отличие от раннетриасовых базальтов, образовавшихся в условиях растяжения, среднетриасовые гранитоиды образовались в условиях «жесткой косо́й коллизии». Однако прямых геологических доказательств среднетриасовой коллизии не имеется. Разрезы триаса там, где они сохранились, достаточно непрерывны и, тем более, не демонстрируют угловых несогласий. Проявления кислого (корового) вулканизма вполне можно объяснить и без коллизии — привнесом тепла, агентом которого служила базальтовая магма.

Проблема малых гранитных интрузий триасового возраста перекликается с проблемой Мурзинско-Адуйских коллизионных гранитов (точка 9 на рис. 76). Как указывалось, K-Ar, Rb-Sr, цирконовый Pb-Pb и U-Pb возрасты гранитов в этих массивах «варьируют в пределах 248–259 млн. лет. При этом наиболее надежные определения возраста циркона лежат в узком интервале 250–255 млн. лет, который и принимается за возраст пород» [Ферштатер и др.,

2006]. Однако в более ранней работе [Попов и др., 2003] на основании серии Rb-Sr изохрон, наряду с подтверждением пермского возраста большей части гранитов Мурзинско-Адуйского блока, выделяются более поздние типы пород, образовавшиеся на границе перми и триаса, в триасе и на границе триаса и юры, и сосредоточенные преимущественно в восточной приконтактной зоне. Среди них выделяются адамеллиты, биотитовые граниты, лейкограниты, сменяющиеся во времени пегматоидными лейкогранитами, пегматитами и слюдами, обога-

щенными редкими металлами. Столь длительное существование магматического очага невозможно, поэтому авторами статьи привлекается предположение о нескольких эпизодах повторного плавления сиалического корового материала, возможно, при участии трещинных инъекций мантийных пород, связанных с обогащенными резервуарами.

K-Ar датировки Адуйского массива [Смирнов и др., 2006б] вступают в определенное противоречие с этими выводами. По данным этих авторов, процессы формирования массива завершились

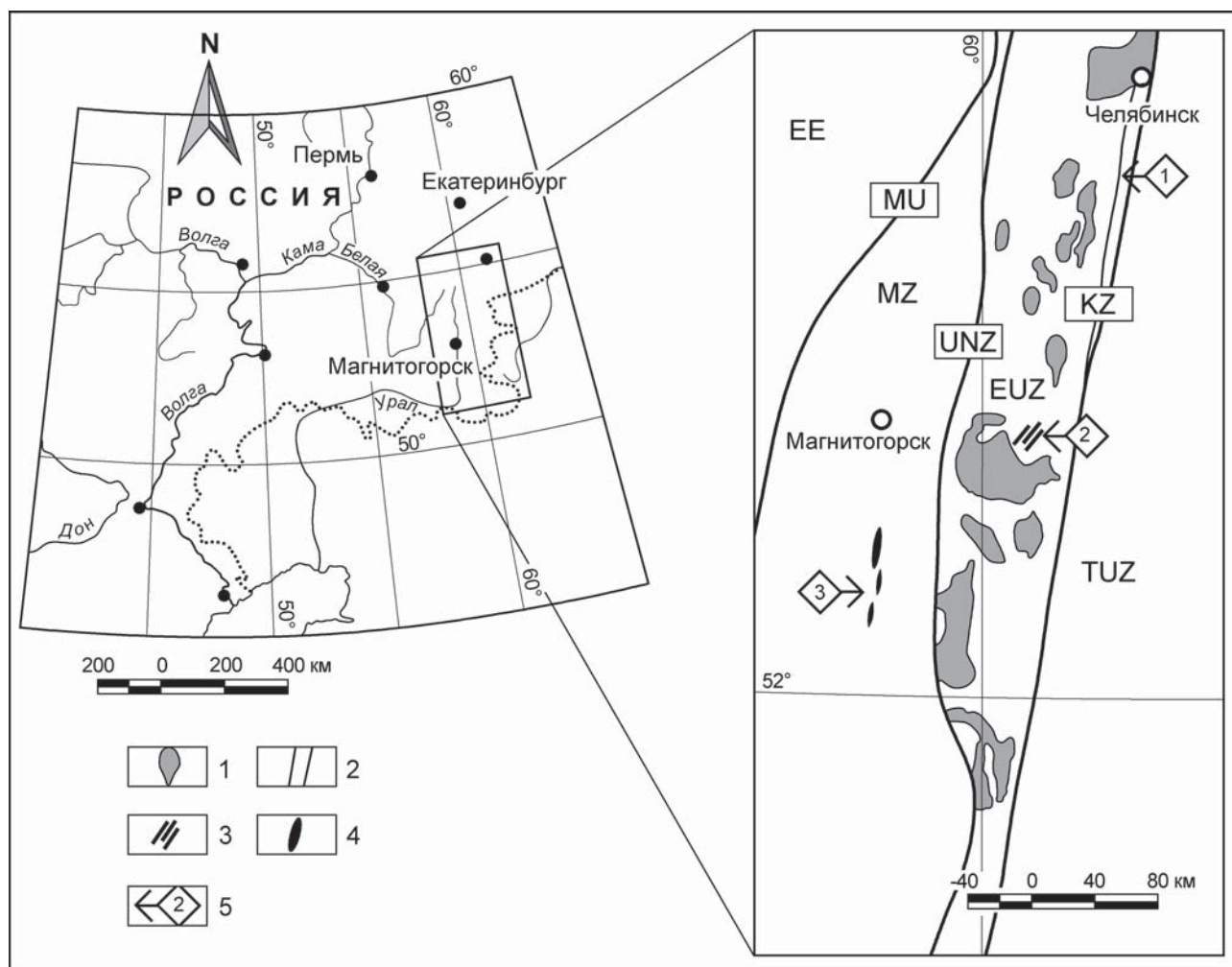


Рис. 78. Схема расположения магматических комплексов триасового возраста на Южном Урале [Тевелев и др., 2009]

Условные обозначения: 1 — крупнейшие плутоны раннекаменноугольного и раннепермского возраста; 2–4 — магматические комплексы триасового возраста (номера на стрелках): 2 — базальтоиды туринского комплекса (№ 1), 3 — лейкогранит-порфиры кисинетского комплекса (№ 2), 4 — щелочные гранитоиды малочекинского комплекса (№ 3); 5 — стрелки. Буквами на рисунке обозначены: EE — Восточно-Европейская платформа, MU — Главный Уральский разлом, MZ — Магнитогорская зона, UNZ — Уйско-Новооренбургская зона, EUZ — Восточно-Уральская зона, KZ — Копейская шовная зона, TUZ — Зауральская зона. Точки 2 и 3 соответствуют точкам 6 и 5 на обзорной схеме рис. 76

Fig. 78. Position of Triassic magmatic complexes in the Southern Urals [Тевелев и др., 2009]

Symbols: 1 — the biggest intrusions of the Early Carboniferous and Early Permian age; 2–4 — Triassic magmatic complexes (numbers at arrows): 2 — basaltsoids of Turinsk complex (No 1), 3 — leucogranite-porphyrines of Kisinet complex (No 2), 4 — alkaline granitoids of the Malaya Cheka complex (No 3); 5 — arrows. Letters in the scheme: EE — East European platform, MU — Main Uralian fault, MZ — Magnitogorsk zone, UNZ — Uy-Nowoorenburg zone, EUZ — East Uralian zone, KZ — Kopeysk zone, TUZ — Transuralian zone. Points 2 and 3 correspond to points 6 and 5 in the overview scheme (fig. 76)

251–245 млн. лет назад, что соответствует концу пермского и началу триасового времени. Полученная ими же K-Ar датировка редкометалльных пегматитов, развитых в зоне восточного контакта массива, имеющая более молодой возраст 239 ± 5 млн. лет, отбрасывается как предположительно омоложенная.

Можно видеть, что статья [Попов и др., 2003] вызвала недоверие у ряда коллег. Однако триасовые датировки мелких гранитных интрузий с редкометальной специализацией снова «вылезли», уже на Южном Урале, и забывать о них было бы преждевременно.

Как бы то ни было, результаты новых исследований являются дополнительным подтверждением синхронности начала магматизма на огромной территории примерно 250 млн. лет назад (сравн. с Ivanov et al., 2005]). Начало траппового вулканизма сопровождалось расколами земной коры, рассеянным рифтогенезом, с образованием многочисленных грабенов, хорошо выявляемых сейсмическими методами в Западной Сибири (наиболее крупный из них — Колтогорско-Уренгойский).

Вопреки расхожему мнению, и Сибирский плюмовый вулканизм, и уральский, оказались довольно длительными (в Сибири до 22–26 млн. лет) [Ivanov et al., 2005].

В Магнитогорском синклинии и смежных зонах Урала известны магматические комплексы, предположительно плюмовые, отличающиеся по вещественному составу и по возрасту от продуктов вулканизма и интрузивного магматизма, свойственных «фоновым» островодужным структурам. Наиболее представительным из них является так называемый худолозовский комплекс (рис. 76, точка 4), который представлен трещинными, преимущественно базитовыми интрузивами, формировавшимися, судя по взаимным пересечениям, в несколько этапов [Салихов, Пшеничный, 1984]. О присутствии в них триасовой компоненты, до проведения изотопных исследований, можно только догадываться.

Следует особо отметить, что магматизм на западной окраине Урало-Сибирского суперплюма был представлен не только базальтами, но также контрастными базальт-риолитовыми сериями и малыми интрузиями гранитоидов. В этом смысле уральская окраина мало отличается от других окраин Сибирской трапповой провинции, где отмечается развитие «синхронных сиенит-гранитных интрузий и бимодального вулканизма как результат плавления нижней коры... под влиянием плюмовых расплавов» [Dobretsov et al., 2008].

Древнекиммерийский орогенез

На Новой Земле, Пай-Хое, грядях Чернышева и Чернова эта складчатость проявилась как полноценная альпинотипная, и была, по-видимому, свя-

зана со сближением и коллизией северных краев Лавруссии и Сибири в рамках уже образованной, но недостаточно консолидированной Пангеи, в пределах которой происходили значительные сдвиговые и вращательные смещения блоков. Далее на юг складчато-надвиговые дислокации прослеживаются вдоль Урала достаточно узкой полосой, через Мостовскую, Григорьевско-Волчанскую, Богословско-Веселовскую впадины Среднего Урала, к Челябинским впадинам Южного Урала и, возможно, сопровождались правосторонними сдвигами, истинную роль которых, вероятно, еще предстоит оценить (рис. 79). В то же время, интенсивных дислокаций не наблюдается ни в западной части Южного Урала (в Предуральском краевом прогибе дислокации связаны лишь с соляной тектоникой), ни на Среднем Урале к востоку от г. Каменск-Уральского, ни в Северососьвинской впадине (здесь, за исключением западной приразломной части разреза, между триасом и юрой существует лишь несогласие приклонения, сравнимое с несогласием между рифеем и вендом в ВУО) (рис. 75 и 10).

И все же отделять эти дислокации от северных, устанавливая особую систему пайхоид [Юдин, 1994], представляется вряд ли возможным: это единая динамическая система, с переходом от шарьяжно-надвиговой в полярных областях в транспрессионную в более южных. Поэтому мы оставляем за всей Урало-Новоземельской системой название уралид, предполагая также, что на юге частью уралид являются и позднепалеозойские складчатые сооружения Среднего и Южного Тянь-Шаня (см. выше, в начале главы 3).

В связи с этим представляется важным заострить внимание на одной особенности развития уралид, а именно — на диахронности создавшей их коллизии. Из илл. 16 видно, что начало коллизии края континента и перемещающихся с востока масс на Южном Урале датируется поздним девоном, на Среднем — Полярном — карбоном, на Пай-Хое и Новой Земле — ранней юрой. Сравнивая эти данные с хронологией коллизионных дислокаций и их размещением в системе Аппалачи — Уачита, мы видим, что и там деформации диахронны и распространяются на юг и запад (таконская — акадская — аллегейнская орогении).

Другой важной проблемой характеристики древнекиммерийских и более молодых дислокаций в Урало-Монгольском поясе является их увязка на разных территориях Центральной Азии через систему сдвигов. Древнекиммерийский орогенез имел место внутри уже сформировавшейся Пангеи, и поэтому его коллизионные проявления в конкретных районах неизбежно связаны с поворотами крупнейших тектонических блоков (например, Сибирской платформы [Казанский и др., 2004; Метелкин и др., 2008]) и сдвигами большой амплитуды (порядка первых сотен км) (рис. 80).

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА

В этом разделе мы воспользуемся вышеприведенной схемой тектонического районирования уралит (илл. 11) для последовательного описания их структурных элементов. В начале 70-х годов мною предложено выделять в структуре Урала два сектора — палеоконтинентальный и палеоокеанический. Первый, включающий Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральскую и Центрально-

Уральскую мегазоны, образован, в своей основе, за счет деформации окраины Восточно-Европейского континента, ставшего, после слияния с Лаврентией в результате каледонской коллизии, континентом Лавруссия [Ziegler, 1999]. Этот сектор включает в себя три мегаструктуры: Предуральский краевой прогиб, Западно- и Центрально-Уральскую (илл. 17).

Палеоконтинентальный сектор



ПРОБЛЕМЫ:

Вопросы морфологии структур западного склона Урала интересовали исследователей не одно десятилетие, особенно в связи с проблемами шарьяжей, вопросом о применимости теории треугольного клина, об особенностях «тонкокожей» тектоники. При этом относительно слабо затрагивались вопросы перехода «тонкокожей» тектоники в «толстокожую» и далее в тектонику расплющивания; слабо затронуты были вопросы «стратиграфии» тектонических покровов и границ применимости теории деформационного клина.

Предуральский краевой прогиб заполнен пермской (в крайних южных и северных областях — пермо-триасовой) молассой, мощностью до 6 км, под которой находится 3–7-километровая толща ордовикско-каменноугольных шельфовых отложений. Последние, в свою очередь, перекрывают с несогласием докембрийские осадочные, метаморфические и магматические комплексы. Внешняя зона прогиба обычно, за некоторыми исключениями, характеризуется пологими структурами платформенного облика; на Южном и частично на Среднем Урале она окаймлена с запада полосой нижнепермских рифов. В двух районах — у г. Стерлитамака и у пос. Дуван — рифы в неогене были подняты к поверхности и отпрепарированы эрозией, образуя крутые холмы — шиханы (рис. 45, илл. 18). Там же, где рифы погружены, они служат вместилищем нефтяных, а на крайнем юге — газовых залежей. В северном направлении полоса артинских рифов пересекает краевой прогиб под молассой, в его ложе, и снова выходит на поверхность на Приполярном Урале, уже в складках Западно-Уральской зоны — на рр. Шугор, Косью, Кожим.

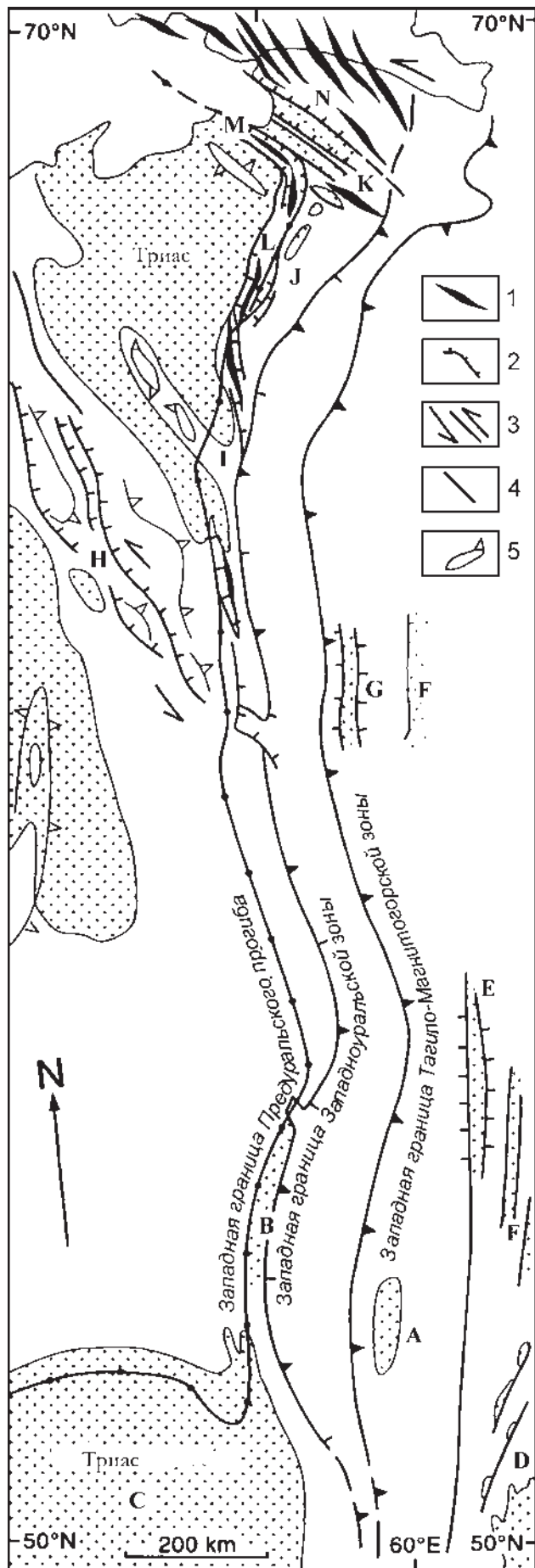
Для внутренней зоны прогиба характерны надвиги и складки, связанные со срывами в осадочном чехле. В противоположность внутренней зоне, с ее

структурами сжатия, во внешней зоне Южного Урала, вблизи цепочки рифов, были отмечены листрические сбросы, видимо образованные в процессе формирования прогиба как структуры проседания под тяжестью надвигавшихся с востока блоков коры (рис. 81).

Образование листрических сбросов в условиях нарастающего с запада процесса образования структур сжатия выглядит на первый взгляд парадоксально, но может быть объяснено возникновением условий, когда процесс надвигания приостанавливается на некоторое время (например, конец раннего карбона), образуются межфлишевые пачки и происходит релаксация. Подобные структуры растяжения иногда наблюдаются на сейсмических профилях, пересекающих внешние (океанические) борта глубоководных желобов перед зонами субдукции.

Совершенно иначе обстоит дело на Полярном Урале, где по внешним окраинам прогиба развиты сложные складчато-надвиговые поднятия гряд Чернышева и Чернова, образованных, как и Пай-Хой, на месте более широкого и простого прогиба в результате древнекеммерийских деформаций.

Прогиб разделен поперечными поднятиями на ряд изолированных или полуизолированных впадин. На Южном Урале это Бельская, а на Среднем —



Юрюзано-Сылвенская впадины, разделенные поднятием Кара-Тау. Последнее возникло на поздних стадиях развития прогиба (в конце поздней перми?) и наследует простираения древнего фундамента; обрамляющие его разломы имеют сдвиговую и надвиговую природу. Сами впадины имеют неодинаковую глубину и заполнение. Так, непосредственно к северу от поднятия Кара-Тау, в южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии, где край Восточно-Европейской платформы образует крутой выступ к востоку, формируя Уфимский амфитеатр, слои прогиба испытывают воздымание, так что не только верхнепермско-триасовые, но и кунгурские отложения здесь отсутствуют. Севернее и южнее на стиль тектоники сильно влияет присутствие кунгурских терригенно-эвапоритовых толщ (илл. 19), с сульфатами и солями. На участках развития кунгурских солей, в частности, в южной половине Бельской впадины, на севере Юрюзано-Сылвенской, в районе Соликамска, где иногда выделяют самостоятельную Соликамскую впадину, а также на юге Верхнепечорской впадины, широко развиты антиклинальные диапировые структуры типа соляных гребней, отражающих уральские поля напряжений (рис. 81–82). В связи с прорывом диапиров к поверхности, в южной половине Бельской впадины, начиная со среднего триаса, отмечается широко-масштабное развитие сульфатно-соляного карста с образованием довольно крупных надкарстовых депрессий, с которыми связаны, в частности, месторождения бурых углей Южноуральского бассейна [Яхимович, Адрианова, 1959].

Рис. 79. Древнекиммерийские структуры Урала и Тимана в сопоставлении со структурными границами уралид в целом

Условные обозначения: 1 — складчато-надвиговые дислокации, 2 — надвиги, 3 — сдвиги, 4 — разломы неидентифицированной морфологии, 5 — пологие структуры платформенного типа. Точками показаны области распространения триасовых отложений. Буквы: А — Орско-Таналыкская впадина, В — Бельская впадина Предуральского краевого прогиба, С — Прикаспийская впадина, D — Тургайский прогиб, E — Челябинские впадины, F — Северососьвинский грабен, G — Волчанская, Богословско-Веселовская и др. впадины, H — Тиманский кряж, I — Кожво-Каменское поднятие, J — Косью-Роговская впадина, K — Коротаихинская впадина, L — Гряда Чернышева, M — Гряда Чернова, N — Пай-Хой

Fig. 79. Old Kimmerian structures of the Urals and Timan, counterposed to the structural boundaries of the uralide zones

Symbols: 1 — fold-and-thrust zones, 2 — thrusts, 3 — strike-slips, 4 — faults of unidentified morphology, 5 — gentle structures of a platform type. The dotted areas correspond to development of Triassic sediments. Letters in the scheme: A — Orsk-Tanallyk depression, B — Belsk basin of the Preuralian foredeep, C — Pricaspian basin, D — Turgay depression, E — Chelyabinsk troughs, F — Severnaya Sosva graben, G — Volchansk, Bogoslovsk-Veselovsk and other basins, H — Timan range, I — Kozhva-Kamenka uplift, J — Kosyu-Rogovaya basin, K — Korotaikha basin, L — Chernyshov Range, M — Chernov Range, N — Pay-Khoy foldbelt

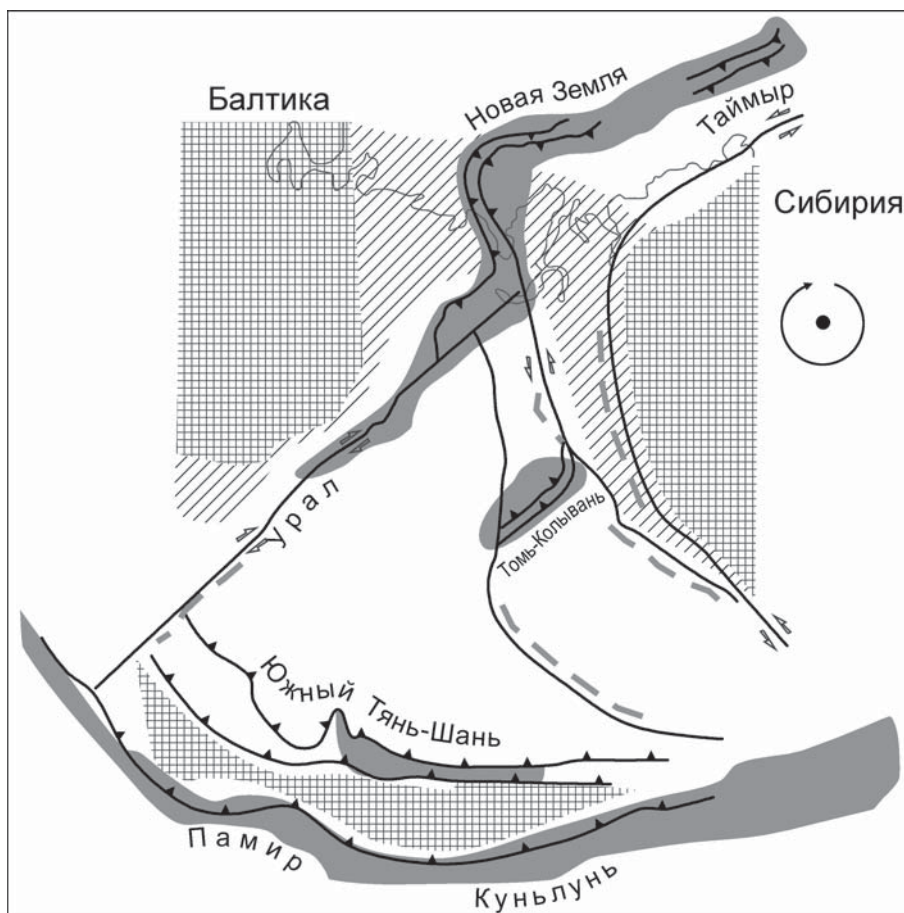


Рис. 80. Предполагаемая поздняя геокинематика плит внутри Урало-Монгольского сектора Пангеи

Серым тоном показаны деформации сжатия и транспрессии. С начала триаса и до юры в районе Карского моря, вероятно, существовал реликтовый «залив» океанической коры, в то время как Пай-Хой и Новая Земля еще не существовали. Палеомагнитные данные ([Метелкин и др., 2008] и более ранние публикации) и анализ геологических данных [Пучков, 2000 и др.] помогают связать эти события со сдвиговыми и ротационными явлениями внутри Пангеи. По новейшим данным, поворот Сибирской платформы по часовой стрелке не был кратковременным, а продолжался, постепенно затухая, в течение всего мезозоя, и закончился перед поздним мелом. Количественные оценки вращений дают возможность в первом приближении оценить масштабы позднемезозойских сдвигов — они должны составлять первые сотни километров (до 500 км)

Fig. 80. The assumed scheme of a late plate kinematics inside the Uralo-Mongolian sector of Pangea

The deformations of compression and transpression are shaded. In Triassic, until the Early Jurassic, in the area of Kara sea there probably was a relic «embayment» of an oceanic crust, while Pay-Khoi and Novaya Zemlya still did not exist. Paleomagnetic data ([Метелкин и др., 2008] and earlier publications) and analysis of geological materials [Пучков, 2000 и др.] help to tie up these events with wrench and rotational movements inside Pangea. According to the latest data, the clockwise rotation of the Siberian platform was not momental, but took place, gradually dying out, during the whole Mesozoic, and ended before the Late Cretaceous. The quantitative character of the data permitted to conclude that the accompanying strike-slip faults could have an amplitude up to 500 km

С севера Юрюзано-Сылвенская впадина ограничена поперечным поднятием Полудова кряжа, построенным аналогично поднятию Каратау, и связанным также с влиянием структур кристаллического фундамента (в данном случае, тиманид), ориентированных косо по отношению к уралам и оживленных на орогенном этапе. Расположенная к северу от Полудова кряжа Верхнепечорская впадина так же, как и более южные, делится на внешнюю часть, с пологими, платформенными структурами, и внутреннюю — с линейными принадлежностями складками и узкими протяженными диапировыми гребнями

ми с кунгурскими солями и сульфатами в ядрах. К северу эвапориты постепенно выклиниваются, становятся маломощными. Наиболее известной принадлежностью антиклинальной складкой не-диапирового происхождения здесь является Вуктыльская, вмещающая крупное газоконденсатное месторождение.

С севера Верхнепечорская впадина ограничена поперечной платформенной структурой Кожва-Каменского инверсионного вала, имеющего север-северо-западное простирание, на который наложена Воя-Соплясская принадлежностью антиклиналь ураль-

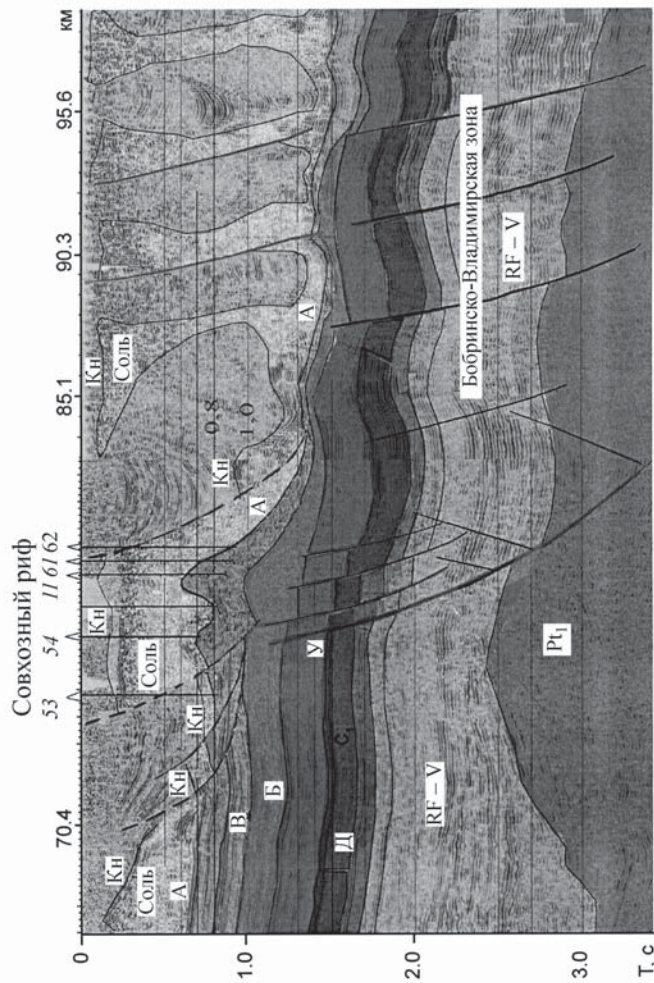
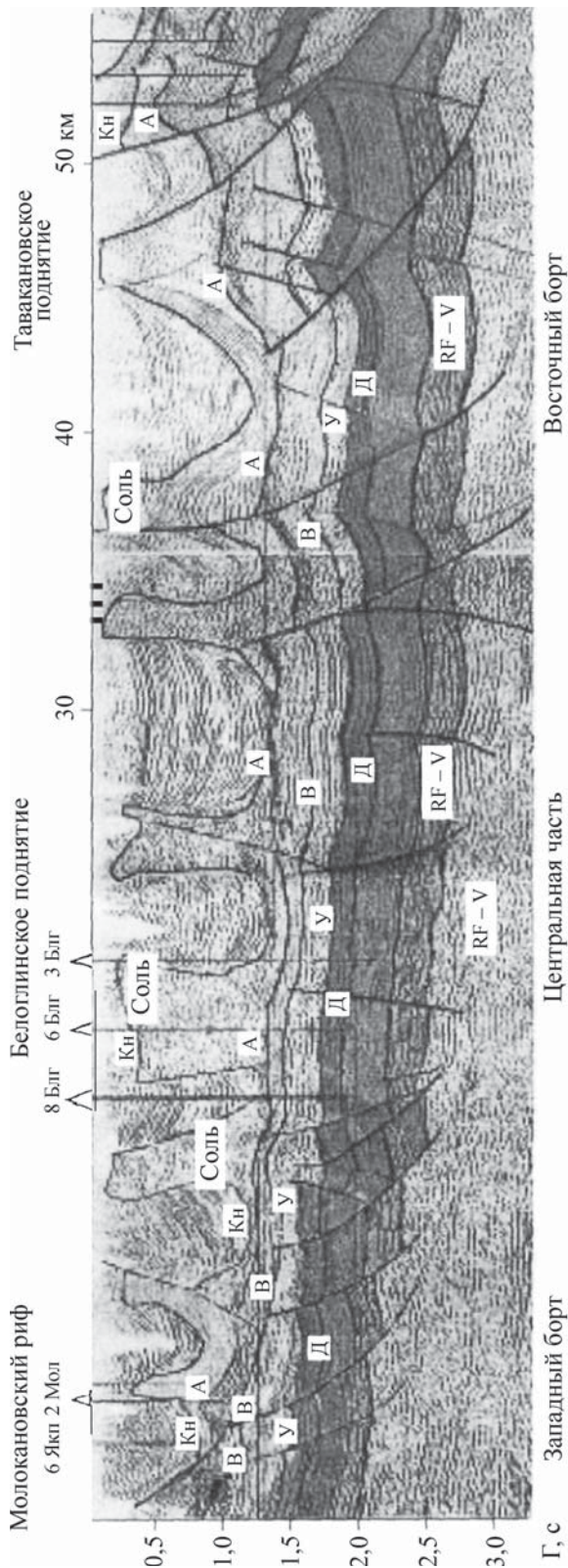


Рис. 81. Временной и сейсмогеологические разрезы по профилям №№ 10 и 27 (профили под номером 1 на илл. 17)

Отражающие горизонты: Кн — кровля кунгурских отложений нижней перми, А — кровля верейских отложений московского яруса среднего карбона, В — бобринковский горизонт визейского яруса нижнего карбона, Д — кровля кыновско-пашийских отложений франского яруса верхнего девона, RF-V — кровля вендских отложений, Pt₁ — нижнепротерозойские породы (кристаллический фундамент). Сбросы и надвиги обозначены сплошными линиями, сложные сдвиговые нарушения — штриховыми. Вертикальный масштаб: 1 сек. соответствует 2 км [Светлакова и др., 2008]

Fig. 81. Double-time seismic profiles No 10 and 27 with seismicogeological interpretation (their position I see in Illustr. 17)

Reflectors: Кн — top of the Kungurian (Lower Permian), А — top of the Sakmaro-Artinskian (Lower Permian), В — top of the Vereiskian (Moscovian stage of the Middle Carboniferous), У — Bobrnikovian horizon of the Vizean stage (Lower Carboniferous), Д — top of the Kynovian-Pashian deposits (Frasnian stage of the Upper Devonian), RF-V — top of the Vendian, Pt₁ — Paleoproterozoic rocks (crystalline basement). Thrusts and normal faults are shown as solid lines, strike-slip faults — as dashed lines. Vertical scale: 1 sec. corresponds to 2 km [Светлакова и др., 2008]

ского (север-северо-восточного) простирания. Далее на север, между Кожва-Каменским валом и грядой Чернышева, находится Большесынинская впадина краевого прогиба, с пологими платформенными структурами. Следующая к северу впадина краевого прогиба — Косью-Роговская — отличается от всех расположенных южнее тем, что она ограничена с наружной стороны узкой линейно-складчатой структурой гряды Чернышева, а на севере ее обрезают подобная же структура гряды Чернова. Чтобы объяснить происхождение гряды В.В. Юдин [1994] предполагал наличие срыва (детачмента) подо всей Косью-Роговской впадиной. В самой же впадине развиты структуры платформенной морфологии (рис. 83).

Ни в Большесынинской, ни в Косью-Роговской впадине кунгурской соляной тектоники не

наблюдалось, хотя эвапориты отмечаются на позднеордовикском и визейском уровнях. Кунгурские же соли замещаются в этих впадинах угленосными паралическими отложениями.

На границе с Западно-Уральской областью местами, преимущественно в северных районах, в прогибе выявляются и специфические структуры вдвига [Соборнов, Бушуев, 1992]. Геологические признаки существования таких структур отмечались нами и на Южном Урале в пересечении Зилаир — Исянгулово [Bastida et al., 1997; Brown et al., 1997]. Однако в последние годы эта тема не получила дальнейшего развития.

Западно-Уральская мегазона — складчатая структура с преобладающим развитием интенсивно смятых и надвинутых к западу шельфовых и

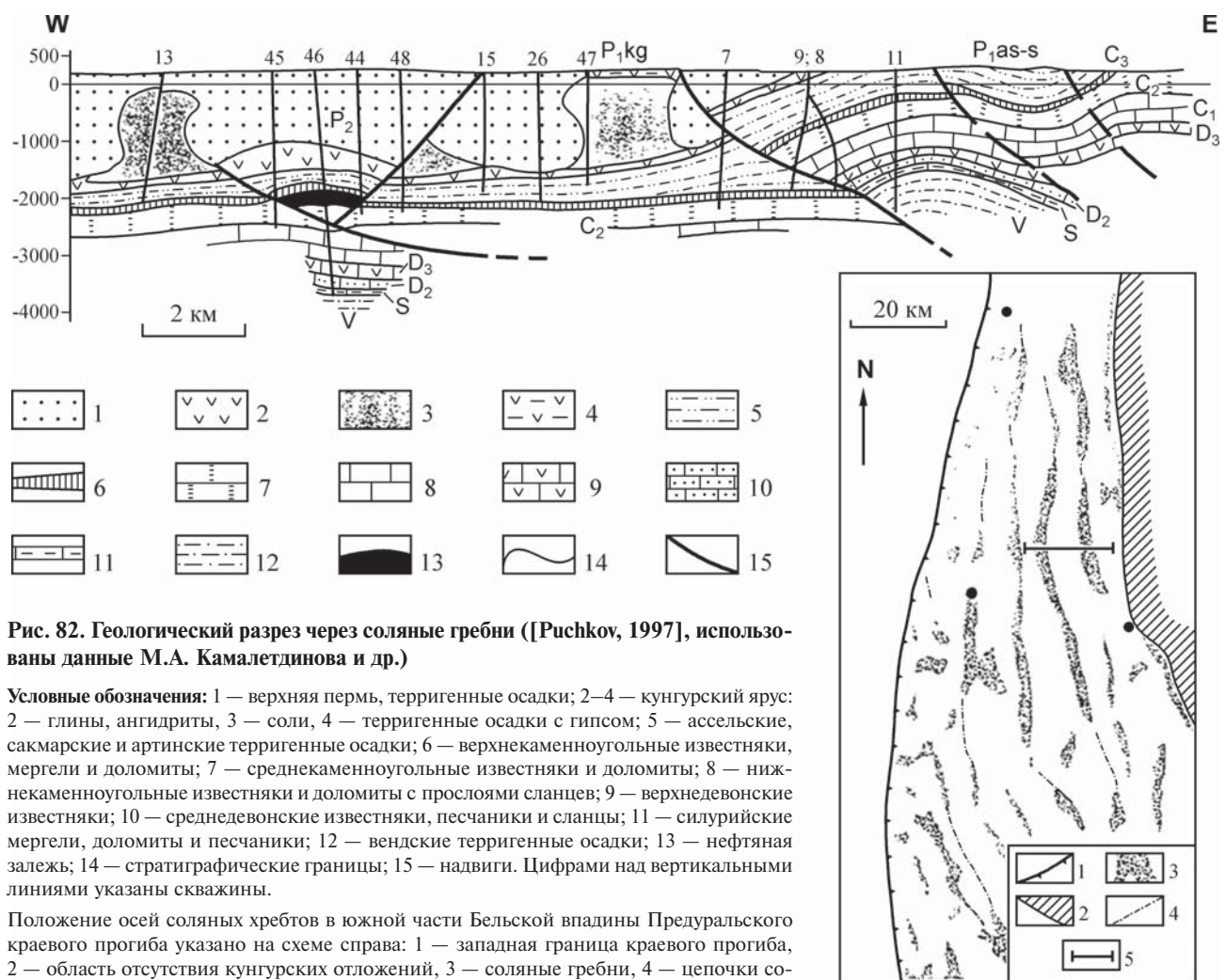


Рис. 82. Геологический разрез через соляные гребни ([Puchkov, 1997], использованы данные М.А. Камалетдинова и др.)

Условные обозначения: 1 — верхняя пермь, терригенные осадки; 2–4 — кунгурский ярус: 2 — глины, ангидриты, 3 — соли, 4 — терригенные осадки с гипсом; 5 — ассельские, сакмарские и артинские терригенные осадки; 6 — верхнекаменноугольные известняки, мергели и доломиты; 7 — среднекаменноугольные известняки и доломиты; 8 — нижнекаменноугольные известняки и доломиты с прослоями сланцев; 9 — верхнедевонские известняки; 10 — среднедевонские известняки, песчаники и сланцы; 11 — силурийские мергели, доломиты и песчаники; 12 — вендские терригенные осадки; 13 — нефтяная залежь; 14 — стратиграфические границы; 15 — надвиги. Цифрами над вертикальными линиями указаны скважины.

Положение осей соляных хребтов в южной части Бельской впадины Предуральского краевого прогиба указано на схеме справа: 1 — западная граница краевого прогиба, 2 — область отсутствия кунгурских отложений, 3 — соляные гребни, 4 — цепочки соляных гребней, 5 — положение геологического разреза

Fig. 82. Geological section across salt ridges (indicated on inset) ([Puchkov, 1997], after data of M.A. Kamaletdinov et al.)

Symbols: 1 — Late Permian terrigenous sediments; 2–4 — Kungurian stage: 2 — clays, anhydrites, 3 — salt, 4 — terrigenous sediments with gypsum; 5 — Asselian, Sakmarian and Artinskian terrigenous sediments; 6 — Late Carboniferous limestones, marls and siltstones; 7 — Middle Carboniferous limestones and dolomites; 8 — Early Carboniferous limestones and dolomites with shale intercalations; 9 — Late Devonian limestones; 10 — Mid-Devonian limestones, sandstones and shales; 11 — Silurian marls, dolomites and sandstones (S); 12 — Vendian terrigenous sediments (V); 13 — oil pool; 14 — Stratigraphic boundaries; 15 — thrusts. Numbers near subvertical lines mean wells.

Inset map shows the salt ridges in the southernmost part of the Pre-Uralian foredeep: 1 — western boundary of the foredeep, 2 — area where Kungurian deposits are absent, 3 — salt ridges, 4 — chains of salt ridges, 5 — line of the section

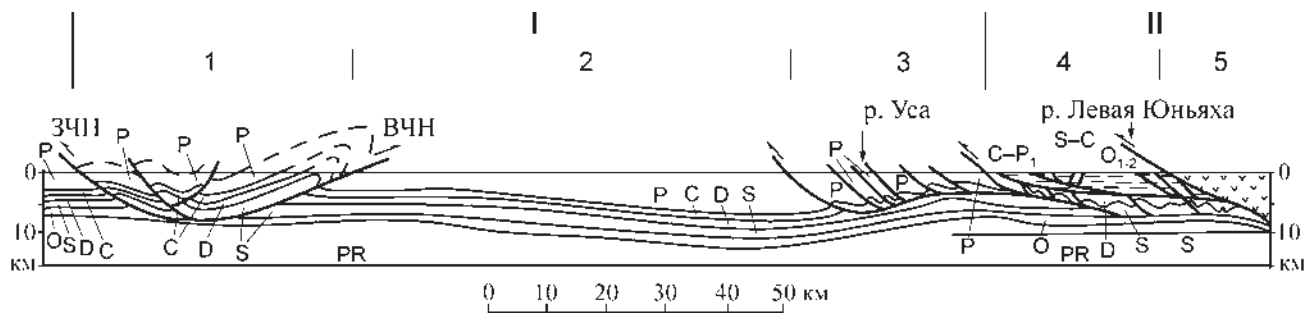


Рис. 83. Геологический профиль через Косью-Роговскую впадину и западный склон Полярного Урала [Юдин, 1994]

Пояснение: I — Предуральский краевой прогиб, Косью-Роговская впадина: 1 — гряда Чернышева, 2 — Внешняя зона, 3 — Внутренняя зона; II — Уральская складчато-надвиговая область: 4 — Лемвинский аллохтон, 5 — Войкарский офиолитовый аллохтон; ЗЧН и ВЧН — соответственно западный и восточный надвиги гряды Чернышева. Линия профиля показана под номером VII на илл. 17

Fig. 83. Geological section across the Kosju-Rovaya basin and the western slope of the Urals [Юдин, 1994]

Explanation: I — Preuralian foredeep, Kosyu-Rovaya basin: 1 — Chernyshov range, 2 — Outer zone, 3 — Inner zone; II — Uralian fold-and-thrust zone: 4 — Lemva allochthon, 5 — Voykar ophiolite allochthon; ЗЧН and ВЧН — Western and Eastern thrusts of the Chernyshov range, respectively. The line of the section is shown as VII in Illustr. 17

батиальных (рис. 45, илл. 20) отложений палеозойского возраста.

Здесь, как и на востоке Предуральского прогиба, развита преимущественно «тонкокожая» тектоника (рис. 84–86), связанная с несколькими уровнями срыва — в осадочном чехле и по границе чехол — фундамент. Палеозойские надвиги местами (на Башкирском антиклинории) используют и более глубокие уровни срыва — в толще рифейских отложений, захватывая фундамент («толстокожая» тектоника). «Толстокожая» тектоника проявляется и в других местах Западно-Уральской зоны, причем она связана с «тонкокожей» резким переходом, с изломом поверхности срыва и образованием ramпы. Как показано на рис. 84–86, тектонический срыв под краевыми структурами форланда на этих профилях практически горизонтален на западе, но восточнее он приобретает довольно крутой наклон, причем это происходит на коротком расстоянии, производя впечатление перелома, ramпы [Пучков и др., 1998; Brown et al., 2006a] (рис. 84, 85). Таким образом, при движении с востока на запад мы видим, как большеобъемная деформация всего фундамента и чехла форланда сменяется деформацией лишь осадочного чехла, с образованием послойных срывов. Закономерность эта глобальная: на разрезах почти любой складчатой области, построенных по сейсмическим материалам хорошего качества, можно найти этот перелом базальной поверхности срыва — уступ (ramпу), где происходит смена «толстокожей» тектоники на «тонкокожую», что, по видимому, связано с резким увеличением прочности края плиты. При этом проявления складчато-надвиговой тектоники в форланде следуют определенным закономерностям, связанным с теорией деформационного клина ([Davis et al., 1983; Jones, 1987; Пучков и др., 1998; Пучков, 2000] и ссылки в этих публикациях).

В последние десятилетия комплексное (геологическое и сейсмическое) изучение молодых и ныне формирующихся орогенов, возникших в результате коллизионных процессов, привело к появлению актуалистических моделей, объясняющих происхождение развитых в них структур. В частности, предполагается, что в случае, аналогичном уральскому, — при столкновении пассивной окраины континента с активной окраиной другого континента (в том числе и с обрамляющей его островной дугой), первая может быть затянута в зону субдукции на глубины, иногда достигающие порядка 100 км [Chopin, 2004]. Этот процесс достигает предела, когда плавуемость континентальной окраины становится соизмеримой с силами, вызывающими погружение литосферного слэба. Происходит заклинивание зоны субдукции и всплывание края континента (в частном случае — микроконтинента), что объясняет появление на земной поверхности эклогит-глаукофансланцевых метаморфических комплексов [Пучков, 1996a; Chemenda et al., 1997].

Дальнейшие процессы деформации связаны с выжиманием пластичных масс на окраину континента. Возникает аккреционная призма, похожая на ту, которая нередко сопровождает субдукцию в океанической обстановке, но более крупная по размерам. В процессе развития структуры призма перемещается вглубь континентальной окраины. Снизу она ограничена пологой базальной поверхностью срыва (detachment), а с тыла — крутой стеной упора (backstop), отделяющей ее от более жесткого массива вулканических пород, через который и передается давление на призму. Типичные компоненты аккреционной призмы: граувакковый флиш, офиолиты, эклогит-глаукофансланцевые комплексы, породы пассивной окраины континента (батиальные и шельфовые осадки чехла и кристаллический фундамент), захваченные при смещении базальной

зоны срыва внутрь пассивной окраины. Широко развиты олистостромы и меланжи.

Дальнейшее развитие этого процесса приводит к тому, что уже упрочившийся, в силу своей увеличившейся толщины, аккреционный клин передает давление извне на доорогенные и орогенные шельфовые осадки, которые соскребаются с континентальной окраины и смещаются внутрь ее по распространяющейся в этом же направлении базальной зоне

срыва. Последняя полого падает внутрь орогена. Этот геодинамический сценарий, похожий на деформацию земли перед ножом бульдозера, обычно выполняется в пределах клинообразного чехла осадков, образовавшихся на стабилизированном кристаллическом фундаменте кратона. Стиль деформаций — «тонкокожий» (thin-skinned tectonics, по [Rodgers 1990]), с вергентностью в сторону континента и поверхностью срыва, использующей один

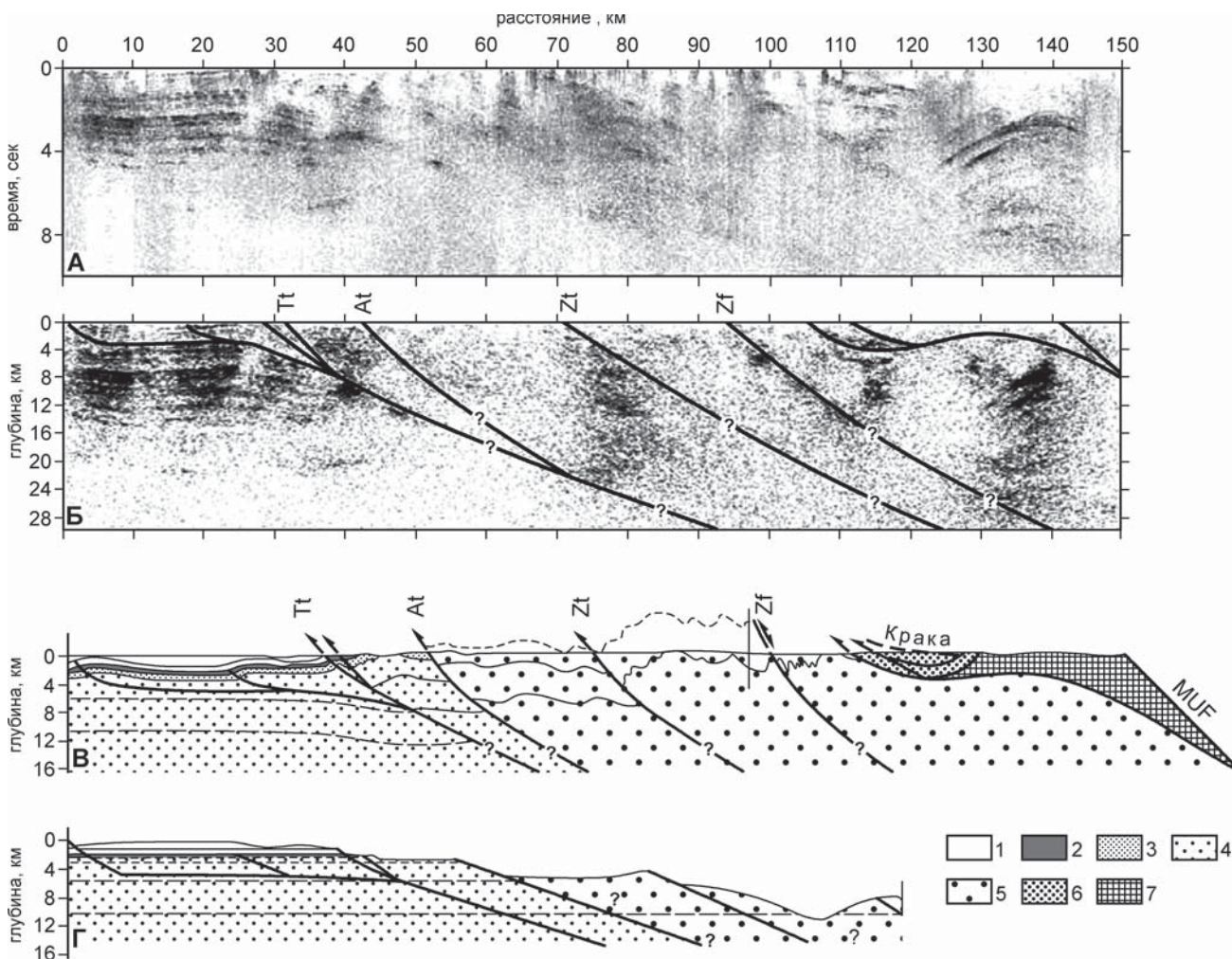


Рис. 84. А — немигрированный временной разрез сейсмического профиля URSEIS по отраженным волнам (профиль I на рис. 2). Б — мигрированный разрез URSEIS с геологической интерпретацией. В — сбалансированный геологический разрез по профилю URSEIS: Tt — Ташлинский надвиг, At — Алатауский надвиг, Zt — Зильмердакский надвиг, Zf — Зюраткульский разлом, MUF — ГУР. Поскольку сейсмические данные вынесены на ломаную линию, а разрез — прямой, имеются различия в расстояниях между индивидуальными элементами, такими как надвиги. Г — реставрированный разрез западной части профиля URSEIS [Brown et al., 2006a]. Линия профиля показана под номером II на илл. 17.

Стратиграфическая легенда: 1 — карбон и пермь, 2 — девон, 3 — венд, 4 — рифей не деформированный в венде, 5 — рифей и кристаллический фундамент, деформированные тиманской складчатостью, 6 — зилайская серия, 7 — суваянский комплекс

Fig. 84. A — Unmigrated time section of the URSEIS reflection seismic data. Б — Interpreted line drawing of the coherency-filtered, depth-migrated URSEIS data. В — Balanced geological cross-section along the URSEIS transect. Faults: Tt — Tashly thrust, At — Alatau thrust, Zt — Zilmerdak thrust, Zf — Zuratkul fault, and MUF — Main Uralian fault. Note that because the seismic data are plotted on a crooked line and the cross section is on a straight line, there are differences in the distances between individual features such as thrusts. Г — Restored cross section for the western part of the URSEIS transect [Brown et al., 2006a]. The line of the profile is shown as II in the Illustr. 17.

Stratigraphy: 1 — Carboniferous and Permian, 2 — Devonian, 3 — Vendian, 4 — Riphean, not deformed in Vendian, 5 — Riphean and crystalline basement, deformed during Timanian orogeny, 6 — Zilair series, 7 — Suvanyak complex

из механически ослабленных горизонтов в осадочном чехле или границу чехол/фундамент. Фундамент чаще всего не участвует в деформациях.

Для лучшего понимания процесса эволюции складчато-надвигового пояса форланда были сделаны количественные расчеты [Davis et al., 1983], проведено тектоно-физическое моделирование, предсказывающее образование и геометрию клина деформируемого материала над поверхностью срыва. Процесс надвигания в расчетной модели начинается с формирования зачаточного деформационного клина и его последующего стабильного

разрастания вниз-вперед в результате последовательного вовлечения все более внешних частей бывшего шельфа в деформации и в скольжение по базальной поверхности срыва, детачменту. При этом от детачмента к земной поверхности ответвляются все новые надвиги, имеющие листрическую морфологию и обуславливающие формирование складок, сопряженных с ними. Последним дано трудно переводимое на другие языки английское название: fault propagation folds, т.е. складки, образованные в результате распространения разлома (перевод этого термина как «приразломные складки» не впол-

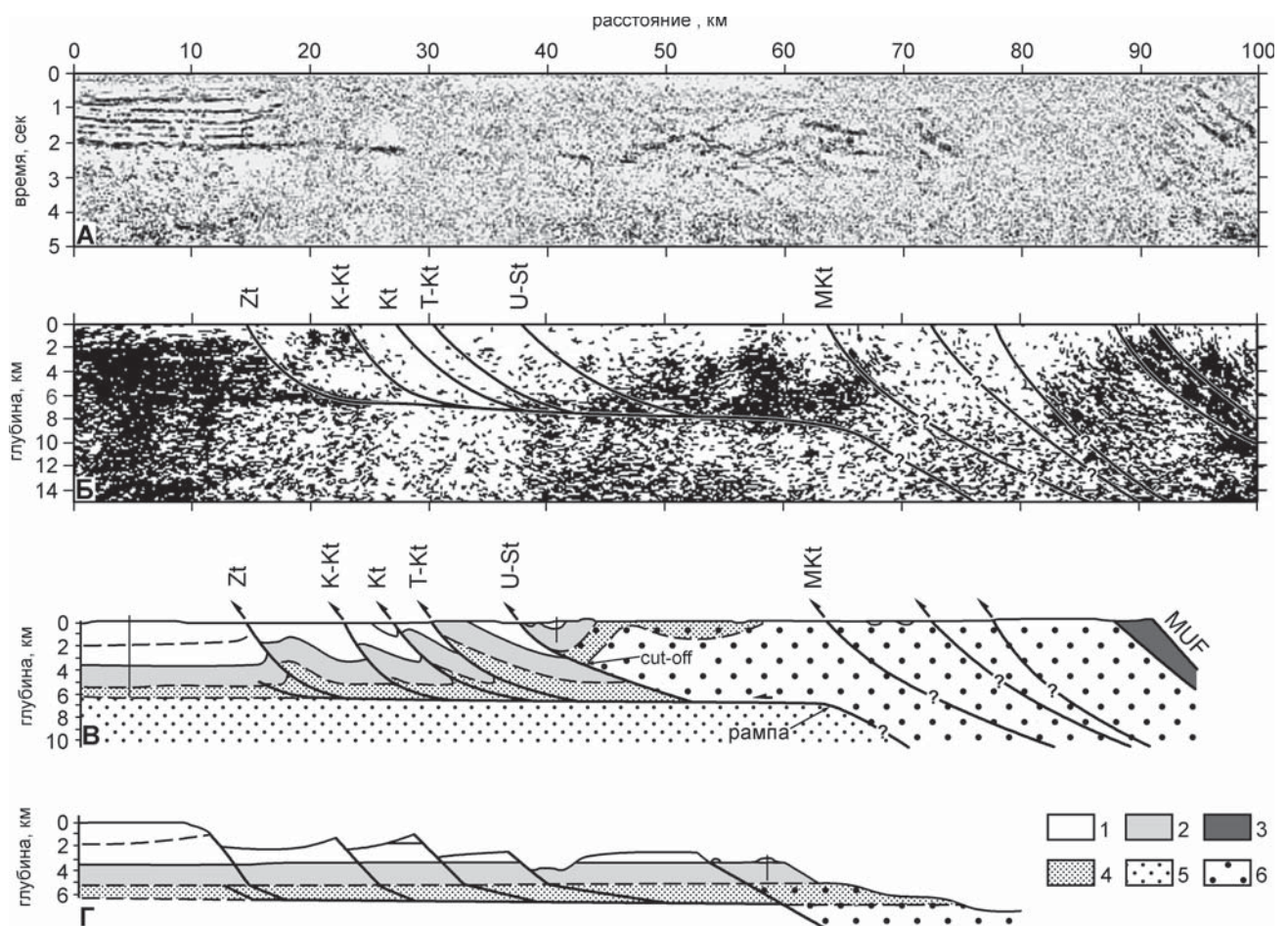


Рис. 85. А — немигрированный разрез сейсмического профиля ESRU-SB и его Серебрянского продолжения на запад. Б — мигрированный разрез по профилю. В — сбалансированный геологический разрез по профилю: Zt — Журавлинский надвиг, K-Kt — Кумыш-Кынский надвиг, Kt — Кынский надвиг, T-Kt — Талица-Каменский надвиг, U-St — Усть-Серебрянский надвиг, MKt — Средне-Кваркушский надвиг, MUF — ГУФ. Г — реконструированный разрез по западной части профиля ESRU-SB и его западному продолжению [Brown et al., 2006a]. Линия профиля показана под номером IV на илл. 17.

Стратиграфическая легенда: 1 — карбон и пермь, 2 — девон, 3 — ордовик — нижний девон, 4 — венд, 5 — рифей не деформированный в венде, 6 — рифей и кристаллический фундамент, деформированные тиманской складчатостью

Fig. 85. A — Unmigrated time section of the ESRU-SB reflection seismic data. Б — Interpreted line drawing of the coherence-filtered, depth-migrated ESRU-SB data. B — Balanced geological cross section along the ESRU-SB transect: Zt — Zhuravlinsky thrust, K-Kt — Kumysh-Kyn thrust, Kt — Kyn thrust, T-Kt — Talitsa-Kamenny thrust, U-St — Ust-Serebryanka thrust, MKt — Mid-Kvarkush thrust, and MUF — Main Uralian fault. Г — Restored cross section for the western part of the ESRU-SB transect [Brown et al., 2006a]. The line of the profile is shown as IV in the Illustr. 17

Stratigraphy: 1 — Carboniferous and Permian, 2 — Devonian, 3 — Ordovician — Lower Devonian, 4 — Vendian, 5 — Riphean, not deformed in Vendian, 6 — Riphean and crystalline basement, deformed during Timanian orogeny

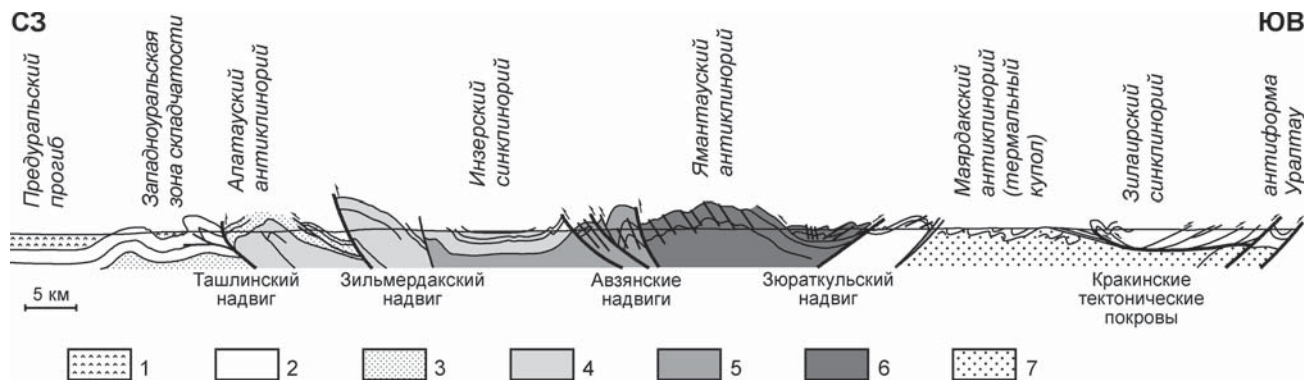


Рис. 87. Геологический разрез, построенный по обнажениям вдоль автодороги Белорецк – Архангельское [Giese et al., 1999]. Линия профиля показана под номером III на илл. 17

Условные обозначения: 1–6 — отложения: 1 — пермские, 2 — палеозойские, 3 — вендские, 4 — верхнерифейские, 5 — среднерифейские, 6 — нижнерифейские; 7 — породы белорецкого метаморфического комплекса

Fig. 87. A geological section across the Bashkirian meganticlinorium, composed from detailed study of outcrops along the road Archangelskoe – Beloretsk [Giese et al., 1999]. The line of the section is shown as III in the Illustr. 17

Symbols: 1–6 — deposits: 1 — Permian, 2 — Paleozoic, 3 — Vendian, 4 — Upper Riphean, 5 — Middle Riphean, 6 — Lower Riphean; 7 — rocks of the Beloretsk metamorphic complex

Лемвинский (рис. 92) [Тектоническая ..., 2001; Puchkov, 2002b]. Структурное положение аллохтонов различно. Первые два залегают на фаменской зилаирской серии грауваккового флиша, занимают осевое положение в Зилаирском синклинории (синформе) и датируются временем завершения процесса позднедевонской коллизии типа островная дуга — пассивная окраина континента. Бардымско-Нязепетровский аллохтон залегают преимущественно на девонских шельфовых известняках, однако мелкие клиппы, находящиеся к югу от него и первично ему принадлежавшие,

возможно, перекрывают среднекаменноугольные отложения, и во всяком случае близки им по времени надвигания. Аллохтоны, расположенные севернее, также обнаруживают признаки формирования в каменноугольное время; таким образом, наблюдается некоторая диахронность процесса шарьирования, подчеркнутая соответствующим омоложением высокбарических комплексов в лежащем крыле ГУР (см. выше). Что же касается внутреннего строения аллохтонов, то во всех трех первых аллохтонах наблюдается сочетание формаций батинальной зоны с океаническими и острово-

Условные обозначения к рис. 88. 1–3 — параавтохтон: 1 — нижнекаменноугольно-пермские флиш и моласса, 2 — фаменский зилаирский флиш (зилаирский флиш, вовлеченный в аллохтоны средней тектонической единицы, показан в составе батинального комплекса), 3 — палеозойские ордовикско-девонские шельфовые отложения (показаны только на профилях); 4–13 — аллохтоны: 4–6 — нижняя тектоническая единица (уралтауский комплекс): 4 — суваянский зеленосланцевый комплекс, представленный кварцитами, сланцами и кремнями (главным образом палеозойские глубоководные осадки), 5 — максютовский HP-LT метаморфический комплекс (главным образом палеозойские океанические осадки и вулканиты), 6 — суваянский, максютовский комплексы и верхнедевонский комплекс складчатого фундамента тиманид нерасчлененные; 7–9 — средняя тектоническая единица: 7 — нижнеордовикско-девонский батинальный комплекс (сланцы, кремни, известняки, олистостромы, флиш), 8 — девонские щелочные базальты, туфы, песчаники, 9 — кембрийско?-нижнеордовикские рифтовые комплексы (субщелочные базальты, конгломераты, песчаники); 10–13 — верхняя тектоническая единица: 10 — ордовикско-нижнедевонские океанические и островодужные (?) комплексы, 11 — серпентинитовый меланж, 12 — ультрабазиты, 13 — габбро; 14–16 — геологические границы: 14 — стратиграфические, 15 — тектонические, 16 — ГУР. Цифры на схеме: 1–3 — аллохтонные ультрабазит-базитовые массивы: 1 — Кемпирсайский, 2 — Хабарнинский, 3 — Халиловский; 4, 5 — синформы, сложенные аллохтонными базальтовыми и базальт-риолитовыми толщами ордовика — девона: 4 — Блявинская и 5 — Утягуловская

Symbols to fig. 88. 1–3 — Paraautochthon: 1 — Lower Carboniferous-Permian flysch and molasse, 2 — Famennian Zilair flysch (Zilair flysch, involved in allochthons in the east, is shown undivided from bathyal complexes), 3 — Paleozoic (Ordovician to Devonian) shelf deposits (shown only in the cross-sections); 4–13 — Allochthons: 4–6 — the Lower tectonic unit (Uraltau complex): 4 — Suvanyak greenschist complex of quartzite, shale and chert (mostly Paleozoic deep water sediments), 5 — Maksyutovo HP-LT metamorphic complex (mostly Paleozoic oceanic sediments and volcanics), 6 — Suvanyak, Maksyutovo complexes and Precambrian basement, undifferentiated; 7–9 — the Middle tectonic unit: 7 — Lower Ordovician to Devonian bathyal complex (shale, chert, limestone, olistostromes, flysch), 8 — Devonian alkaline basalts, tuff, sandstones, 9 — Cambrian?-Lower Ordovician rift complex (subalkaline basalts, conglomerates, sandstones); 10–13 — the Upper tectonic unit: 10 — Ordovician to Middle Devonian oceanic and island arc complexes, 11 — serpentinitic mélangé, 12 — ultramafic rocks, 13 — gabbro; 14–16 — geological boundaries: 14 — stratigraphic contacts, 15 — tectonic contacts, 16 — MUF (Main Uralian fault). Numbers in the scheme: 1–3 — allochthonous ultramafic massifs: 1 — Kempirsay, 2 — Khabarny, 3 — Khalilovo; 4, 5 — synforms composed of allochthonous basalt and basalt-ryholite series of the Ordovician-Devonian: 4 — Blyava, 5 — Utyagulovo

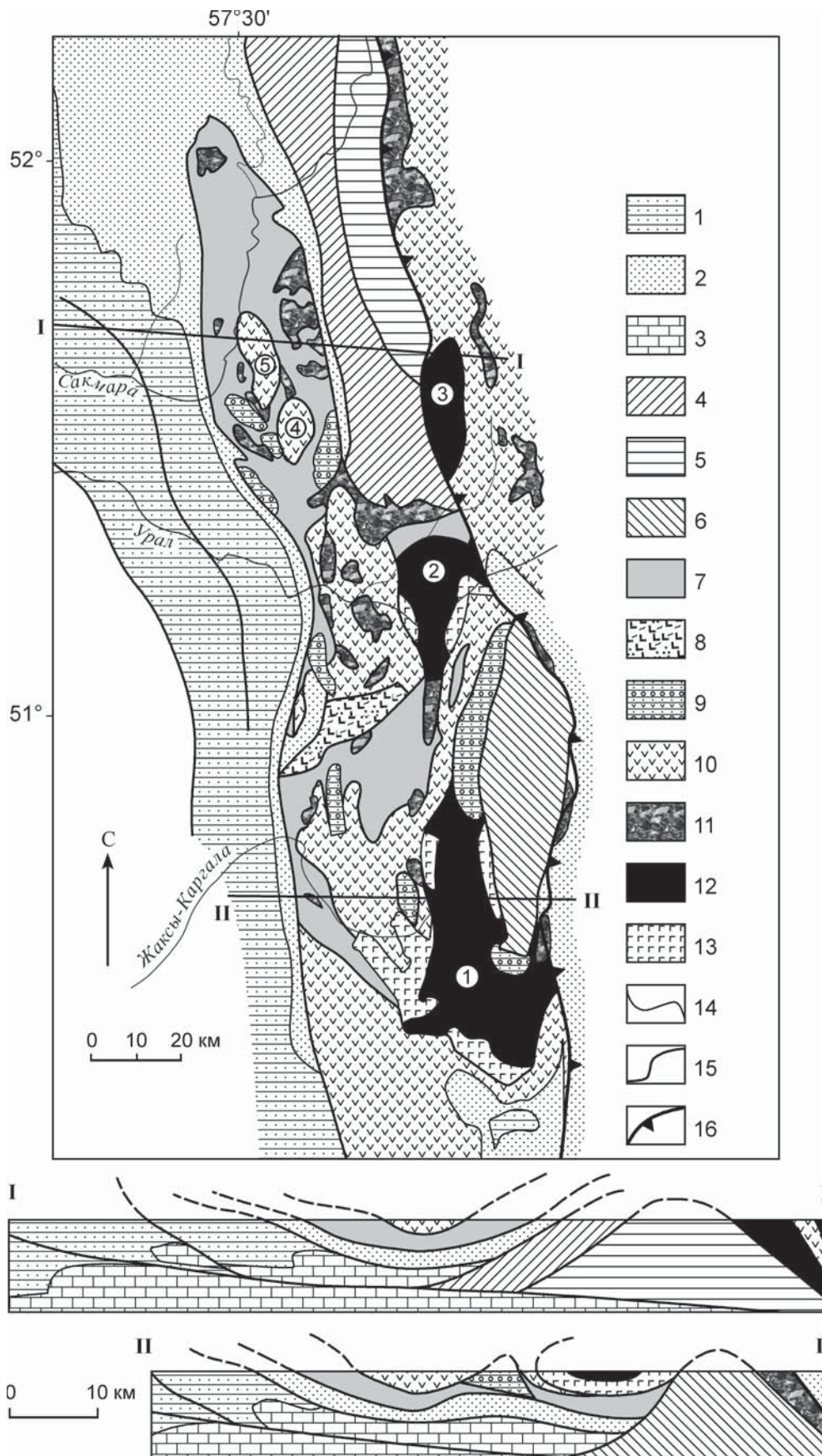


Рис. 88. Тектоническая схема Сакмарского аллохтона и смежных структур ([Иванов, Пучков, 1984], с изменениями)
 Fig. 88. The tectonic scheme of the Sakmara allochthon and surrounding structures ([Иванов, Пучков, 1984], modified)

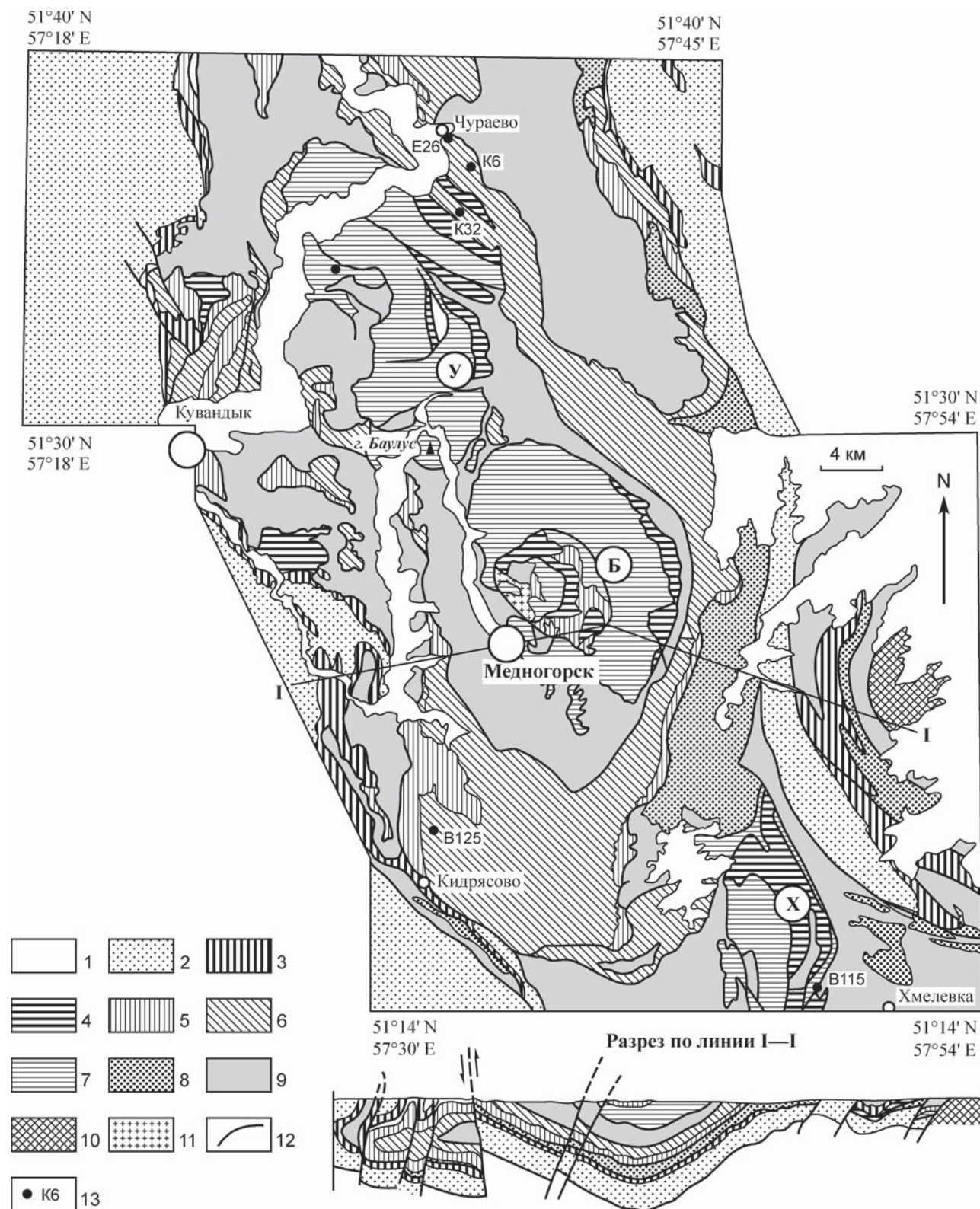


Рис. 89. Схема геологического строения Сакмарской зоны в районе Медногорских колчеданных месторождений. Составлено с использованием данных геологических съемок В.Ф. Хромых, В.Т. Тищенко и Н.Т. Видюкова и наблюдений авторов ([Рязанцев и др., 2008], с небольшими изменениями). Местоположение рис. 89 на рис. 88 легко определить по цифрам 4 и 5 на схеме, определяющим положение Блявинской и Утягуловской синформ

Fig. 89. Geological scheme of Mednogorsk ore district in the Sakmara Zone. Compiled by [Рязанцев и др., 2008] after geological maps prepared by B.F. Khromykh, V.T. Tishchenko, and N.T. Vidyukov and authors' data. Slightly modified by V. Puchkov. The position of the map is easy to determine by the numbers 4 and 5 in the Fig. 88, indicating the positions of Blyava and Utyagulovo synforms

дужными, образующими вертикальную последовательность тектонических пластин, в которых батиальные формации занимают нижнее положение по отношению к океаническим и островодужным. Малопечорский аллохтон сложен только батиальными комплексами, тогда как на Лемвинский, сложенный рифтовыми и батиальными комплексами, надвинут крупнейший войкаросыннинский офиолитовый комплекс; масштабы надвигания неясны, по некоторым данным — до 150 км [Тектоническая ..., 2001].

Зилаирский синклиорий (синформа) не имеет прямых структурных аналогов в других частях Западно-Уральской мегазоны и представляет собой глубокий прогиб, заполненный зилаирской серией — граувакковым флишем фаменского возраста (на севере его аналогом выступает каменноугольный флиш яйюской и кечпельской свит, не образующий единого прогиба). Глубина прогиба в его осевой части, по сейсмическим данным, достигает 6 км [Bastida et al., 1997]. Флиш в западном крыле структуры залегает на девонских шельфовых известняках, а в восточном — на глубоководных кремнистых сланцах. Возраст отложений в подошве флиша — там, где предполагается ненарушенный характер подошвы — омолаживается к западу [Puchkov, 2002b]. Первично западная граница фаменского флишевого прогиба проходила в пределах Башкирского антиклинория, о чем говорит наличие зилаирской серии в автохтонных Тирлянской и Юрюзанской мульдах и в восточной части Уфимского амфитеатра, а также фациальный переход к западу в известняки на периклинальном замыкании Башкирского антиклинория. К северу от южной оконечности Бардымского покрова зилаирская серия на западном склоне Урала не прослеживается; ее аналоги отмечаются на восточном склоне Урала и к северу, вплоть до Алапаевского района. Характер структур южной, широкой части синклиория меняется вкострости: западное крыло осложнено открытыми складками с кливажом разлома, падающим к востоку, и надвигами западной вергентности; породы не метаморфизованы. Местами надвиги выводят к поверхности

девонские кремни и кварциты основания прогиба, ошибочно описанные М.А. Камалетдиновым [1974] как клиппы.

В восточном крыле метаморфизм повышается до хлоритовой ступени зеленосланцевой фации; кливаж проникающий, вергентность осложняющих структур восточная. Предполагается аллохтонный характер Зилаирского синклиория [Alvarez-Marrón et al., 2000], причем поверхность надвигания совпадает с подошвой зилаирской серии лишь в районе сс. Старосубхангулово и Тимирова, где она выражена мощной зоной скалывания в известняках (илл. 22а, б). В других местах эта зона рассланцевания, возможно, развита ниже, в девонских известняках, и могла быть активной во время накопления флиша; в этом случае прогиб следует отнести к категории «piggyback basins» (дословно, впадины, едущие «на закорках» — как автомобиль на железнодорожной платформе) [Ori, Friend, 1994].

В осевой части Зилаирского синклиория расположены два шарьяжа; подошвы этих аллохтонов подчеркивают синформную структуру всего синклиория: это упомянутые выше Сакмарский и Кракинский аллохтоны (рис. 88 и 90).

Эти аллохтоны заслуживают более подробного описания.

Тектоника **Сакмарского аллохтона** описана с мобилистских позиций в целом ряде работ [Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976; Формации ..., 1978; Иванов, Пучков, 1984; Кориневский, 1989; Рязанцев и др., 2005, 2008 и др.]. Введенное нами в 80-х годах изучение конодонтов дало много нового для детализации представлений о тектонике этого необычайно сложного района, хотя и до сих пор нет-нет да и вспыхивают споры по тем или иным вопросам. Так, например, А.В. Рязанцевым с соавторами оспаривались наши находки верхнекембрийских конодонтов близ ст. Рысаево [Пучков, 2000] и девонских конодонтов — в губерлинской свите [Иванов, Пучков, 1984], однако в дальнейшем они были признаны. До сих пор нет полной ясности в вопросе о полной стратиграфии губерлинской свиты (губерлинский тип отложений на рис. 89)

К рис. 89. Условные обозначения: 1 — рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения, 2 — флишеидные терригенные и терригенно-карбонатные отложения (D_3-C_1), 3 — кремнистый конденсированный разрез (D_{1-3}), 4 — базальтоидные с микститовыми горизонтами толщи девона (D_{1-2}), 5 — кремнисто-черносланцевые отложения сакмарской свиты силура (S_2), 6 — туфогенно-кремнистые отложения кураганской свиты (O) и вулканогенно-туфогенные губерлинского типа (O_{2-3} и D_{1-2}), 7 — вулканогенный смешанного состава комплекс, баулусская (O_2) и блявинская (S_1) свиты, 8 — терригенные аркозовые отложения кидрясовской свиты (O_1t), 9 — микститовая толща: серпентинитовые меланжи, офиолитокластовые микститы, терригенный меланж и олистостромы, последние — франского возраста, 10 — метаморфические комплексы зоны Уралтау, 11 — диориты (O_3), 12 — разрывные нарушения, 13 — места находок конодонтов и их номера. Буквами в кружках обозначены синформы: Б — Блявинская, У — Утягуловская, Х — Хмелевская

To fig. 89. Symbols: 1 — Mesozoic and Cenozoic loose sediments, 2 — Upper Devonian and Lower Carboniferous flyschoid terrigenous and terrigenous-carbonate rocks (D_3-C_1), 3 — Devonian condensed cherty section (D_{1-3}), 4 — Lower and Middle Devonian basalts and mixtite units (D_{1-2}), 5 — Lower Silurian — Lochkovian chert and black shale of the Sakmara Formation (S_2), 6 — Ordovician cherty-tuffaceous rocks of the Kuragan Formation (O) and Middle–Upper Ordovician volcanic and tuffaceous rocks of the Guberlyya type (O_{2-3} and D_{1-2}), 7 — volcanic rocks of the Upper Ordovician Baulus Formation (O_2) and the Lower Silurian Blyava Formation (S_1), 8 — Tremadocian arkosic sandstone of the Kidryasovo Formation (O_1t), 9 — Mixtites: serpentinite melange, ophioclastic mixtite, olistostrome with cherty fragments; the olistostrome has a Frasnian age, 10 — metamorphic complexes of the Uraltau Zone, 11 — Late Ordovician diorite, 12 — faults, 13 — occurrences of conodonts and their number. Synforms (letters in the figure): Б — Blyava, У — Utyagulovo, Х — Khmelevka

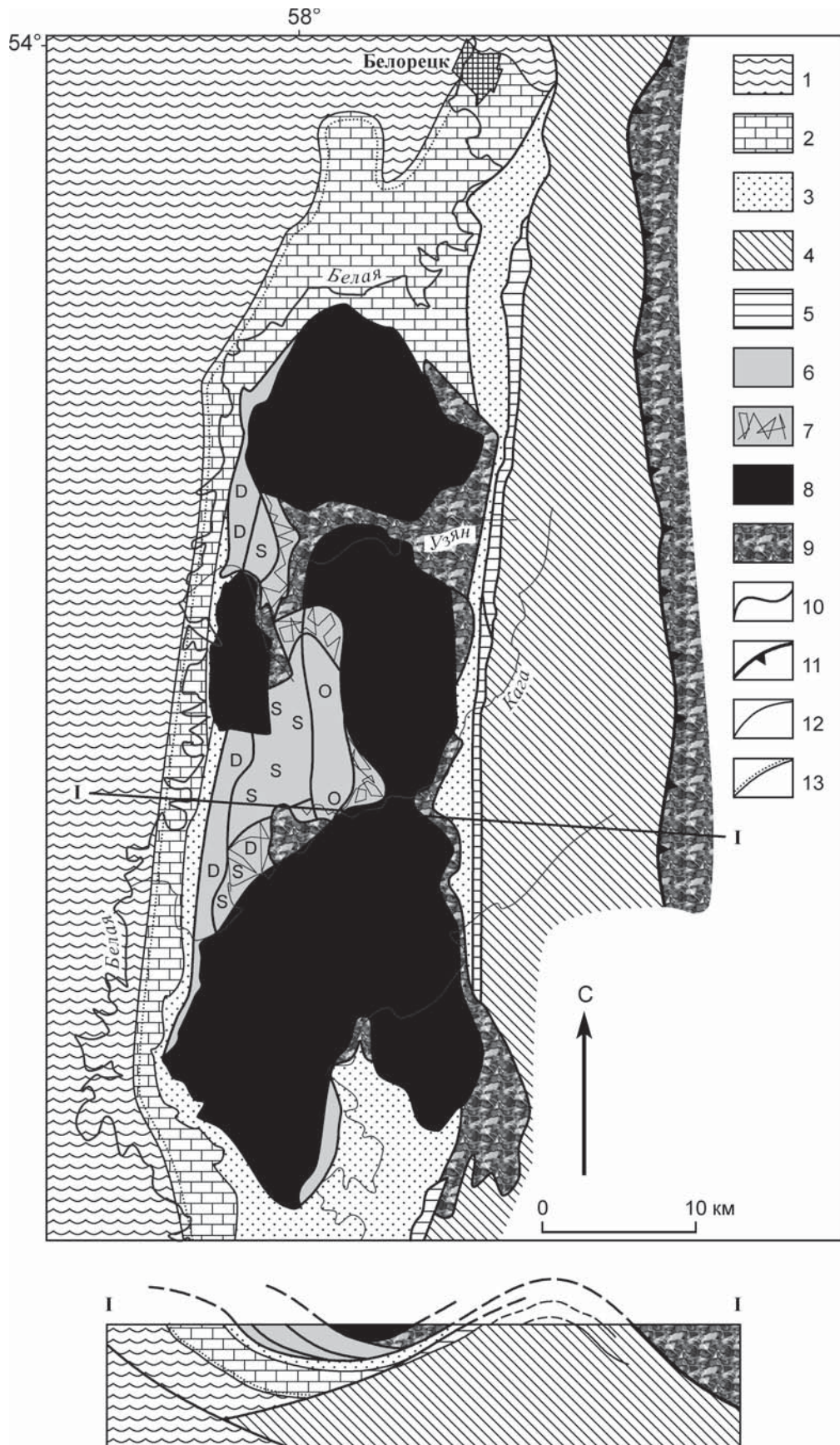


Рис. 90. Тектоническая схема района массивов Крака [Puchkov, 2002b]

Fig. 90. The tectonic scheme of the Kraka area [Puchkov, 2002b]

и существовании Губерлинской островной дуги. По последним данным [Рязанцев и др., 2008], признаки дуги ограничиваются преимущественно присутствием колчеданоносных задуговых вулканитов среднего — верхнего ордовика.

Покровы Сакмарского аллохтона и комплексы Уралтау образуют сопряженные синформу и антиформу, причем синформное строение северного «языка» Сакмарского аллохтона подтверждено сейсмическим профилем (неопубликованные данные ООО «Башнефтегеофизика»).

В районе нами выделяются следующие тектонические единицы (рис. 88, 89):

1. Параавтохтон, представленный (сверху вниз и с запада на восток) верхнепермской молассой, нижнекаменноугольно-пермским флишем и фаменским флишем зилаирской свиты. Фаменский, каменноугольный и ассельско-артинский флиш, распространявшиеся к западу вследствие проградации глубоководного флишевого прогиба, подстилаются ордовикско-девонскими шельфовыми отложениями.

2. Нижняя тектоническая единица (уралтауский комплекс) представлена суваянжской зеленосланцевой серией кварцитов, сланцев и кремней (главным образом палеозойские глубоководные осадки края континента) и максютовским НР-ЛТ метаморфическим комплексом (в основном палеозойские океанические осадки и вулканиты, находящиеся в сложных тектонических соотношениях с кварцито-аркозовыми толщами неясного возраста). В южной части комплекса (Эбетинская антиформа) присутствуют также блоки докембрийского фундамента, принадлежащие тиманидам [Самыгин и др., 2005, 2007]. Докембрийские пластины могут присутствовать также и в суваянжском и максютовском комплексах, однако их наличие не доказано.

3. Средняя аллохтонная единица тектонических пластин сложена в низах кембрийско?-нижнеордовикскими рифтовыми комплексами кидрясовской, хмелевской, колнабукской свит (конгломераты, субшелочные базальты, кварцевые и полимиктовые песчаники). Они перекрыты нижнеордовикско-девонским батияльным комплексом, представленным сланцами, кремнями, известняками, олистострома-

ми. Зилаирский флиш, вовлеченный в аллохтоны средней тектонической единицы, включен на схеме (рис. 88) в состав батияльного комплекса и специально не выделен. Не исключено, что толща туфов (губерлинская свита, или серия), в которой, по последним данным А.В. Рязанцева, содержатся и ордовикские, и девонские туфы, туфопесчаники и кремни, представляет собой самостоятельную пластину, перекрывающую батияльные комплексы (напомним, что в свое время мы [Иванов, Пучков, 1984] выделяли туфовую толщу в самостоятельный тип разреза). В этом случае губерлинская толща (вместе с кураганской) и ее казахстанский аналог — косистекская — могут представлять собою самостоятельную пластину, лежащую, согласно рис. 89, на батияльных комплексах и перекрытую пластинами с океаническими комплексами. Однако предстоит еще исключить возможность переотложенного характера ордовикских конодонтов в девонских кремнях.

Непосредственно под верхней тектонической единицей А.В. Рязанцев и А.А. Белова выделяют рысаевскую олистострому верхнедевонского возраста, с олистоплаками девонских вулканогенных пород чанчарской и ишмуратовской свит, известняков и базальтов нижнего и верхнего кембрия, долеритов, габброидов, кремней в возрастном интервале от раннего до позднего девона, в туфогенно-осадочном матриксе, местами переходящую в терригенный меланж.

4. Верхняя аллохтонная единица тектонических пластин отделена от средней серпентинитовым меланжем. Ее слагают ордовикско-нижнедевонские океанические и островодужные (?) базальт-андезит-риолитовые комплексы (баулусская O_3 и блявинская или дергаишская S_{II} свиты) и кремнисто-базальтовые — нижнего — среднего девона (ишмуратовская толща), стратиграфически разделенные конденсированной толщей граптолитовых сланцев силура — низов девона (сакмарская свита, черносланцевый океанический чехол). Эти толщи слагают Утягуловскую, Блявинскую и Хмелевскую синформы. На юге, в казахстанской части района, этому тектоническому уровню отвечает пластина, сложенная базальтами и кремнями сугралинской свиты ордовика.

К рис. 90. Условные обозначения: 1–3 — параавтохтон: 1 — докембрийский фундамент, 2 — ордовикско-франские шельфовые отложения, 3 — фаменский (зилаирский) граувакковый флиш; 4–9 — аллохтоны: 4–5 — нижняя единица: 4 — ордовикско-живетский комплекс глубоководных (абиссальных) отложений суваянжского комплекса, 5 — франские кремни (ибрагимовская свита); 6–7 — средняя единица: 6 — подкракинский абиссальный комплекс, находки фауны; О — ордовикской, S — силурийской, D — девонской, 7 — интенсивно тектонизированные зоны; 8–9 — верхняя единица: 8 — кракинский гипербазитовый комплекс, 9 — серпентинитовый меланж с блоками вулканитов, кремней и (изредка) известняков, содержащими редкие находки силурийской и девонской фауны; 10–13 — геологические границы: 10 — надвиги, 11 — ГУР, 12 — нормальные стратиграфические контакты, 13 — контакт с угловым несогласием

To fig. 90. Symbols: 1–3 — Parautochthon: 1 — Precambrian basement, 2 — Ordovician to Frasnian shelf deposits, 3 — Famennian (Zilair) greywacke flysch; 4–9 — Allochthons: 4–5 — Lower unit: 4 — Ordovician to Givetian Suvanyak abyssal complex, 5 — Frasnian Ibragimovo cherts; 6–7 — Middle unit: 6 — Sub-Kraka abyssal complex; Fauna occurrences: O — Ordovician, S — Silurian, D — Devonian, 7 — Imbricated zones within the sub-Kraka complex; 8–9 — the Upper unit: 8 — Kraka ultramafic massifs, 9 — Serpentinitic mélange with blocks of volcanics, cherts and (rare) limestones, eventually with Silurian and Devonian fauna; 10–13 — geological boundaries: 10 — thrusts, 11 — MUF (Main Uralian fault), 12 — normal stratigraphic contact, 13 — contact with angular unconformity

Особое, наиболее высокое место в верхней тектонической единице занимают верхние пластины — массивы ультрабазитов и габбро (Кемпирсайский, Хабарнинский).

Было бы неплохо предварительно наметить сценарий, по которому формировался этот многоярусный пакет тектонических пластин, смятый в складки (мы вернемся к этому вопросу в разделе, посвященном геодинамике коллизионных процессов). Первопричиной возникновения этого пакета пластин была субдукция океанической коры позднедевонского времени, которая, как мы увидим позже, была направлена от континента, что в конечном счете привело к столкновению континентальной окраины с островной дугой. Вхождение края континентальной плиты в зону субдукции вызвало заклинивание последней и эксгумацию эклогит-глаукофансланцевого комплекса, который был тектонически совмещен с бативальной (или абиссальной) суваянской серией, лежащей на докембрийском кристаллическом фундаменте (так образовалась нижняя тектоническая единица). Механизм эксгумации (выведения на поверхность) высокобарических метаморфитов достаточно загадочен; попытки прояснить его в применении к Уралу делались неоднократно [Пучков, 1996а; Chemenda et al., 1997]. Позже этот вопрос более подробно обсуждался в [Пучков, 2000].

Продолжение надвигания островной дуги на континент вызвало образование мощного аккреционного комплекса, поднятого в виде амагматической дуги — кордильеры, которая служила источником флиша и олистостромов по ее обе стороны. С этого времени формирование пакета покровов подчиняется иному механизму, описанному теорией деформационного клина (см. выше).

Накопление флишево-олистостромовой толщи на бативальных комплексах континентальной окраины прекратилось в результате шарьирования на нее преддуговых комплексов девонской островной дуги, с образованием верхней тектонической единицы, в которой самое высокое положение занимали пластины мантии (Кемпирсайский и Хабарнинский массивы).

Дальнейшая деформация сопровождалась образованием зоны срыва на границе бативальных комплексов и фундамента и перемещением пакета пластин средней и верхней единицы на шельф, перекрытый дистальным флишем. Деформация форланда (параавтохтона) проходила по сценарию деформационного клина (см. выше), с образованием структур «тонкокожей тектоники» в шельфовых отложениях и перекрывавшем их флише.

В тылу деформационного клина, по мере эрозии пакета шарьяжей, возникли условия для продолжения деформаций, что выразилось в образовании антиформы и синформы; последняя, возможно, осложнялась образованием опрокинутой складки пакета шарьяжей, как это показано на геологичес-

ком разрезе, рис. 89. При этом происходило также пододвигание комплексов антиформы под синформу, что хорошо видно на сейсмических профилях через Уралтау, включая УРСЕЙС (рис. 99).

Отметим, что в этом сценарии для верхней, средней единиц и структур форланда сохраняется общая закономерность: более высокие покровы и надвиги образовывались раньше более низких. Однако самая нижняя тектоническая единица, находящаяся в тылу пакета покровов и связанная со своим, особым механизмом эксгумации максютовского комплекса, образовалась первой: как видно из рис. 88, средняя и верхняя единицы тектонически перекрывают ее.

Кракинские покровы (рис. 90) построены более просто и являют собой учебный пример шарьяжной структуры. Пожалуй, первой обоснованно заявила о шарьяжной природе кракинских массивов Т.Т. Казанцева, участвовавшая в геологосъемочных работах на этой территории и защитившая на эту тему кандидатскую диссертацию. Представленные ею материалы были затем использованы в обзорной работе М.А. Камалетдинова [1974]. Существенное дополнение в геологию кракинских покровов было позже внесено автором [Пучков, 1995], выделившим из подкраинского меланжа толщу глубоководных (возможно, абиссальных) отложений, включавшую ордовикские, силурийские и девонские отложения. Последующее изучение этой толщи стратиграфами ИГ УНЦ РАН (О.В. Артюшковой, Р.Р. Якуповым и Т.М. Мавринской) подтвердило и детализировало этот вывод.

В параавтохтоне, лежащем в основании кракинских пластин, выделяются: докембрийский фундамент, перекрытый ордовикско-франскими шельфовыми отложениями, представленными карбонатами с прослоями и пачками кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Разрез параавтохтона завершается фаменским (зилаирским) граувакковым флишем. Все эти толщи прекрасно обнажены в районе с. Кага. Среди аллотонных комплексов выделяются, как и в Сакмарской зоне, нижняя, средняя и верхняя единицы. Нижняя единица представлена ордовикско-живетским комплексом глубоководных (абиссальных?) отложений суваянской серии (кварцевые песчаники, алевролиты, сланцы, редкие кремни), образующих Уралтаускую антиформу. Несколько южнее в этой антиформе появляется и максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс. Суваянская серия перекрыта франскими кремнями (ибрагимовский горизонт), а те в свою очередь — фаменским флишем зилаирской свиты. Тектоническая обособленность нижней единицы от параавтохтона подтверждается наблюдениями на северном периклинальном замыкании Кракинской синформы, где между палеозойскими разрезами столь контрастной литологии (шельфовыми и глубоководными)

не наблюдается переходных фаций, и они разделены разломом. Как уже отмечено, нижняя единица образует отчетливо выраженную антиформу, в которой нередко устанавливается пологий изгиб поверхностей интенсивного расщепления (но не слоистости). При этом на профиле УРСЕЙС (рис. 99 и разрез на рис. 90) устанавливается пододвигание нижней тектонической единицы под параавтохтон.

Как и в Сакмарской зоне, параавтохтон и нижняя (наиболее древняя) тектоническая единица перекрываются пакетом шарьяжей деформационного клина. Средняя единица представлена подкракинским комплексом глубоководных (абиссальных) отложений — толщей кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев (с абсолютным отсутствием известняков), датированных пелагической фауной: граптолитами, конодонтами и хитинозоями ордовика, силура и девона. Верхняя единица представлена кракинским дунит-лерцолит-гарцбургитовым комплексом, с незначительным присутствием габброидов, пироксенитов и гранатовых пироксенитов. В основании верхней единицы присутствует серпентинитовый меланж с блоками вулканитов, кремней и (изредка) известняков, содержащих редкие находки силурийской и девонской фауны. В одном из обнажений (с. Магадеево) наряду с нарядом серпентинитовым меланжем залегает олистострома, состоящая из обломков пород средней тектонической единицы.

Двойственное положение на границе Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазон занимает *Башкирский антиклинорий* (илл. 5, рис. 84, 87), имеющий противоречивые структурные характеристики. Ядро антиклинория, или мегантиклинория, как его нередко называют по причине наличия в нем структурных единиц нескольких порядков, сложено в основном мощными терригенно-карбонатными сериями рифея и венда, описанными в разделе «Экстерниды тиманид... Стратиграфия рифея и венда». Основание этого разреза четко проявляется только на Тараташском поднятии, где нижний рифей с размывом, полимиктовыми конгломератами и угловым несогласием лежит на архейских метаморфических комплексах. Крылья антиклинория сложены вендскими и палеозойскими отложениями. Разрез последних начинается на востоке с ордовика, на западе с силура или девона. Такая разница в возрасте перекрывающих отложений объясняется обычным увеличением полноты разреза шельфа на краю континента по направлению к океанической впадине. В восточных разрезах антиклинория ордовик лежит на рифее с размывом и угловым несогласием; к западу глубина размыва докембрия уменьшается, угловое несогласие исчезает, а ордовик и затем силур выпадают из разреза, так что на венд ложится сразу такатинская свита эмса (см. выше, раздел «тиманиды», илл. 8, 9). В раннем рифее территория запад-

ной части антиклинория была структурно связана с КБА платформы, имевшим север-северо-западное простирание, и испытала глубокое погружение (до 15 км). На профиле УРСЕЙС-95 (рис. 98) под осевой частью авлакогена виден Макаровский разлом, смещающий поверхность МОХО, а в самом авлакогене заметен раздвиг мощностей рифейских отложений. Западный край авлакогена, плавно переходивший в перикратон, захвачен палеозойскими надвигами уралид. В восточных же районах палеозойского Башкирского антиклинория докембрийские осадочные толщи были смяты, метаморфизованы и подвержены размыву первоначально уже в вендское время, с образованием древнего антиклинория тиманид, одним из наиболее изученных элементов которого является Белорецкий термальный купол. Одновременно с этим западнее происходило образование краевого прогиба, заполнившегося вендской молассой.

Новый цикл погружения начался в ордовике; в течение палеозоя накопилась толща мелководных осадков мощностью до 4 км, частично сохранившихся до настоящего времени в Юрюзанской и Тирлянской синклиналях. В позднем палеозое все осадочные толщи (а протерозойские в восточных районах — повторно) были смяты в складки, перемещены по надвигам в западном направлении и сильно размывы. Наиболее известные и крупные надвиги — Ташлинский, Алатауский, Зильмердакский — имеют восточное падение. Предполагается, что на глубине они выколаживаются, сливаясь в одну пологую поверхность срыва, или детачмента (рис. 84, 98) [Brown et al., 1997; Пучков и др., 1998; Giese et al., 1999].

Интересные результаты получены в результате комплексного изучения постдиагенетических изменений пород Башкирского антиклинория, проведенного совместно с немецкими учеными. Интенсивность палеозойских постдиагенетических изменений в породах большей части антиклинория очень невелика: в древних породах сохраняются докембрийские Ar-Ag соотношения, а это означает, что в палеозое эти породы не нагревались выше 200–250°C [Glasmacher et al., 1999]. Степень доордовикских постдиагенетических изменений рифейско-вендских пород к западу от белорецкого метаморфического комплекса связана, в основном, с их стратиграфическим положением, т.е. мы имеем здесь довольно чистый пример метаморфизма погружения. В то же время, кливаж разлома, развитый на западе, сменяется проникающим кливажом на востоке, а интенсивность разогрева, судя по индексу окраски конодонтов и кристалличности иллита и хлорита в палеозойских породах на крыльях антиклинория, увеличивается в восточном направлении, несколько повышаясь дополнительно вблизи разломов. Особенно резко, скачкообразно деформации и метаморфизм (до зеленосланцевой

фации включительно) увеличиваются в окружении Кракинского массива, что, вероятно, связано с большой первичной толщиной палеозойских аллохтонных масс, впоследствии в значительной мере эродированных [Matenaar et al., 1999].

Итак, с одной стороны, Башкирский антиклинорий — это область, в которой на поверхность выходят докембрийские отложения, и по этому признаку антиклинорий мог бы относиться к следующей к востоку, Центрально-Уральской мегазоне. Однако в западной части антиклинория палеозойские отложения залегают на докембрийских без углового несогласия (см. рис. 4), деформированы с ними однократно и совместно, метаморфизм связан с мощностью вышележащего стратиграфического разреза; складчатый, кристаллический фундамент здесь архейско-раннепротерозойский; залегают он преимущественно на большой глубине — 13 и более километров. На востоке же первая складчатость и метаморфизм фундамента имеют позднепротерозойский возраст, а в палеозое метаморфизм определяется надвиганием аллохтонных масс. В связи с вышесказанным, западную часть Башкирского антиклинория в принципе можно относить к Западно-Уральской мегазоне, а восточную — к Центрально-Уральской.

Надо отметить, что азимутального несогласия между структурами тиманид и уралид на юге Урала не наблюдается: уже в начале среднего рифея, в момент образования машакской свиты, а вполне возможно и раньше, простирание вулканогенной рифтовой структуры совпадает с простиранием значительно более поздних уралид. Это может свидетельствовать о примерном времени заложения пассивной континентальной окраины к востоку от рассматриваемого района (средний рифей?).

По мере движения к северу, простирания тиманид и уралид все больше отличаются; соответственно, конфигурация структур уралид все в большей степени приобретает нелинейные черты; на Полярном Урале возникают поперечные структуры тектонической интерференции, изолированные поднятия с докембрийскими комплексами в ядрах и палеозойскими отложениями, залегающими на крыльях с угловым несогласием (Енгане-Пе, Манитаньрд, Оченьрд). В этой связи следует обратить внимание на следующие положения [Puchkov et al., 2004], развивающие представления о природе нарушений линейности структур Урала, высказанные в работах А.С. Перфильева [1968] и его предшественников.

Тот факт, что структура Уральского форланда испытывает значительные изменения вдоль простирания Урала, является результатом различной реакции пассивной окраины Восточно-Европейского континента на коллизионные процессы.

Важнейшими факторами, которые контролировали процесс деформации, являлись следующие:

1. Структуры кристаллического фундамента, имеющие отличные от уральского простирания, наследованные авлакогенами («доуральский структурный стиль»). Наибольшие различия в «стиле» по возрасту и интенсивности проявления отмечаются между северной и южной частями пассивной окраины Восточно-Европейского континента, предшествовавшей Уралу.

2. Разный возраст литосферы и разные ее свойства под западным склоном Урала (принадлежность южной части к более стабильной и прочной категории: кратону).

3. Мощность осадочного чехла, перекрывающего кристаллический фундамент, большая на севере и меньшая на юге Урала (кроме Прикаспийской впадины).

4. Изломанные очертания (абрис) континентальной окраины и рисунок ордовикских рифтовых разломов — «уральский структурный стиль».

«Уральский» и «доуральский» структурные стили взаимодействовали в деформационных процессах, выражаясь в изменениях характера результирующих деформаций вдоль простирания Урала.

Одним из ярких проявлений такого изменения на Среднем Урале является резкий изгиб простираний складчатых структур как уралид, так и подстилающих их тиманид, получивший название Уфимского амфитеатра [Смирнов, 1956].

А.П. Карпинский [1939] считал, что этот изгиб вызван наличием подземного выступа докембрийского фундамента Русской платформы — Уфимского горста, служившего упором складкообразовательных движений, шедших с востока.

Согласно Н.С. Шатскому [1946] (см. [Шатский, 1964]), Уфимский амфитеатр располагается в пределах наиболее выдвинутой и поднятой восточной части Волго-Уральского свода, представляющей здесь поперечное к Уралу поднятие.

Г.Н. Фредерикс [1932], придавая большое значение шарьяжным структурам, предполагал, что амфитеатр обязан своим происхождением антиклинальному поднятию всей области, на котором тектонические покровы, сложенные более древними палеозойскими породами, были смыты, в результате чего были обнажены лежащие под ними артинские осадки. В дальнейшем эта точка зрения была принята лишь частично, тогда как представление А.П. Карпинского о жестком выступе получило полное подтверждение.

Перед острым выступом амфитеатра, справедливо рассматриваемым в орогенической структуре Урала в качестве индентора, наблюдается структурный пережим, в частности, купольная Ильменогорско-Сысертская структура приобретает вид гантели; к северу от него ГУР осложняется левосторонним сдвигом (Дегтярский, описанный еще Ю.А. Кузнецовым в 1941 г.), а к югу — правосторонним [Hetzl, Glodny, 2002]. Интенсивные позднепалеозойские

деформации и метаморфизм испытало расположенное на острие этого выступа *Уфалейское поднятие*, в составе которого рядом исследователей предполагается наличие протерозойского комплекса [Коротеев и др., 2009]. Согласно другим исследователям, все надежные определения абсолютного возраста в Уфалейском поднятии дают поздний палеозой, и метаморфизм здесь связан с позднеколлизийными процессами [Echtler et al., 1997]. Недавно проведенные изотопные Sm-Nd исследования говорят не только о каменноугольном возрасте Уфалейского гранитного массива, но и в пользу палеозойского возраста и островодужного характера субстрата этого массива [Ронкин и др., 2006г]. Особенности деформационного поля внутренней части Уфимского амфитеатра обусловили его относительную приподнятость: только здесь в Предуральском краевом прогибе отсутствуют верхнепермские и большая часть кунгурских отложений. И в то же время не случайно, что, несмотря на приподнятость этой структуры, здесь присутствуют бескорневые аллохтоны, сложенные, как и в Зилаирской синформе, батиальными и океаническими/островодужными формациями.

Бардымско-Нязепетровский аллохтон заслуживает специального рассмотрения как структура, где можно наблюдать стадийное развитие покровной тектоники, когда первоначально образовавшиеся шарьяжи участвуют в более поздних «тонкокожих» складчато-надвиговых деформациях.

Заново анализируя предшествующие публикации [Камалетдинов, 1974; Пучков, Иванов, 1982; Живкович, Чехович, 1985] и большой неопубликованный материал, мы пришли к выводу, что в Бардымско-Нязепетровском районе развиты следующие главные разноформационные тектонические комплексы (илл. 21, рис. 91) [Жилин, Пучков, 2009].

1. Автохтонно-параавтохтонный, представленный ордовикско-каменноугольными терригенно-карбонатными мелководными шельфовыми отложениями, залегающими на протерозойском фундаменте. В низах залегают грабенные грубо-терригенные формации с эффузивами (нижнесергинская, козинская и др. свиты); в верхах — фаменско-турнейский флиш зилаирской свиты, развитый только в юго-восточной части района, и среднекаменноугольный флиш азамской свиты, широко представленный во всей его западной части.

2. Нижний аллохтонный, слагающий Бардымский, или Нижнесергинский, тектонический покров и представленный глубоководными терригенными, терригенно-кремнистыми, конденсированными кремнистыми, редко кремнисто-карбонатными отложениями среднеордовикско-франского возраста, с базальтоидами и их туфами, развитыми вблизи основания разреза и локально, в районе г. Нижние Серги — среди терригенных флишеподобных отложений нижнего — среднего девона, сложенных пе-

реслаиванием кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов аптечногорской свиты. В палеогеографическом плане комплекс принадлежит континентальному склону. На юге и на севере от Нижнесергинского покрова этот комплекс представлен двумя малыми клиппами: Маяктауским и Киргизанским соответственно.

Стратиграфия нижнего аллохтона была существенно усовершенствована благодаря изучению конодонтов в 80-х гг. прошлого столетия [Пучков, Иванов, 1982]. Соотношение тектонических пластин и мелководных фаций автохтона со структурами нижнего аллохтона детально рассмотрено в работе [Живкович, Чехович, 1985].

3. Верхний, нязепетровский аллохтонный комплекс, сложенный ордовикско-раннесилурийской базальтовой, силурийско-раннедевонской базальт-андезит-базальтовой, раннедевонской (?) трахибазальт-трахитовой вулканогенными, а также дунит-гарцбургитовой, дунит-клинопироксенитовой, габбро-диоритовой и габбро-сиенитовой магматическими формациями, в целом отвечающими Тагильской офиолитово-островодужной формационной последовательности. Особенно неясной была природа Суроямского массива в этой зоне: до сих пор бытует точка зрения о родстве этого массива с Вишневогорским, Булдымским и др. массивами ультраосновного щелочного карбонатитового комплекса. Нами, однако, показано, что Суроямский щелочной габбро-пироксенитовый массив с крупным месторождением титаномагнетита и апатита, расположенный в южной части Нязепетровской зоны, имеет аналоги в ПП Тагильской зоны, причем руды отличаются палладиево-платиновой специализацией, характерной для Качканарского и Волковского массивов. При этом, находясь среди пород тагильского типа, Суроямский массив отделен от вмещающих пород разломами, и вполне возможно, сам был надвинут на эти породы [Жилин, Пучков, 2009].

4. Орогенические комплексы, формировавшиеся параллельно деформациям рассматриваемого района: среднекаменноугольно-пермские отложения, преимущественно флиш и моласса.

Дополнительный свет на особенности тектоники нязепетровского комплекса и окружающих его структур проливает проблема расшифровки Михайловского сейсмического профиля, пройденного на западном склоне Среднего Урала в широтном направлении через северную оконечность Нязепетровского аллохтона (рис. 91). Уже при рассмотрении исходных сейсмических профилей, без наложенной расшифровки, бросается в глаза значительно большая дислоцированность верхних горизонтов осадочного палеозойско-верхнепротерозойского разреза по сравнению с нижними: структура последних параллельна практически недислоцированной границе основания палеозоя (венд/ордовик).

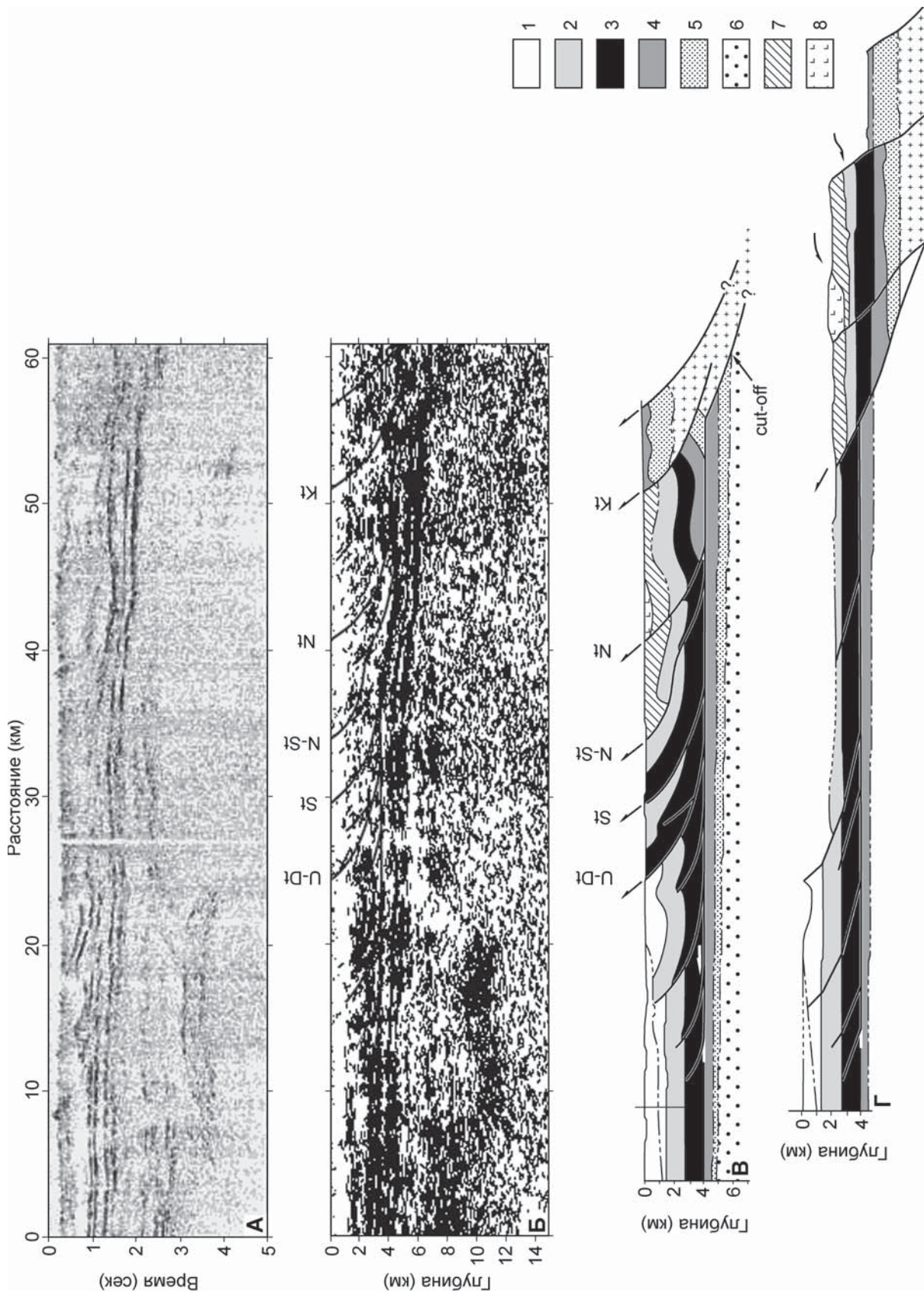


Рис. 91. Михайловский сейсмический профиль

Fig. 91. Mikhailovskiy seismic profile

Подобные структуры объясняются наличием субгоризонтальной зоны срыва, или детачмента, в основании серии тектонических пластин, ограниченных листрическими надвигами и возникавших последовательно, одна за другой, на фронте структуры надвигания, так что каждая нижележащая, более внешняя пластина надвига моложе предыдущей по времени деформации [Пучков и др., 1998]. Такая структура отвечает названию «тонкокожая», о чем уже говорилось выше. На восточном краю профиля наблюдается переход ее в «толстокожую» структуру: наблюдается рампа — перелом зоны срыва, которая к востоку от Коноваловского разлома становится значительно более крутой. Геологический разрез (рис. 91Б) [Brown et al., 2006a], построенный по данным геологической съемки и на основании расшифровки сейсмопрофиля, отвечает критериям, предъявляемым к так называемым сбалансированным разрезам. Такой разрез необязательно правилен, но должен отвечать одному требованию: он может быть реконструирован путем приведения тектонических пластин в их первоначальное положение. Такое восстановление позволяет рассчитать степень сжатия шельфовых структур (в данном случае она составляет не более 30% для сбалансированной части разреза). Однако в профиль (рис. 91В, исправленный вариант) закралась принципиальная погрешность, которую я, как соавтор цитируемой работы, к сожалению не смог предотвратить по техническим причинам. При построении этого профиля не было учтено, что аллохтоны нельзя вписать в сбалансированный разрез: они образовались раньше, и масштаб их перемещения значительно больше, чем было принято при первоначальной интерпретации (то же имеет место и в западной части профиля УРСЕЙС, но там это не вызвало существенных искажений при интерпретации).

В момент образования Бардымской и Нязепетровской пластин поверхность срыва находилась выше: не в ордовикских, а в девонских отложениях (эта поверхность вскрывается под аллохтоном пятью скважинами в районе пос. Нижние Серги на глубинах порядка 1000 м) (см. илл. 21), причем

ордовикско-девонские батиальные терригенно-кремнистые отложения лежат на карбонатных (шельфовых) среднедевонских. Положение и схемы скважин см. также в работе [Живкович, Чехович, 1985]. В плане мы видим, что шельфовые и связанные с ними рифтогенные фации ордовика — девона распространены не только западнее, но и повсюду вокруг батиальных и офиолитово-островодужных аллохтонов (илл. 21). Переходных фаций от шельфовых к батиальным не наблюдается. Последние, таким образом, слагают, вместе с океаническими, огромный клипп.

Вышесказанное означает, что материал, которым мы располагаем, позволяет предположить в этом районе многоэтапную деформацию (рис. 91Г). По времени она запаздывала относительно аналогичных деформаций Южного Урала. Деформации, сопровождавшие позднедевонскую коллизию Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента, практически не затронули рассматриваемую территорию: дистальный зилаирский флиш развит только в ее юго-восточной части, замещаясь к западу шельфовыми карбонатами. Поэтому мы считаем его принадлежащим параавтохтону.

В целом же устанавливается последовательность шарьирования, следующая обычной закономерности: **чем выше шарьяжная пластина, тем раньше она образовалась**. Такая последовательность событий описана, например, для Альп [Agard, Lemoine, 2005], для Памиро-Тяньшанской системы [Буртман, 2006]. Ее мы принимаем для средней и верхней тектонических единиц Сакмарского и Кракинского аллохтонов; образование нижней единицы подчинялось иным закономерностям (см. выше). Согласно же обсуждаемой здесь закономерности, последовательность шарьирования такова: **1.** Суроямский платиноносный массив надвинут на вулканиты Тагильской зоны позже раннего девона. **2.** Вулканиты Тагильской зоны надвинуты на батиальные комплексы Бардымской зоны позже франа (фран еще представлен батиальными осадками). **3.** Батиальные комплексы Бардымской зоны вместе с вышележащими пластинами надвинуты на шельф континента по субгоризонтальному

К рис. 91. А — немигрированный разрез Михайловского сейсмического профиля. Б — мигрированный разрез по профилю. В — сбалансированный геологический разрез по профилю. Г — реконструированный разрез по Михайловскому профилю [Brown et al., 2006a], с последующей корректировкой В.Н. Пучкова. Линия профиля показана под номером IV на илл. 17.

Условные обозначения: 1–6 — автохтон — параавтохтон: 1 — карбон — пермь, 2 — девон, 3 — средний ордовик — силур, 4 — нижний ордовик, 5 — венд, 6 — рифей; 7–8 — аллохтоны: 7 — Бардымский (ордовик — верхний девон), 8 — Нязепетровский (ордовик — нижний девон). U-Dt — Уфимско-Демидовский надвиг, St — Сергинский надвиг, N-St — Нижнесергинский надвиг, Nt — Нязепетровский надвиг, Kt — Коноваловский надвиг

To Fig. 91. A — Unmigrated Mikhailovsky seismic profile. Б — Migrated hand-drawn section. В — Balanced geological section along the profile. Г — Reconstructed section along the Mikhailovsky profile [Brown et al., 2006a], with the later corrections by V. Puchkov. The line of the profile is shown as IV in the Illustr. 17

Symbols: 1–6 — autochthon and paraautochthon: 1 — Carboniferous-Permian, 2 — Devonian, 3 — Middle Ordovician-Silurian, 4 — Lower Ordovician, 5 — Vendian, 6 — Riphean; 7–8 — allochthons: 7 — Bardym (Ordovician-Upper Devonian), 8 — Nyazepetrovsk (Ordovician-Lower Devonian). Faults: U-Dt — Ufimsk-Demidovsky fault; St — Serginsky thrust; N-St — Nizhneserginsky thrust; Nt — Nyazepetrovsk thrust; Kt — Konovalov thrust

тектоническому срыву в среднедевонских карбонатных отложениях в фамене или раннем карбоне (уровень срыва установлен бурением в среднедевонских известняках). 4. Вся призма тектонических покровов и шельфового аллохтона испытывала срыв на границе чехла и фундамента, с последовательным образованием листрических надвигов, продвигавшихся в западном направлении в среднем карбоне (это установлено в результате расшифровки Михайловского сейсмопрофиля и аналогичных профилей к северу от него).

Вместе с тем в Нязепетровском районе наблюдается некоторое запаздывание деформаций шельфа по сравнению с Южным Уралом.

Можно предполагать, что коллизионные процессы на континентальной окраине в пределах от Среднего до Полярного Урала начались не в девоне, как на юге, а в раннем карбоне. Близ-одновременно с шарьированием в более западной части Уфимского амфитеатра начинается образование флиша, а в более восточной, в пределах Уфалейского выступа — интенсивное тектоническое скучивание, метаморфизм и образование гранитов, датированное башкирским веком [Ронкин и др., 2006г]. На этом этапе, продолжавшемся и в пермское время, сформировалась система надвигов и сопряженных складок, связанная с более глубокой поверхностью срыва, проходившей вблизи границы чехол — фундамент.

Яркой чертой тектоники палеоконтинентального сектора Урала является сочетание поперечных поднятий и опусканий: Башкирского, Кваркушского, Ляпинского, Харбейского и др. антиклинорий, где Западно-Уральская мегазона сужается до минимума, и расположенных между сужениями ее расширенных участков, где и сосредоточены шарьяжи. Напротив широкой Лемвинской зоны (рис. 92), в средней части которой Центрально-Уральское поднятие вообще отсутствует, покровные тектони-

ческие структуры выражены чрезвычайно ярко. Еще одна покровная структура — Верхнепечорская [Пучков, 1979; Puchkov, 2002b] — расположена также закономерно: напротив сужения Ляпинского антиклинория. Одно связано с другим: на поднятиях развитие столь крупных тектонических покровов менее характерно, а последующая эрозия уничтожает их там в первую очередь.

К северу от Лемвинской зоны, в Западно-Уральской мегазоне на Полярном Урале поперечные структуры проявляются, помимо нарушения линейности, в наличии трех изолированных поднятий с докембрийскими комплексами в ядре и палеозойскими — на крыльях: Енганепейского, Манитаньрдского и Оченьрдского. Структура их довольно проста и резко контрастирует со структурой Лемвинской зоны.

Лемвинская зона тектонических покровов.

«Отцом» геологии Лемвинской зоны по праву следует считать К.Г. Войновского-Кригера, в годы Великой Отечественной войны покрывшего всю зону съемкой м-ба 1:200000. В 1953 г. он защитил на основе этих материалов докторскую диссертацию, где постулировал аллохтонную природу тектонических пластин, сложенных лемвинскими глубокоководными фациями. После длительного периода времени, когда покровный характер структур Лемвинской зоны отрицался местными геологами, с начала 70-х годов в Лемвинской зоне начал работать автор, который с самого начала принял точку зрения К.Г. Войновского-Кригера. Начатое автором изучение конодонтов позволило существенно уточнить стратиграфию зоны и сделать доказательства присутствия в ней шарьяжей еще более убедительными [Пучков, 1973б]. В вышедшей следом монографии [Камалетдинов, 1974], посвященной шарьяжам Урала, Лемвинской зоне было уделено 2 абзаца, что, конечно, непропорционально мало. Книга

К рис. 92. Условные обозначения: 1–3 — автохтон и параавтохтон: 1 — ордовикско-каменноугольные шельфовые отложения (главным образом, карбонаты; подчиненные песчаники), 2 — ордовикско-каменноугольные отложения внешнего шельфа: глинистые сланцы, известняки, песчаники, кремни (Западно-лемвинский фациальный тип), 3 — нижнепермский флиш и моласса Предуральского краевого прогиба; 4–8 — нижние аллохтоны: 4 — докембрийские вулканиты и метаморфические породы, 5 — Лемвинский габбро-гранитный массив вендского возраста, 6 — верхнекембрийско-нижеордовикские конгломераты, вулканиты и песчаники, 7 — батийские верхнеордовикско-нижекаменноугольные отложения (харотский и центрально-лемвинский фациальные типы), 8 — визейско-нижепермский граувакковый флиш остаточного глубокоководного прогиба, перекрывающий отложения харотского и центрально-лемвинского фациальных типов; 9 — средний аллохтон: абиссальные ордовикско-нижекаменноугольные отложения, подстилаемые кембрийско-ордовикскими грабеновыми фациями с эвапоритами; 10–13 — верхний аллохтон: 10 — ордовикско-девонские офиолитовые и островодужные вулканогенные и осадочные комплексы, метаморфические породы, в том числе глаукофановые сланцы, 11 — габбро, 12 — гипербазиты, 13 — девонские тоналиты; 14–16 — геологические границы: 14 — стратиграфические и интрузивные контакты, 15 — разломы, 16 — ГУР; 17 — глубокая скважина; I–I и II–II — линии геологических разрезов (внизу и на рис. 93–94)

To Fig. 92. Symbols: 1–3 — Autochthon and paraautochthon: 1 — Ordovician to Carboniferous shelf deposits (mainly limestone, subordinate sandstone), 2 — Ordovician to Carboniferous outer shelf to bathyal deposits: shale, limestone, sandstone, chert (Western Lemva facial type), 3 — Lower Permian flysch and molasse of the Preuralian foredeep; 4–8 — The lower allochthons: 4 — Precambrian volcanic and metamorphic rocks, 5 — Lemva gabbro-granite massif of Vendian age, 6 — Upper Cambrian to Lower Ordovician sandstone, conglomerate and volcanics, 7 — Bathyal to abyssal Lower Ordovician to Lower Carboniferous deposits (Kharota and Eastern Lemva facial types), 8 — Visean to Lower Permian greywacke flysch of the residual deep water trough in place of Kharota and Central Lemva type facies; 9 — The Middle allochthon: abyssal Ordovician to Lower Carboniferous deposits underlain by Cambrian to Ordovician rift deposits with evaporites; 10–13 — The Upper allochthon: 10 — Ordovician to Devonian ophiolitic and island arc volcanic and sedimentary complexes, metamorphic rocks, including glaucophane schist, 11 — gabbro, 12 — ultramafics, 13 — Devonian tonalites; 14–16 — Geological boundaries: 14 — Stratigraphic and intrusive contacts, 15 — faults, 16 — MUF; 17 — Lemva deep borehole; I–I and II–II — lines of geological sections (below and in the Figs. 93–94)

автора [Пучков, 1979] в значительной мере компенсировала этот пробел. Впоследствии ряд вопросов, связанных с подробным описанием зоны сочленения елецких (шельфовых) и лемвинских (батиальных) фаций был рассмотрен в кандидатской диссертации [Шишкин, 2003] и в обзорной статье [Puchkov, 2002b]. Здесь мы обратим внимание лишь на главные черты тектоники зоны, с учетом новых данных.

В структуре Лемвинской зоны можно выделить следующие элементы (рис. 92): **1.** Автохтон, представленный характерными кварцитами тельпосской

свиты в основании, перекрытыми мощным разрезом мелководных песчаников, известняков и доломитов внешнего шельфа; разрез завершается раннепермским флишем; **2.** Параавтохтон, разрез которого отличается от первого присутствием в среднем ордовике особых узловатых («петельчатых») известняков качамылькской свиты; в силуре — раннем карбоне, наряду с преобладающими кварцитопесчаниками и известняками, присутствуют глинистые и кремнистые сланцы. По фациальной принадлежности это отложения внешнего шельфа. **3.** Разрез текто-

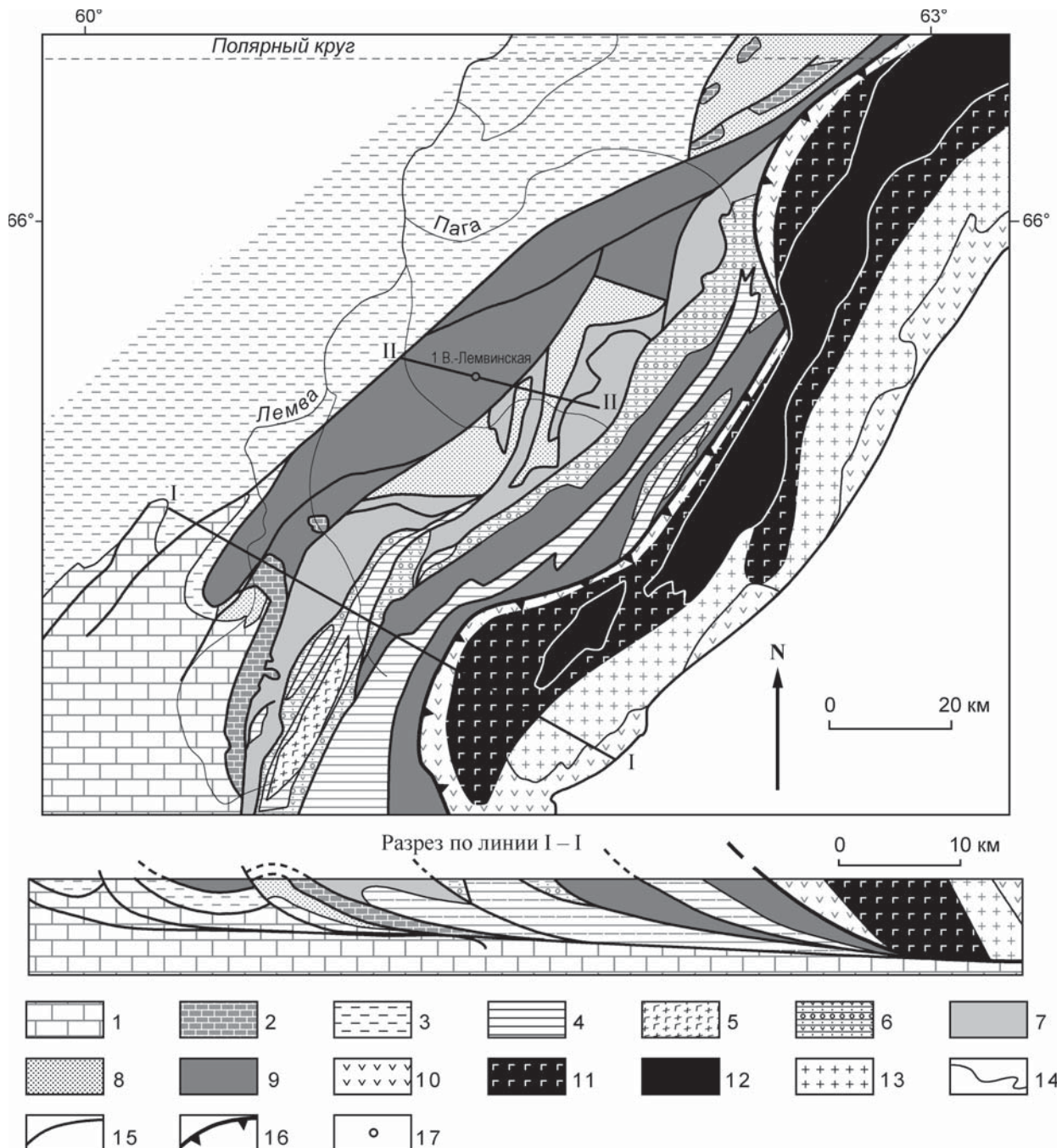


Рис. 92. Тектоническая схема южной части Лемвинской зоны (Полярный Урал) [Puchkov, 2002b], с изменениями

Fig. 92. Tectonic scheme of the southern part of Lemva area (Polar Urals) [Puchkov, 2002b], modified

нических пластин нижнего аллохтона представлен в низах мелководными песчаниками, конгломератами, мощной толщей глинистых сланцев и алевролитов (погурейская и грубеинская свиты); начиная с верхнего ордовика, в разрезе появляются кремнистые сланцы; верхний ордовик и силур представлены конденсированной пачкой углистых граптолитовых сланцев, с прослоями нервнослоистых известняков харотской свиты, нижний девон — относимым к той же свите переслаиванием глинистых сланцев и известняков, среди которых особо выделяется горизонт пражских «петельчатых» тентакулитовых известняков, известный в фациях лемвинского типа на всем Урале и Пай-Хое. Выше залегает эмско-среднедевонская толща кварцитопесчаников, алевролитов и глинистых сланцев (пагинская свита), в свою очередь сменяющаяся вверх по разрезу конденсированной пачкой кремней, глинистых сланцев и известняков верхнего девона — нижнего карбона (колокольненская или няньворгинская свита и воргашорская свита). Разрез завершается нижнекаменноугольно-нижнепермским граувакковым флишем (яйюская и кечьпельская свиты), образование которых связано с ростом орогена, поставившего терригенный материал для их образования. **4.** Разрез средней тектонической пластины отличается от разреза нижних пластин почти полным отсутствием известняков, что указывает на абиссальный характер осадков; на фоне мощных терригенных и вулканогенных отложений низов ордовика маломощные конденсированные пачки силура и девона в некоторых разрезах малозаметны. В верховьях р. Погурей они были выделены в черногорскую серию (O_2-D_3 fm) [Аристов, Руженцев, 2000]. Типовой разрез находится в ядре синформы на р. М. Надота. Бурение скважины 1-Восточно-Лемвинская, заложенной в породах этой пластины [Гудельман и др., 2009], показало, что низы этого разреза, представленные верхнекембрийско-ордовикскими толщами, ассоциируют с солями, вскрытыми на глубинах 2700–3000 м. Их генезис, по-видимому, связан с грабенами, полуизолированными от моря и возникшими на рифтовой стадии развития структуры в позднем кембрии — раннем ордовике. На глубине 3067 м вскрыты среднедевонско-франские отложения параавтохтона. **5.** Верхний аллохтон представлен в нижней части вулканогенными офиолитовыми и островодужными комплексами, а также метаморфическими породами, в том числе эклогит-глаукофановыми сланцами. Выше залегают габбро и гипербазиты основания офиолитового разреза, относящиеся к Войкаро-Сыньинскому офиолитовому массиву, и апогаббровые кристаллические сланцы Хордьюсского массива. По восточную сторону от массива прослеживаются лагортинский дайковый комплекс, ордовикско-девонские островодужные вулканы и огромный тоналитовый массив раннеэйфельского возраста.

Последовательность тектонических событий, приведших к образованию описанной покровной структуры, может быть описана следующим образом. В раннекаменноугольное время началась коллизия Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента. Произошла эксгумация эклогит-глаукофансланцевого комплекса. Начала расти аккреционная кордильера, поставившая в Лемвинскую зону полимиктовый материал грауваккового флиша. В тылу флишевого прогиба офиолитовый массив вместе в пододвинутом под него метаморфическим комплексом, образующие верхний аллохтон, во второй половине карбона соскребают с континентального края мощные абиссальные осадки среднего аллохтона, и они вместе с верхним аллохтоном перемещаются в сторону континента по верхней поверхности тектонического срыва, лежащей на уровне девонских отложений параавтохтона и автохтона. Рост мощности коры внутренних частей орогена, их упрочение и увеличение деформирующих напряжений, передававшихся на кору Лемвинской зоны, привели в раннепермское время к развитию «толстокожей» тектоники, возникновению нижней поверхности срыва уже на уровне фундамента, с последовательным образованием листрических надвигов (нижних аллохтонов), захватывавших внешний край Лемвинской зоны с лежащим на нем средним аллохтоном. Одновременно на западном краю зоны происходит образование Малонадотинской синформы (с переходом в Лимбикскую синклиналь автохтона), благодаря чему средний аллохтон сохранился.

Вышеуказанные авторы [Гудельман и др., 2009], описавшие скважину, дали тектоническую интерпретацию полученных сведений и построили сейсмогеологический разрез (рис. 93), на котором довольно ясно можно выделить параавтохтон, представленный разрезами елецкого типа, Западный покров Лемвинского типа, породы которого вскрыты нижней (483-метровой) частью скважины, и верхний, Грубеинский покров, представленный отложениями грубеинской и погурейской свит, с ранее неизвестной соленосной толщей в основании. Из представленного варианта геологического разреза следует, что сначала образовались складчато-надвиговые структуры параавтохтона, затем они были срезаны Западным покровом, а тот в свою очередь был срезан и перекрыт Грубеинским покровом. Однако такие взаимоотношения тектонических элементов нереальны. Весь опыт изучения покровных элементов форландов складчатых областей (см. выше) говорит о том, что в ходе надвигания интернид на экстерниды последовательность образования тектонических пластин обратна: самые верхние — самые древние.

К сожалению, мне не удалось ознакомиться с исходными сейсмическими материалами, поэтому предлагаемый мною альтернативный вариант (рис. 94) является сугубо концептуальным.

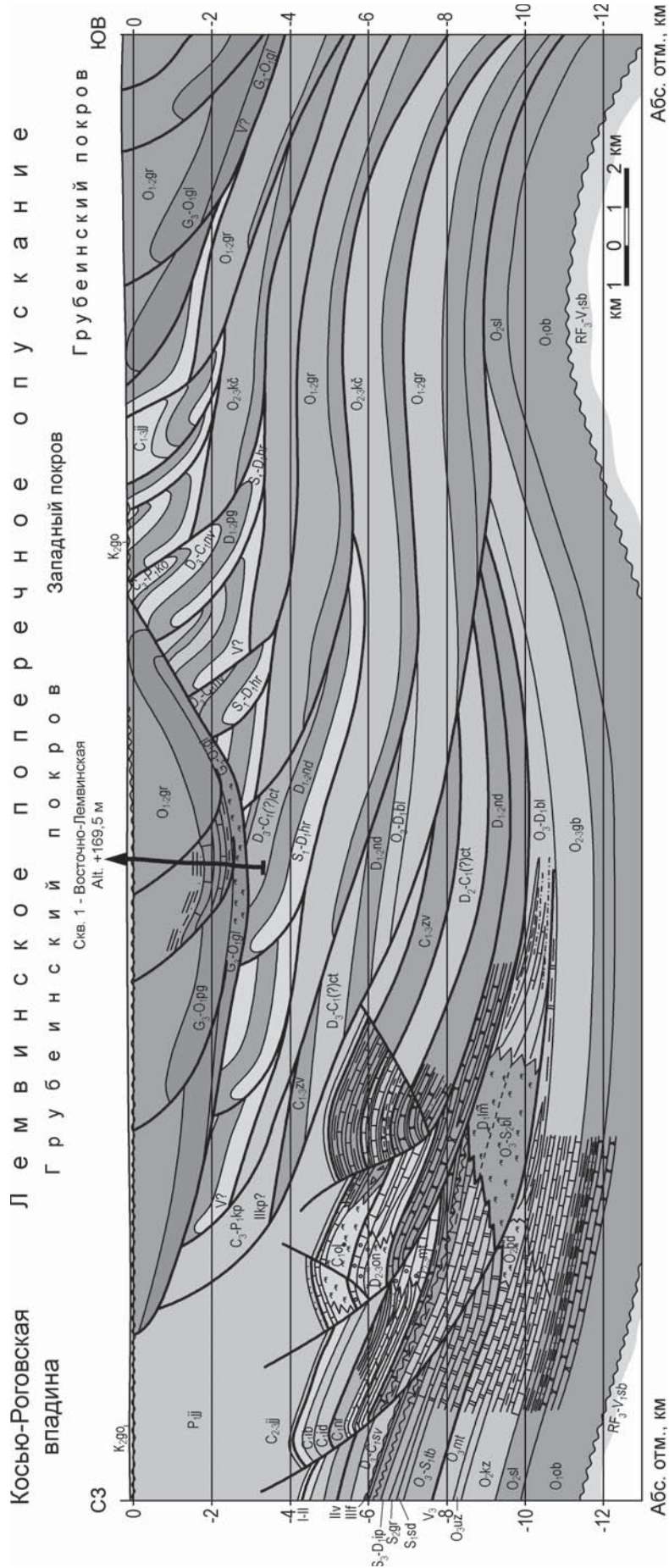


Рис. 93. Сейсмогеологический разрез через скв. 1-Восточно-Лемвинская [Гудельман и др., 2009]. Линия разреза показана на рис. 92

Fig. 93. Seismogeological section across the borehole 1-Eastern Lemva [Гудельман и др., 2009]. The position of the section is shown in the Fig. 92

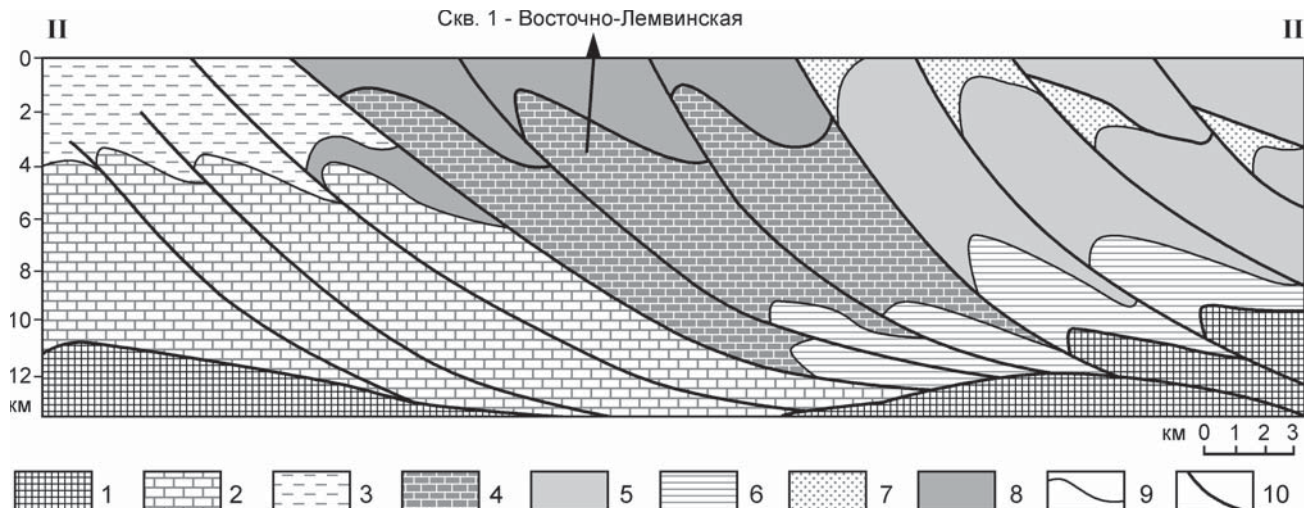


Рис. 94. Альтернативный разрез через скважину 1-Восточно-Лемвинская (положение разреза — на рис. 92).

Условные обозначения: 1 — фундамент. 2, 3 — параавтохтон, разрезы елецкого типа (внутренний шельф): 2 — ордовикско-каменноугольные отложения, преимущественно известняки и терригенно-олигомиктовые толщи; 3 — верхнекаменноугольно-пермские отложения кечпельской свиты, флиш. Параавтохтон, переходный тип разреза (внешний шельф): 4 — известняки, песчаники, кремни, кварциты силура — среднего карбона. Нижний покров: 5 — преимущественно глинистые и кремнистые сланцы, с подчиненными кварцитами и известняками силура — раннего карбона; 6 — преимущественно терригенные породы ордовика; 7 — флиш визейско-среднекаменноугольного возраста. Средний покров: 8 — терригенные толщи верхнего кембрия — ордовика, с эвапоритами в основании. 9 — стратиграфические контакты; 10 — тектонические контакты

Fig. 94. The alternative geological section across the borehole 1-Eastern Lemva. The position of the section is shown in the Fig. 92

Symbols: 1 — basement. 2, 3 — parautochthon, sections of the Yelets type (inner shelf): 2 — Ordovician-Carboniferous sediments, mostly limestones and terrigenous oligomictic series; 3 — Upper Carboniferous-Permian Kechpel formation, flysch. Parautochthon, transitional facies (outer shelf): 4 — limestones, sandstones, cherts, quartzites of the Silurian — Middle Carboniferous. The lower allochthon: 5 — mostly shales and cherts, with subordinate quartzites and limestones of the Silurian — Early Carboniferous; 6 — mostly terrigenous Ordovician; 7 — Visayan — Middle Carboniferous flysch. The middle allochthon: 8 — terrigenous sediments of the Upper Cambrian-Lower Ordovician, with evaporates at the base. 9 — stratigraphic contacts, 10 — tectonic contacts

Центрально-Уральская мегазона характеризуется широко развитыми на поверхности докембрийскими осадочными, метаморфическими и магматическими породами, местами надвинутыми на породы Западно-Уральской мегазоны. Складчато-надвиговые структуры здесь являются результатом наложения двух складчатых деформаций: поздневендской и позднепалеозойской, а вещественные комплексы подверглись двум соответствующим этапам метаморфизма. В восточной части Башкирского антиклинория развиты (с юга на север): белорецкий, кувашский и златоустовский зональные метаморфические комплексы, сближенные по надвигам и отделенные от более западных, слабо метаморфизованных, Зюраткульским разломом [Жданова, 1978; Русин, 2005; Алексеев и др., 2006]. В ядре белорецкого комплекса — наиболее высокобарической его части — описаны эклогиты. Севернее расположено Уфалейское поднятие с развитыми в нем кристаллическими сланцами, амфиболитами и мигматитами; отмечаются реликты метаморфических ассоциаций гранулитовой или переходной от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма [Кейльман, 1974; Echtler et al., 1997]. Есть предположение, что в осе-

вой части поднятия развиты рифейские отложения, однако надежные рифейские или вендские датировки здесь практически отсутствуют, что может быть связано с интенсивным послепалеозойским метаморфизмом (см. выше). По восточному краю Уфалейского поднятия прослеживается куртинский эклогитовый комплекс ([Алексеев и др., 2006] и ссылки в этой работе). На Среднем Урале в Центрально-Уральскую мегазону входит Кваркушский антиклинорий, во многом сходный с Башкирским. В северной части антиклинория развит сложно построенный метаморфический комплекс, в котором выделяются как высокотемпературные парагенезисы, так и наложенные на них глаукофансланцевые. Возраст метаморфизма доордовикский [Beckholmen, Glodny, 2004] (см. рис. 25). С востока Кваркушский антиклинорий ограничен ГУР, в лежащем крыле которого находится узкая приразломная Улс-Велсовская синклиальная зона, выполненная палеозойскими шельфовыми осадками и ограничивающая Кваркушский антиклинорий с востока и севера. Далее, в пределах Северного и Приполярного Урала, Центрально-Уральская зона имеет в плане зазубренную клиновидную форму с расширением к северу. Эта часть зоны носит назва-

ние Ляпинского антиклинория и содержит в своем составе два более мелких антиклинория тиманид: Маньхамбовский, с крупнейшим одноименным гранитным массивом в осевой части, и Хобеизский купол, описанные выше, в разделе «тиманиды».

Напротив средней части Лемвинской зоны, как уже говорилось, выходы докембрийских пород прерываются, возможно, появляясь снова в Хараматолоуском блоке, где развиты толщи metabазальтов, метариолитов, габброиды, метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Метабазальты содержат небольшие колчеданные месторождения. Возраст пород имеет принципиальную важность, но он так до конца и не выяснен. Неоднократно поднимался вопрос о принадлежности хараматолоуских метаморфических комплексов к палеозою; приводились сведения о находках фауны (членики криноидей, конодонты), однако проверочные работы (в том числе и наши) всякий раз не находили подтверждения этим сведениям. Простирающиеся складчатых структур в хараматолоуском «треугольнике» — северо-западные, упирающиеся под прямым углом в простирающиеся структур уралит Лемвинской зоны. Характерной особенностью структуры здесь является также наличие серпентинитового меланжа, проходящего под г. Степ-Рузь и подчеркивающего разлом на границе Хараматолоуского блока и Лемвинской зоны (илл. 23а, б). Зона меланжа, по-видимому, падает под Хараматолоуский блок, поскольку вблизи ее, юго-восточнее, наблюдается целый ряд мелких серпентинитовых протрузий. Зона меланжа прослеживается на север, где в классическом виде представлена на руч. Голубом, к югу от ж/д станции Полярный Урал, и далее к востоку соединяется с меланжами под массивом Рай-из, где они наилучшим образом представлены на руч. Нердвоменшор [Строение ..., 1990]. Вне зависимости от возраста Хараматолоуского блока (одни считают его докембрийским, другие палеозойским), присутствие колчеданных месторождений говорит в пользу его субокеанического характера.

В более северной части Полярного Урала Центрально-Уральская мегазона носит название Харбейского антиклинория, входящего в Собское широтное поперечное поднятие и сложенного купольными структурами, предположительно с дорифейскими метаморфическими комплексами в осевой части и рифейскими — на крыльях [Кейльман, 1974]. Широтный характер структуры связывается здесь с резким азимутальным несогласием между структурами тиманид и уралит.

Расположенное севернее поднятие Марун-Кеу уже описывалось нами вкратце как (в основе своей) докембрийская структура, хотя породы, развитые в ней, подверглись не только позднепалеозойским деформациям, но и высокобарическому метаморфизму раннекаменноугольного возраста (рис. 97). Развитые здесь метаморфические породы могли

обладать определенной зональностью — от амфиболитов, гнейсов и каринтиновых эклогитов, характерных преимущественно для осевой части структуры (марункеуский комплекс, возможно, по В.Л. Андрееву [2003], раннерифейского или дорифейского возраста), до зеленых и графитистых сланцев, конгломератов и песчаников няровейской свиты на периферии. Однако первичная метаморфическая зональность сильно нарушена палеозойскими деформациями и наложенным метаморфизмом; при этом зеленосланцевая няровейская свита, слагающая крылья структуры, возможно имела первично трансгрессивные взаимоотношения с марункеуским комплексом (об этом могут свидетельствовать аркозы этой свиты на северо-западном окаймлении структуры). Особенно сильно характер взаимоотношений докембрийских комплексов искажен палеозойским коллизионным метаморфизмом, проявленным преимущественно на востоке, вблизи гипербазитового массива Сyum-Кеу, где развиты эклогит-глаукофансланцевые парагенезисы, возникновение которых датируется началом раннего карбона — 360–355 млн. лет [Glodny et al., 2004].

Еще раз подчеркну, что три мегазоны, описанные выше (Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская и Центрально-Уральская), представляют собой бывшую пассивную окраину Восточно-Европейского континента, которая заложились в позднем кембрии — раннем ордовике, развивалась стабильно в ордовике, силуре и девоне, а в карбоне — перми была деформирована и стала частью Уральского складчато-надвигового пояса.

Как показано ранее [Пучков, 1975, 2000; Puchkov, 2002b], палеозойские разрезы и формационные ряды шельфовой области в пределах окраины современной Восточно-Европейской платформы и смежной части Урала однотипны; граница этих крупнейших структур в доорогенных формациях не выражена и определяется лишь наложенной позднепалеозойской складчатостью.

Типично платформенная система девонско-каменноугольных Камско-Кинельских впадин прослеживается на территорию современного западного склона складчатого Урала и местами сечет ее под прямым углом. Резкая формационная граница, сильно нарушенная тектоническими деформациями, проходит восточнее, в пределах Западно-Уральской мегазоны, и связана с переходом от шельфовых, мелководных осадков к батинальным, глубоководным (илл. 20). Обращает на себя внимание четкая, драматическая, хотя и диахронная смена западного источника сноса терригенного материала (ордовик — девон) восточным (поздний девон — пермь) (рис. 45).

Другой важной особенностью этой латеральной и вертикальной последовательности является то, что возраст и состав формаций меняются не только вкратце континентальной окраины, но и вдоль нее. Первое связано с глубинным строением окраи-

ны: ее утонением к востоку и с общим наклоном шельфа в сторону океана, так что полнота разрезов увеличивается к востоку, а второе — с косым характером континентальной коллизии, волнообразным ее распространением вдоль Урала и непрямолинейностью континентальной окраины [Пучков, 2000].

Фундамент этих мегазон изначально характеризуется присутствием зрелого гранитно-метаморфического слоя. Мощность коры — 32–42 км. Центрально-Уральская мегазона с востока либо окаймлена зоной Урал-Тау переходного строения (с участием и океанических, и континентальных тектонических пластин), либо ограничена сутурой ГУР, принадлежащей уже палеоокеаническому сектору.

Палеоокеанический сектор

Этот сектор, отличающийся уникальным развитием океанических и островодужных формаций палеозойского возраста, имеет, наряду с этим, наличие доказанных выступов докембрийского кристаллического основания и перекрывающих их слабо сохранившихся разрезов палеозойского чехла, что позволяет говорить о наличии в его составе аккрецировавших микроконтинентов (или одного крупного микроконтинента). В составе палеоокеанического сектора выделяются Тагило-Магнитогорская (с зоной ГУР в ее составе), Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (илл. 11).

Зона ГУР и проблема антиформы Уралтау



ПРОБЛЕМЫ:

Является ли ГУР зоной субдукции?

Что такое Уралтауская антиформа?

Далеко ли на юг прослеживается Тагильская зона?

Далеко ли на север прослеживается Магнитогорская?

Зона ГУР представлена на большей ее части серпентинитовым меланжем (илл. 23а, б, 24). Зона меланжа имеет восточное падение обычно 20–40°, реже более крутое (до вертикального напротив Уфимского выступа), и, по-видимому, выполаживается с глубиной наподобие листрических разломов.

Значительную роль в строении зоны ГУР играют офиолиты, поэтому она включается нами в состав Тагило-Магнитогорской мегазоны. Характер структуры ГУР на примере Южного Урала детально описан в работе И.Б. Серавкина и др. [2003]. Показано, в частности, что, помимо серпентинитовых брекчий и тектонизированных олистостромов, в зоне разлома имеются гигантские (по несколько км протяженностью) линзообразные блоки со связной стратиграфией (потому-то он и отождествляется здесь с Сакмаро-Вознесенской структурно-фациальной зоной), причем аналоги отдельных формаций можно найти в Сакмарском аллохтоне, для которого ГУР является корневой зоной.

В противопоставлении шарьяжному стилю поверхностной тектоники, в котором мы различаем «толстокожий» и «тонкокожий» варианты, связанную с ними в латеральном ряду тектонику ГУР и аналогичных более восточных зон меланжа можно охарактеризовать как тектонику расплющивания и выжимания. В определенной степени эти зоны отвечают в ансамбле коллизионных структур Урала так называемым «содвиговым парагенезам» [Расцветаев, 1997], хотя и не занимают в орогене осевого положения, как на Кавказе или в Альпах.

В литературе можно встретить утверждение, что ГУР является зоной субдукции. Это вряд ли допустимое упрощение. Возникнув в раннем ордовике, эта зона затем длительное время (с ордовика по средний девон) была сложно построенной утоненной пассивной континентальной окраиной (зоной перехода континент — океан) над плечом ордовикского эпиконтинентального рифта, а зона субдукции была где-то в океане, на довольно значительном расстоянии от континента. Лишь затем, после эмско-франского промежутка времени, она трансформировалась в позднем девоне (в конце франа и фамене) в зону кратковременной субдукции утоненного края континента под Магнитогорскую островную дугу, а в карбоне утратила активность.

Вопрос этот на Южном Урале осложняется еще и проблемой тектонической природы и принадлежности антиформы Урал-Тау, образующей лежащее крыло ГУР. Традиционный образ этой структуры рисовался в виде антиклинория в составе Центрально-Уральской мегазоны, сложенного рифейскими и вендскими отложениями, которые принадлежат двум контрастным комплексам — суваянскому и максютовскому [Стратиграфические ..., 1993]. Суваянский комплекс, развитый западнее, образован преимущественно кварцито-сланцевыми толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации; максютовский — существенно аркозовыми и вулканогенно-кремнистыми толщами, с ассоциирующими габброидами и гипербазитами, метаморфизованными в диапазоне от зеленосланцевой до

экологит-глаукофансланцевой фации. Согласно еще недавно наиболее распространенной точке зрения [Козлов, 1982], максютовский комплекс относится к среднему рифею, а вышележащий суваянский — к верхам среднего, верхнему рифею и венду. Согласно другой трактовке [Стратиграфические ..., 1993], полоса развития суваянского комплекса считается самостоятельной, и разрезы ее не связаны с максютовскими; разделена она вкрест простирания на три фациальные зоны; многочисленным свитам, выделяемым в них, приписывается возраст в диапазоне от раннего рифея до позднего венда. Сейчас и такая трактовка представляется устаревшей. Сведения о находках фауны и акритарх в суваянском комплексе [Пучков, 1979; Родионов, Радченко, 1988; Чибрикова, Олли, 1997, 2006; Мавринская, Якупов, 2009 и др.] позволяют рассматривать суваянский комплекс как преимущественно или исключительно палеозойский. Эти выводы восприняты геологами-съемщиками, работающими на этой территории [Князев, 2006].

Стратиграфия максютовского комплекса также подверглась пересмотру [Захаров, Пучков, 1994; Пучков, 2000] (см. выше). Находки конодонтов в линзах мраморов среди метаморфических сланцев комплекса позволили говорить о палеозойском возрасте по крайней мере его значительной части, причем вследствие этого присутствие здесь докембрийских пород в некоторых работах отрицается полностью [Иванов, 1998; Hetzel et al., 1998]. Впрочем, предварительные изотопные данные [Краснобаев и др., 1996] говорят о возможном докембрийском возрасте магматических цирконов из апориолитов юмагузинской свиты и наличии древних реликтовых изотопных соотношений в некоторых экологитах.

Идея о присутствии докембрийского ядра в структуре Урал-Тау вытекает и из общих соображений, связанных с механизмом эксгумации высокобарического комплекса с больших глубин, требующим наличия под ним легкого, плавучего блока [Пучков, 1996а; Chemenda et al., 1997]. Отметим, что плавучестью должна обладать не только кора, но и вся литосфера. При этом литосфера под древней континентальной корой характеризуется как более плавучая, чем в океанах или под молодыми континентами, вследствие ее большей деплетированности [Carlson et al., 2005].

Пересмотр стратиграфии толщ, слагающих хр. Уралтау, а также использование информации по целому ряду сейсмических профилей, пересекающих его, позволяют характеризовать его структуру как антиформную, обусловленную изгибом поверхностей более ранней сланцеватости [Alvarez-Marrön et al., 2000]. На востоке она сложена преимущественно (кроме северного и южного ее окончаний) полосой развития максютовского комплекса и граничит с Магнитогорской зоной по ГУР (см. выше). На западе максютовский комплекс граничит с су-

ваянским по Янтышевско-Юлукскому разлому, имеющему западное падение и локально подчеркнутому тектонизированными серпентинитами. Структура суваянского комплекса характеризуется на юге линейной складчатостью, имеющей восточную вергентность. Зеркало складок понижается к западу, обозначая плавный переход в восточное крыло Зилаирского синклиория. Профили МОВ, ОГТ и Троицкий профиль ГСЗ, пересекающие зону Урал-Тау, данные геологической съемки и маршрутных наблюдений указывают на положение оси антиформы в максютовском комплексе там, где он развит, и в полосе суваянского — в более северных районах, где максютовский исчезает (см. также [Alvarez-Marrön et al., 2000]). По данным интерпретации Троицкого профиля [Пучков, Светлакова, 1993], по материалам УРСЕЙС-95 и геологическим данным (рис. 98, 88, 90), антиформа выполаживается с глубиной, образуя клин, залегающий под областью развития зилаирской серии. Он напоминает «вдвиговые структуры» тектонического внедрения на фронте складчато-надвиговых структур форланда. Антиформный характер поднятия Урал-Тау сохраняется в северном направлении до широты с. Узьян-Баш; от широты г. Белорецка структура приобретает более сложный характер, и замыкается на севере в районе с. Кирябинское, причем на периклинальном замыкании структуры вновь наблюдаются серпентинитовые тектониты. Напомним, что если к югу от Белорецка вопрос о возрасте суваянского комплекса решается в общем в пользу палеозоя, то севернее в комплекс Уралтау включаются одноименные свиты, которые рвутся докембрийскими Барангуловским и Мазаринским интрузивными массивами, т.е. представления о стратиграфии Урал-Тау, а значит, и о его структуре, требуют дальнейшей доработки (см. гл. 1, стратиграфический раздел).

Возраст высокобарического метаморфизма и механизм выведения метаморфических пород на поверхность рассматривались нами в контексте модели коллизии пассивной окраины континента и островной дуги [Пучков, 2000; Brown, Puchkov, 2004] (см. выше). Отметим здесь еще раз, что высокобарические породы, пространственно связанные с ГУР, развиты и к северу от полосы выходов максютовского комплекса, также преимущественно в лежащем крыле ГУР [Puchkov, 1989] (рис. 63).

Тагило-Магнитогорская мегазона представлена на поверхности палеозойскими отложениями и кристаллическими породами, сопоставляемыми с комплексами океанической коры (офиолиты), островных дуг, флишевых трогов и мелководных осадков, их перекрывающих. Разрезы офиолитов, восстанавливаемые, как правило, по их фрагментам, представлены в низах гипербазитовым комплексом древней мантии («мантийным тектонитом»); выше залегает «полосчатый» дунит-верлит-клинопиро-

ксенитовый комплекс, идентифицируемый с палео-Мохо, затем — альпинотипные габбро, базальтовый комплекс «даек в дайках» и подушечные лавы толеитовых базальтов с прослоями яшмоидов, составляющие древнюю океаническую кору (илл. 25). Наибольшие различия в характере конкретных разрезов офиолитов определяются соотношением объемов лерцолитов, гарцбургитов и дунитов, что может быть объяснено различной степенью деплетированности (истощенности) древней мантии. По-видимому, некоторыми различиями обладают и базальты офиолитовых комплексов, не всегда отвечающие геохимическому стандарту СОХ. Наиболее широко массивы офиолитов сохранились в зоне и близ зоны ГУР, ограничивающей Тагило-Магнитогорскую зону с запада. Таким образом, ГУР является не поверхностью, а зоной и телом, имеющим объем.

Возраст офиолитов условно определяется по возрасту базальтовых лав верхов их разреза; в последнее время он стал довольно хорошо известен благодаря изучению конодонтов. Выяснилось, что если судить по этому критерию, то даже в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны и ее отдельных зон этот возраст различен, и есть по крайней мере два пика формирования офиолитов: ордовикско-лландоверийский и раннедевонский. Более молодые офиолиты в основном тесно связаны с начальными стадиями формирования девонской островной дуги. При наличии дайковых серий вулканы несут островодужные петро- и геохимические «метки» и могут рассматриваться как син-субдукционные ([Пучков, 2000; Белова и др., 2010] и ссылки в этих публикациях).

Изотопные датировки нижних членов офиолитовой ассоциации первично интерпретировались в пользу их исключительно раннедевонского возраста, однако затем стало появляться все больше данных, указывающих на ордовикский возраст главной фазы офиолитообразования (особую проблему составляют докембрийские датировки меланократового основания офиолитов, рассмотренные в специальном разделе). Надо, однако, учитывать, что более молодые офиолиты имели меньше шансов сохраниться вследствие субдукции ([Пучков, 2000] и ссылки в этой работе).

Ордовикские офиолиты в Магнитогорской зоне перекрываются маломощными венлокско-пражскими глубоководными осадками и олистостромами (рис. 45), тогда как в Тагильской зоне и ее более северных аналогах, вплоть до Щучинской на крайнем севере — мощными островодужными комплексами того же возраста. На поздних стадиях развития, в карбоне, появляются вулканоплутонические субдукционные комплексы активной окраины континента, характерные для восточных зон Урала.

Пермские палингенные позднеколлизийные граниты и метаморфические комплексы докембрий-

ского возраста в описываемой мегазоне практически отсутствуют. Земная кора мегазоны имеет иные характеристики по сравнению с более западными зонами: мощность ее колеблется в пределах 45–60 км при общей изостатической уравновешенности и невысоком рельефе земной поверхности, что связано с ее симатическим характером. Дополнительным свидетельством этого являются мощная положительная гравитационная и отрицательная тепловая аномалии, связанные с этой структурой.

С востока, как и с запада, Тагило-Магнитогорская мегазона ограничена сутурами с серпентинитовым меланжем, совокупность которых на Южном Урале выделяется нами как Восточно-Магнитогорская зона меланжей. На Среднем Урале ее место занимает, не являясь, однако, ее непосредственным продолжением, Серовско-Маукская зона меланжей. Меланжи (кроме самой южной части Серовско-Маукской зоны) имеют западное падение (20–40°) и связаны с ретрошарьяжами в восточном направлении, в пределы Восточно-Уральской мегазоны. Местами поверхности шарьирования выполаживаются еще сильнее и даже образуют синформы. Наиболее ярким примером на Южном Урале является Сухтелинская синформа — крупная синклиналеподобная структура в Восточно-Магнитогорской зоне меланжей, сложенная ордовикско-девонскими вулканогенно-кремнистыми толщами и подстилаемая серпентинитовым меланжем. Последний сливается на западе с Восточно-Магнитогорской зоной меланжа [Сначев и др., 2006].

Центральные части Тагило-Магнитогорской мегазоны сравнительно слабо деформированы; имеются даже блоки с практически горизонтальным залеганием или с развитием пологих брахиформных структур (например, район Подольского и Маканского колчеданных месторождений на Южном Урале, где выделяются хорошо сохранившиеся палеовулканы, или Кундыздинского — в Западных Мугоджарах). Достаточно просты и структуры средней части Магнитогорской синформы (рис. 95, 96). Беспрецедентная сохранность палеозойских островодужных комплексов — «визитная карточка» Урала.

К северу, с приближением к Уфимскому выступу, структуры становятся более сжатыми, и зона в целом приобретает признаки субвертикальной структуры раздавливания; местами, как в районе Дегтярского месторождения колчеданов, наблюдается даже опрокинутое залегание слоев и обратная метаморфическая зональность. Падение ГУР в этой сжатой зоне колеблется около 90°, тогда как в других местах в среднем не превышает 45° к востоку.

К северу от Уфимского выступа, на Среднем Урале, скважина СГ-4 заложена в относительно крутом крыле синклинальной складки, однако строение складки тоже достаточно простое, так что разрез, вскрытый этой скважиной, в своих принципиальных чертах повторяется на поверхности,

хотя и слабо обнажен. Простым строением характеризуется и наиболее северная часть мегазоны — Щучинская зона [Каныгин и др., 2004]. К северу и к югу от Уфимского выступа, там, где Тагило-Магнитогорская зона сжата слабо, она имеет синформное строение (рис. 98, 99). Создается впечатление, что основные деформации Тагило-Магнитогорской мегазоны были сосредоточены на поверхности преимущественно напротив Уфимского упора и в обрамляющих ее меланжах.

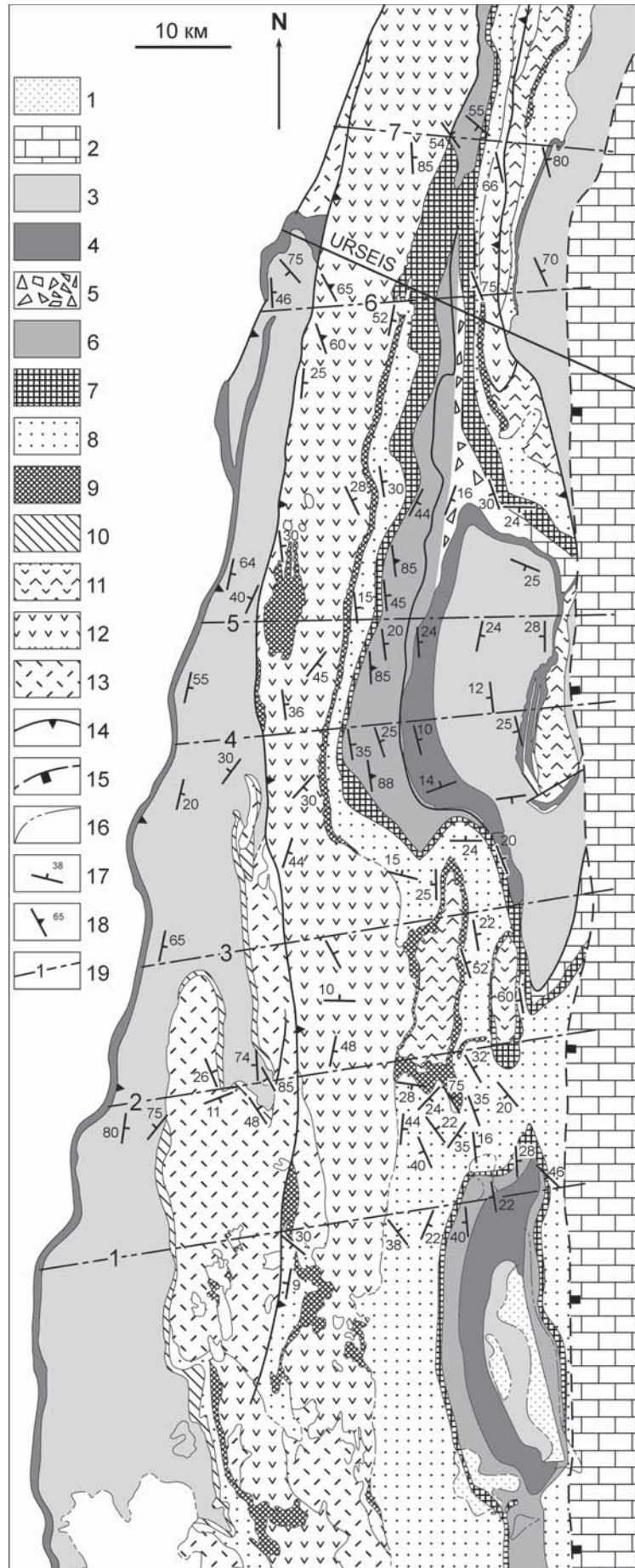
Тагило-Магнитогорская мегазона — понятие очень объемное и сборное; в ее составе выделяется целый ряд конкретных зон более высокого порядка (Магнитогорская, Тагильская, Хулгинская, Войкарская, Щучинская), отличающихся до некоторой степени набором формаций, но главным образом — возрастом однотипных форма-

Рис. 95. Геологическая схема Магнитогорской синформы [(Brown et al., 2001], с небольшими изменениями)

Условные обозначения: 1 — юра, 2 — каменноугольные отложения, 3 — верхний зилаир, флиш (фамен — турне?), 4 — нижний зилаир, флиш (фамен), 5 — биягодинская олистострома, 6 — колтубанская свита, кремнистый флиш (фран), 7 — мукасовская свита, кремни (фран), 8 — улутауская свита, туфогенные флишоиды (живет — фран), 9 — ярлыкаповская свита и бугулыгирский горизонт (верхний эйфель), 10 — актауская свита (конденсированная толща, эйфель — фран), 11 — карамалыташская свита (верхний эйфель), 12 — ирендыкская свита (верхи эмса — эйфель), 13 — баймак-бурибайская свита (эмс); 14 — надвиги, 15 — сброс, 16 — стратиграфические границы, 17 — слоистость, 18 — кливаж, 19 — линии разрезов. Расположение разрезов — с севера на юг: 1 — севернее широты г. Бурибай, 2 — на широте г. Баймак; 3–5 — на широте г. Сибай, 6 — на широте пос. Аскароро, 7 — на широте пос. Муракаево

Fig. 95. The geological scheme of the Magnitogorsk synform [Brown et al., 2001], slightly modified

Symbols: 1 — Jurassic, 2 — Carboniferous, 3 — Upper Zilair flysch (Famennian — Tournaisian?), 4 — Lower Zilair flysch (Famennian), 5 — Biyagoda olistostrome, 6 — Koltubanian formation, cherty flysch (Frasnian), 7 — Mukas formation, cherts (Frasnian), 8 — Ulutau formation, tufogenic flyschoids (Givetian — Frasnian), 9 — Yarlykapovo formation and Bugulygyr horizon, cherts (Upper Eifelian), 10 — Aktau formation (condensed unit, Eifelian — Frasnian), 11 — Karamalytash volcanic formation (Upper Eifelian), 12 — Irendyk volcanic formation (Upper Emsian — Eifelian), 13 — Baymak-Buribay volcanic formation (Emsian); 14 — thrusts, 15 — normal fault, 16 — stratigraphic boundaries, 17 — layering, 18 — cleavage, 19 — lines of geological sections. The position of the sections: 1 — to the north of Buribay town; 2 — at the latitude of Baymak town; 3–5 — to the south and north of Sibay town; 6 — at the latitude of Askarovo village; 7 — at the latitude of Murakaev village



ций. При этом проведение границ между зонами в достаточной мере условно, поскольку все они — порождение первоначально единого ордовикского Палеоуральского океана и двух последовательно развивавшихся островных дуг. В Тагильской зоне

и являющихся ее непосредственным продолжением Хулгинской, Войкарской и Щучинской, вместе отвечающих Тагильской островной дуге *sensu lato*, офиолиты имеют ордовикский возраст; переход к островодужной стадии развития начался уже

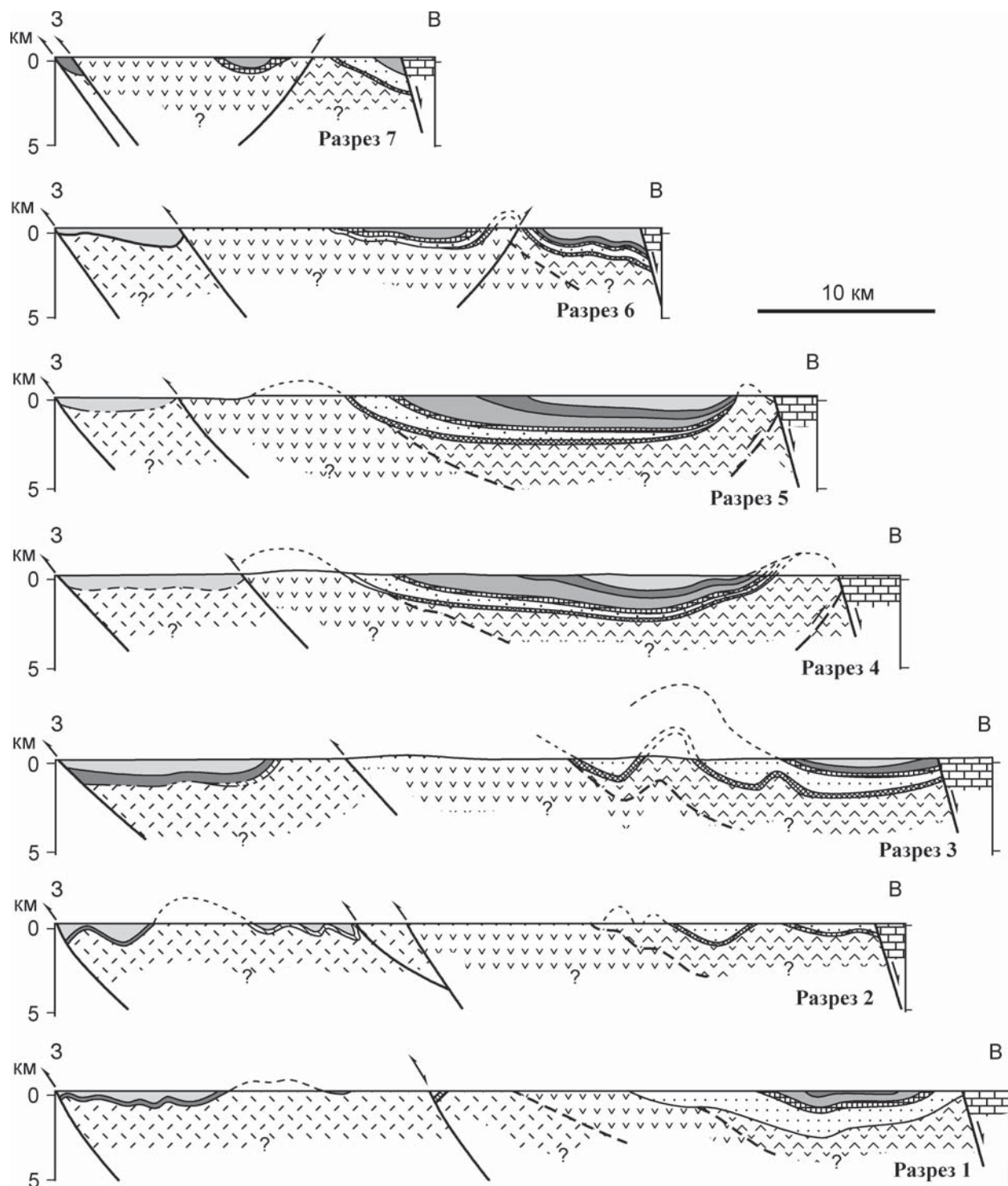


Рис. 96. Геологические разрезы через Магнитогорскую синформу ([Brown et al., 2001], с небольшими изменениями)

Условные обозначения см. на рис. 95

Fig. 96. Geological sections across the Magnitogorsk synform [Brown et al., 2001], slightly modified

The legend see in the fig. 95

в конце ордовика, в раннем девоне дуга становится зрелой (что подчеркивается развитием щелочного тренда островодужных вулканитов). В эмсе — эйфеле (а в Шучьинской зоне еще раньше, с конца силура), в пределах дуги возникают две фациальные зоны. На западе преобладают карбонаты, а на востоке комплексы активной континентальной окраины — вулканиты и интрузии (соответственно, Петропавловская и Турьинская девонские фациальные зоны) [Перфильев, 1979; Стратиграфические ..., 1993].

Особое место в структуре Тагильской синформы занимает ПП расслоенных массивов. Они представлены дунитами, пироксенитами, габбро, габбро-амфиболитами, гранитами, образующими крупные концентрически-зональные массивы, протрузивно прорывающие, с горячими контактами, ордовикские офиолиты и частично — силурийские известково-щелочные вулканиты. От пород основания офиолитового разреза образования ПП отличаются полным отсутствием гарцбургитов и многими геохимическими чертами (повышенная железистость дунитов, высокий стронций в габбро, отличия в содержаниях малых элементов в сторону обогащенности ими и др.). Комагматические вулканиты отсутствуют. С учетом геохимических данных и преимущественно силурийских абсолютных датировок ([Bosch et al., 2006; Маегов и др., 2006а, б] и ссылки на более ранние публикации там же), массивы считаются принадлежащими к островодужной стадии развития [Иванов, Шмелев, 1996; Язева, Бочкарев, 2003], хотя имеются и другие точки зрения (см. выше). ПП залегает в западном крыле синформы, образовавшейся позже самого пояса. Вероятно, поэтому дуниты преобладают на востоке, а граниты — на западе, и, таким образом, первичная расслоенность искажена наклоном первично горизонтальной поверхности на восток.

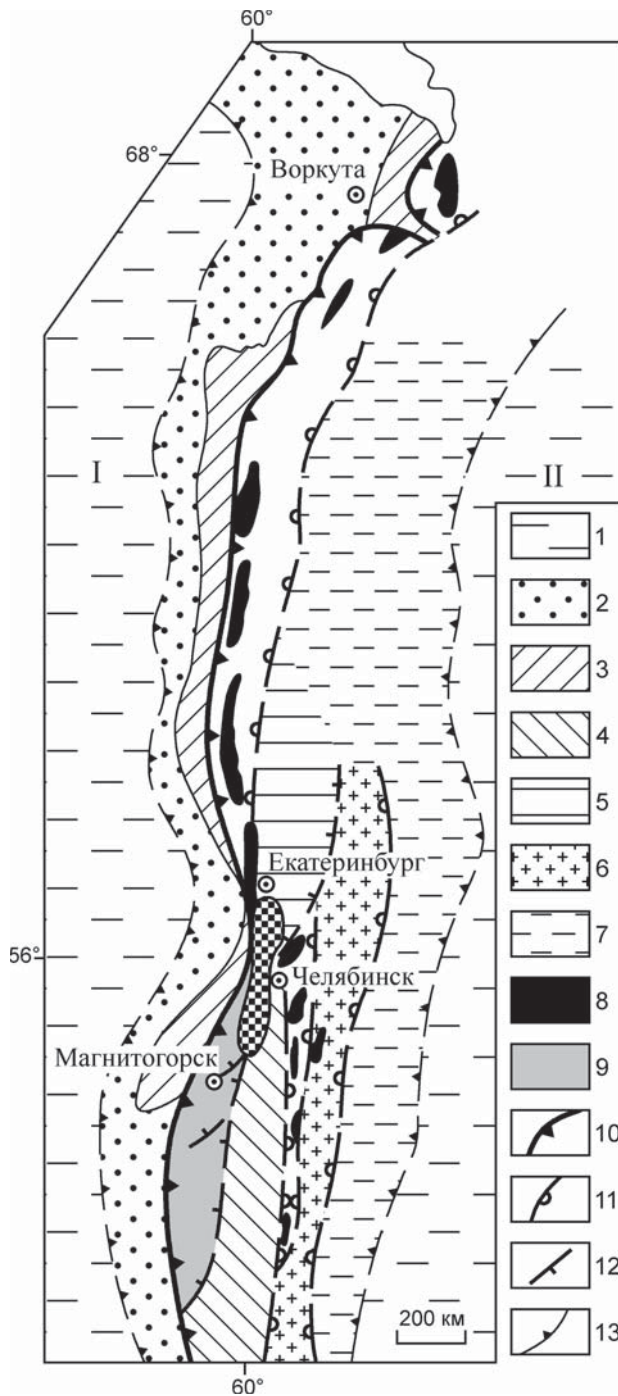
В отличие от Тагильской и расположенных севернее зон, стадия активного формирования океанической коры в Магнитогорской зоне отвечает ордовикско-лландоверийскому времени, причем на юге, в Сакмарской зоне, по петрологии базальтоидов намечается, хотя и в довольно спорном контексте, переход к островодужному типу развития [Борисенок, Рязанцев, 2005; Рязанцев и др., 2008]. Последняя тенденция проявилась локально и просуществовала недолго: вышележащие силурийские формации характеризуют преимущественно глубоководный чехол океанической коры (после-лландоверийские формации-индикаторы срединно-океанического спрединга не выявлены или не сохранились). Разрезы глубоководных базальтов с кремнями (ордовик — лландовери), перекрываемых черносланцевой формацией (венлок — пржидол) и олистостромами (ранний девон), развитые в блоках меланжей по обоим ограничениям Магнитогорской зоны, вероятно, находятся в основании ее островодужных

комплексов и выходят на поверхность широкой полосой в Сухтелинско-Арамильской зоне, где островодужные комплексы почти полностью эродированы [Стратиграфические ..., 1993; Сначев и др., 2006].

Активный островодужный процесс, на раннем этапе сопряженный с новым импульсом преддугового и задугового спрединга и формированием островодужных офиолитов, в Магнитогорской зоне начался с эмса [Косарев и др., 2005, 2006], зрелая стадия развития островной дуги, с щелочным трендом вулканизма, приходится на фамен, а ее отмирание и разрушение — на ранний карбон (см. рис. 45).

В районе сопряжения двух вышеупомянутых зон (Миасский район) предполагается тектоническое совмещение магнитогорского и тагильского типов разреза [Самыгин и др., 1998], причем наиболее типичные формации тагильского типа далеко на юг не прослеживаются, а формации магнитогорского типа могут быть прослежены в аллохтонном залегании довольно далеко на север к востоку от Серовско-Маукской сутуры, ограничивающей Тагильскую зону [Пучков, 2000]. Кроме того, как уже отмечалось, в восточной, Туринской подзоне Тагильской зоны девонские известняки с бокситоносными горизонтами замещаются известково-щелочными комплексами. Это позволяет предполагать, что отмершая Тагильская островная дуга была захвачена активной Магнитогорской [Пучков, 2000]. Высказывается точка зрения, что реликты Тагильской островной дуги прослеживаются на юго-восток в виде участков развития силурийских известково-щелочных формаций в Восточно-Уральской зоне [Самыгин и др., 1998; Язева, Бочкарев, 1995]. Однако данные по геологии Арамильско-Сухтелинской зоны [Сначев и др., 2006] ставят определенные ограничения на подобную трактовку (рис. 97), поскольку ордовикско-силурийские формации последней очень похожи на формации основания Магнитогорской дуги в более южных районах. Что же касается девонских островодужных комплексов, то они здесь в основном эродированы, а ордовикско-силурийские офиолиты шарьированы на докембрийское основание Восточно-Уральской мегазоны.

Для иллюстрации связи Арамильско-Сухтелинской зоны с Магнитогорской интересны данные по Большаковскому габбровому массиву в первой из зон. Массив еще недавно считался принадлежащим офиолитовой ассоциации и считался силурийским. Новые петрохимические данные охарактеризовали этот массив, как принадлежащий габбро-гранитной формации, которая в Магнитогорской зоне имеет раннекаменноугольный возраст [Ронкин и др., 2006а] и комагматична развитым там турнейско-серпуховским эффузивам. Для проверки этой корреляции выделенные А.А. Краснобаевым из двух проб Большаковского массива цирконы были переданы во ВСЕГЕИ на анализ U-Pb методом (SHRIMP II).



Полученные результаты дали турнейский возраст массива. Каменноугольные граниты и эффузивы в Арамилской зоне не сохранились от эрозии, и мы, таким образом, имеем дело лишь с корневыми проявлениями этого магматического этапа [Сначев и др., 2006, 2009].

В связи со встречным падением разломов, ограничивающих Магнитогорскую зону, высказывалась мысль о ее полностью аллохтонном характере при неясном положении корней такого аллохтона где-то на востоке Урала или в Зауралье [Казанцев, 1991]. Однако симатический характер земной коры Тагило-Магнитогорской зоны, аномально высокие

Рис. 97. Известково-щелочные вулканиды силурийского возраста (показано черным), широко развитые в Тагильской зоне, прослеживаются и на востоке Южного Урала, в Зауральской зоне [Язева, Бочкарев, 1995], с изменениями). Однако их связь с Тагильской островной дугой ставится нами под сомнение, поскольку между ними лежит показанная шашечками Арамилско-Сухтелинская зона, являющаяся частью Магнитогорской дуги [Сначев и др., 2006]

Условные обозначения: 1 — плиты (I — Русская, II — Западно-Сибирская); 2 — Предуральский прогиб и Западно-Уральская зона; 3 — Центрально-Уральская зона; 4, 5 — подзоны Восточно-Уральской зоны; 6, 7 — подзоны Зауральской зоны; 8 — вулканиды Тагильской зоны; 9 — Магнитогорская зона; 10 — ГУР; 11 — сutureные зоны, 12 — надвиги, 13 — границы Урала

Fig. 97. The calc-alkaline volcanic rocks (shown in black), widely developed in the Tagil zone, are also traced at some distance in the east of the Southern Urals [Язева, Бочкарев, 1995]. However their immediate connection with the Tagil zone as a part of a single island arc is put under question, because they are divided by the Aramil-Sukhteli zone (shown as a checkered area). The latter is shown to be a part of the Magnitogorsk arc and zone [Сначев и др., 2006]

Symbols: 1 — plates (I — Russian, II — West Siberian); 2 — Preuralian foredeep West Uralian zone; 3 — Central Uralian zone; 4, 5 — subzones of the East Uralian zone; 6, 7 — subzones of the Transuralian zone; 8 — volcanics of the Tagil zone; 9 — Magnitogorsk zone; 10 — MUF; 11 — sutures; 12 — thrusts; 13 — boundaries of the Urals

значения гравитационных аномалий, сейсмические разрезы и ряд других данных и соображений [Пучков, 1993], а в особенности данные про новым сейсмическим профилям через Урал [Глубинное ..., 2001] препятствуют такой трактовке. Вместе с тем строение зоны, действительно, может характеризоваться как синформное: как отмечалось выше, в меланжевых зонах и связанных с ними аллохтонах, окаймляющих Магнитогорскую зону, развиты ордовикские и силурийские комплексы; более внутренние части синформы заняты выходами девонских отложений, и наконец, в осевой части развиты каменноугольные отложения. Аналогичный синформный характер имеет и Тагильская зона [Соколов, 1996; Juhlin et al., 1998] (рис. 98, 99).

В целом, хорошая сохранность и сравнительно слабая дислоцированность океанических и островодужных комплексов Урала представляет собой необычное явление. Если же принять во внимание особенности глубинного строения Тагило-Магнитогорской зоны (присутствие «корня гор», обусловленного утяжеленным составом коры и не выраженного поэтому высоким рельефом на поверхности), эта зона может быть признана уникальной: можно считать, что на Урале, по сравнению со всеми другими палеозойскими складчатыми сооружениями, наилучшим образом сохранились островодужные комплексы. Причина, возможно, в том, что процесс коллизии при образовании орогена не дошел на Урале до обычного завершения: офиолиты и остро-

водужные комплексы не выдавлены полностью из этой зоны, а сама зона не превратилась в узкую офиолитовую сутуру. Это не в последнюю очередь может быть связано с механическими свойствами Казахстанского континента, возникшего лишь в палеозое в результате аккреции и ороклинного изгибания первично ленточной структуры (см. выше), по своей жесткости уступавшего древним кратонам.

Восточно-Уральская мегазона отличается присутствием метаморфических комплексов первично микроконтинентальной природы, представляющих собою фрагменты докембрийской континентальной коры (Талдыкский, Мурзинско-Адуйский, отчасти Сысертско-Ильменогорский и др.). Не исключено, что все они, или по крайней мере первые два составляли в палеозое части единого Восточно-Уральского микроконтинента [Пучков, 2000]. Во всяком случае, данные о развитии в Восточно-Уральской зоне докембрийских образований получают все большее подтверждение в циркононой хронологии (см ссылки в [Пучков, 2000] и более новые публикации, например: [Краснобаев, Баянова, 2006]).

Раньше к микроконтиненту относилась целиком также Салдинская зона, однако данные новейших исследований — находки палеозойской фауны и новые изотопные датировки — позволяют в этом до некоторой степени усомниться [Friberg et al., 2000]. В то же время эти данные не в состоянии полностью исключить наличие древнего, возможно, дорифейского протолита в этой глыбе и указывают на кадомско-тиманский (591 ± 10 млн. лет) возраст гранулитового метаморфизма [Краснобаев и др., 2003].

В некоторых случаях удается показать, что микроконтинентальные блоки имеют свой осадочный, преимущественно карбонатно-терригенный чехол, хотя и слабо сохранившийся и идентифицируемый с большим трудом. Мы уже сообщали раньше об изученных нами реликтах этого чехла, сохранившихся в Балкымбайской, Старокарабутаковской, Уймолинской и других грабенообразных впадинах Восточных Мугоджар ([Пучков, 2000] и ссылки там же). Можно в качестве более сложного примера привести и данные по Полетаевскому району, расположенному к югу от Челябинского массива [В. Сначев и др., 1994; А. Сначев и др., 2006]. Здесь низы палеозойского разреза (саргазинская толща), залегающего на дислоцированных терригенных отложениях венда (?), представлены ордовикской субщелочной контрастной базальт-липаритовой формацией рифтового типа; большая часть разреза, от среднего ордовика до среднего девона включительно, представлена слоистыми известняками чехла микроконтинента; в позднем девоне или раннем карбоне микроконтинент оказался над фамен-турнейской зоной субдукции [Веа et al., 2002] (см. ниже), что обусловило образование известково-щелочного вулканоплутонического комплекса. Южнее хорошо

известны ордовикские конгломераты, кварцевые песчаники и аркозы горы Маячной; меньше известно то, что они рвутся пикритовыми порфиритами, вскрытыми бурением, и перекрываются фтанитами, содержащими конодонты ордовикского облика.

Вместе с тем в Восточно-Уральской мегазоне развиты также палеозойские океанические и островодужные комплексы, залегающие в аллохтонах и, возможно, образующие аккреционные скопления [Тевелев, Кошелева, 2002]. Уже говорилось об аллохтонной природе Арамилско-Сухтелинской зоны в целом и Сухтелинской синформы в частности [Сначев и др., 2006]. На Среднем Урале аллохтонное залегание предполагается для гипербазитовых массивов и позднедевонско-каменноугольных островодужных комплексов Алапаевско-Режевской зоны [Пучков и др., 1989]. Комплексы расположенной западнее Пышминско-Петрокаменской зоны представлены только океаническими и субдукционными образованиями, однако геофизические данные показывают, что они сильно надвинуты на восток, на древние сиалические комплексы Мурзинско-Адуйской зоны (рис. 99). В целом по этой же причине, несмотря на широкое близповерхностное развитие офиолитов и островодужных комплексов, состав коры рассматриваемой мегазоны значительно более сиаличен по сравнению с Тагило-Магнитогорской. Об этом говорят такие данные, как отрицательные значения гравитационного поля, особенности распределения в разрезе коры скоростей преломленных волн, в частности, отношения V_p/V_s [Carbonell et al., 1996], наличие находок древних цирконов в метаморфических толщах [Краснобаев и др., 19986], а также присутствие палингенных интрузий гранитной формации, намечающих, вместе с массивами тоналит-гранодиоритовой формации, Главную гранитную ось Урала [Пучков и др., 1986] (илл. 11).

История развития ГГО была уточнена в последнее время благодаря интенсивным петрологическим и изотопно-радиологическим исследованиям [Веа et al., 2002]. Указанные авторы определяют время формирования гранитоидов Урала в интервале 365–250 млн. лет, с двумя эпизодами образования надсубдукционных гранитоидов: 365–350 млн. лет (фамен — ранний турне) и 335–315 млн. лет (середина вize — середина башкирского века). Более молодые, пермские граниты сформировались как реакция коры континентального типа на коллизионные деформации, приводившие к ее интенсивному сучиванию. Главным движущим механизмом пермского корового плавления было радиогенное разогревание сильно утолщенной коры. Расчет гравитационных аномалий, а позже и сейсмические исследования привели к однозначному выводу о том, что эти гранитные массивы нельзя называть батолитами. Так, по данным УРСЕЙС-95 (рис. 98), крупнейший Джабыкский массив прослеживается на глубину примерно до 8 км, а ниже наблюдаются отражающие

площадки, исключая наличие сплошного интрузивного тела (подробнее см. ниже, в разделе, посвященном обсуждению результатов интерпретации трансуральских сейсмопрофилей).

Зауральская мегазона. После проведения международных исследований по профилю УРСЕЙС-95 установилась практика проведения западной границы мегазоны по Карталинскому разлому, проходящему через восточную окраину Джабыкского гранитного массива, поскольку именно здесь проходит мощнейшая Карталинская зона сейсмических отражений, прослеживающаяся до МОХО. В соответствии с этим в пределах зоны различаются два структурных комплекса: нижний, в который входят как докембрийские, так и палеозойские образования, и верхний — наложенный раннекаменноугольный вулканоплутонический комплекс (рис. 45).

Докембрийские комплексы зоны изучены очень слабо. В последнее время по инициативе автора, была проведена ревизия ряда толщ: в частности, тогузак-аятской в стратотипе и некоторых обнажений алексеевской свиты, по [Стратиграфические ..., 1993], относившихся к докембрию. В них были обнаружены акритархи ордовикского облика и сколекодонты, что побуждает к дальнейшему пересмотру докембрийской схемы в этой мегазоне [Чибрикова, Олли, 2006]. Несмотря на указанные факты, мы не ставим под сомнение принципиальный вопрос о существовании здесь докембрийских сиалических блоков.

Среднеордовикские фаунистически охарактеризованные рифтовые комплексы на востоке Южного Урала являются косвенным подтверждением наличия здесь континентальных докембрийских блоков. Типовые разрезы рифтовых комплексов, представленных переслаиванием груботерригенных толщ и субщелочных эффузивов, описаны в окрестностях г. Троицка и пос. Заречный [Клюжина, 1985; Савельев и др., 2006а, б].

В то же время, в Зауральской зоне известны разрозненные блоки меланократовых пород, относимых к офиолитам; в их состав, помимо серпентинитов и габбро, входят подушечные лавы с прослоями яшмоидов, содержащих конодонты ордовика (например, район совхоза Большевик) (рис. 45). Более широким развитием офиолитового комплекса, базальты которого надежно датированы довольно многочисленными находками конодонтов в яшмах, отличается Денисовская зона, которую мы неоднократно посещали [Пучков, Иванов, 1985; Иванов, 1998; Пучков, 2000]. К сожалению, во время проведения международной геодинамической экскурсии в 2002 г. выяснилось, что уже после наших работ плотина Тобольского водохранилища была значительно поднята, и обнажения с находками конодонтов ушли под воду.

Надсубдукционные комплексы, представленные последовательно дифференцированными из-

вестково-щелочными эффузивами силурийского возраста, известные в составе так называемой Восточной вулканической зоны Урала [Коротеев и др., 1979], развиты как в Восточно-Уральской, так и в Зауральской тектонических зонах в качестве томинской свиты и ее аналогов ([Пучков, 2000] и ссылки в этой работе) и считаются продолжением к востоку Тагило-Магнитогорской дуги [Язева, Бочкарев, 1995], однако не исключено, что это реликты самостоятельной дуги, не прослеживающиеся через Арамилско-Сухтелинскую зону, которая развивалась как часть Магнитогорской [Сначев и др., 2006] (см. выше и рис. 97). Разнородные комплексы отделены друг от друга разломами, которые нередко выражены зонами меланжей. Плохая обнаженность сильно мешает проведению структурных исследований, однако сближенность разнородных комплексов позволяет предполагать широкое развитие в Зауральской мегазоне, как и в Восточно-Уральской, тектонических покровов. На Южном Урале наиболее очевидными примерами таких покровов является Буруктальская синформа с серпентинитами в подошве, бескорневой Шевченковский гипербазитовый массив и др. (их положение см. на рис. 48). Данные бурения на Михеевском меднопорфировом месторождении Варненской синформы выявили зону меланжа с пологим (20–25°) падением к западу [Глубинное ..., 2001], что является непосредственным подтверждением наличия восточноргентных зон скалывания, выявляемых на профиле УРСЕЙС (см. ниже).

Наиболее высокое структурное положение в зоне занимают менее дислоцированные ранне-среднекаменноугольные комплексы, залегающие на более древних, по-видимому, со структурным несогласием и принадлежащие Валерьяновской известково-щелочной вулканоплутонической формации, образование которой связано с последним эпизодом развития зоны субдукции в позднем турне — раннем башкире. Присутствие здесь пермских отложений является спорным. На востоке мегазоны каменноугольные комплексы с прекрасно выраженным угловым несогласием перекрываются мезозойско-кайнозойскими отложениями чехла Западно-Сибирской плиты (илл. 26).

Особенно сложным и неоднозначным (например, [Дегтярев и др., 1998]) вопросом является положение границы уралид с казахстанидами. В отличие от цитированных авторов, проводящих границу в 30 км к западу от г. Троицка, мы считаем, что она проходит под мезо-кайнозойскими отложениями Тургайского прогиба. Здесь все зависит от критериев, которыми мы будем руководствоваться. Судя по пространственно наиболее близким выходам на поверхность уралид и казахстанид, фундаментальная разница между ними состоит в том, что наиболее древние рифтовые комплексы уралид имеют позднекембрийско-раннеордовикский, а местами

даже среднеордовикский возраст, а офиолиты — аренигско-лланвирнский и моложе. Примерно то же имеет место на Южном и Срединном Тянь-Шане. В известном смысле, Южный и Срединный Тянь-Шань — это аналоги уралитов, в то время как Северный Тянь-Шань, как и Центральный Казахстан — часть казахстанид.

Казахстаниды и находящиеся на их продолжении структуры Северного Тянь-Шаня имеют в своих разрезах вендские рифтовые комплексы, а наиболее древний возраст связанных с ними офиолитов — кембрийский. Следует ожидать, что наблюдаемая на поверхности офиолитовая сутура, маркирующая границу между Северным и Срединным Тянь-Шанем, протягивается на север в фундамент Тургайского прогиба, приобретая субмеридиональное простирание и отвечая границе уралитов и казахстанид. Другим отличием является развитие в восточных уралитах и на Срединном Тянь-Шане позднепалеозойских субдукционных комплексов (валерьяновских и чаткало-кураминских), тогда как в смежной части казахстанид их верхний возрастной предел — девон. Исходя от этого, можно предположить, что границей уралитов в фундаменте Тургайского прогиба является сутурная зона, возможно, представленная Уркашским разломом. Этот разлом трассируется цепочкой серпентинитовых массивов параллельно Валерьяновскому вулканоплутоническому поясу, непосредственно к востоку от него [Геология ..., 1984]. Учитывая данные УРСЕЙС-95 о сильной восточной вергентности структур средней и нижней коры на востоке Урала, можно предположить, что сутура имеет некрутое западное падение, и что интенсивные движения по ней происходили на этапе жесткой коллизии Казахстанского и Восточно-Европейского континентов в конце палеозоя. Ставя знак равенства между казахстанидами и девонским Казахстанским континентом, мы неизбежно должны будем принять последний вариант.

В целом земная кора Урала представляет собой результат шарьирования и скупивания тектонических единиц различной природы по надвигам, падение которых меняется с глубиной, с образованием нескольких уровней литических блоков. Это обстоятельство чрезвычайно усложняет взаимоотношения между глубинными и поверхностными структурами описанных мегазон, образуя структурные несоответствия между уровнями различной глубинности, инверсии плотности в коре и тесные горизонтальные связи на различных глубинах между соседними мегазонами, при всей их внешне проявляющейся контрастности [Пучков, Светлакова, 1993]. Это является хорошей иллюстрацией к известной концепции тектонической расслоенности литосферы [Тектоническая ..., 1980].

Многие детали глубинного строения Урала были выяснены в результате комплексной интерпретации геофизических полей и сейсмопрофилей,

о которых говорилось в начале главы. Результаты этих исследований многократно обсуждались в предыдущем двадцатилетии [Глубинное ..., 1986; Соколов, 1992; Пучков, Светлакова, 1993 и др.]. Пятнадцать региональных профилей ГСЗ, проведенных между 1961 и 1993 гг., позволили определить положение поверхности МОХО под Уралом, продемонстрировали слоистую сейсмическую структуру и аномальный характер его коры. В частности, эти исследования привели к выводу о присутствии корового «корня» под Тагило-Магнитогорской зоной и о наличии сложного по составу перехода от нижней коры к мантии под Тагило-Магнитогорской зоной с V_p между 7,2 and 7,8 км/с [Дружинин и др., 1976, 1990]. В.И. Пучков, А.Н. Светлакова [1993] впервые рассмотрели эти результаты в плейт-тектоническом контексте, проинтерпретировав профиль ГСЗ на широте г. Троицк как свидетельство бивергентного строения Уральского орогена.

Профили сейсмических отражений, полученные в период между 1964 г. и началом 1990-х годов в Магнитогорской и Тагильской зонах (например, [Меньшиков и др., 1983; Соколов, 1992]), показали наличие наклонных отражателей, указывающих на присутствие антиклинорий и синклинорий и на вариации морфологии ГУР по простиранию. В 1980-х годах государственные нефтяные компании провели вкрест простирания западного склона Урала ряд сейсмопрофилей ОГТ (например, [Скрипий, Юнусов, 1989; Соборнов, Бушуев, 1992]) в сочетании с глубоким бурением, что помогло решить некоторые проблемы морфологии и происхождения структур уральского форланда. Здесь мы рассмотрим результаты интерпретации новейших комплексных сейсмопрофилей URSEIS и ESRU-SB, которые позволяют обсудить общую картину глубинного строения Уральского орогена, благодаря учету результатов более ранних работ и многочисленных геологических материалов, отчасти изложенных выше.

Особенности глубинного строения Урала по данным интерпретации трансуральских профилей URSEIS-95 и ESRU-SB

В 1993 г., вскоре после начала Программы Уралиты европейской комиссии ЕВРОПРОБА, было принято решение провести вкрест Урала два региональных геофизических профиля (Южно- и Среднеуральский) и осуществить переинтерпретацию нескольких ранее существовавших более коротких профилей. Комбинированный геологический и мультikomпонентный геофизический профиль URSEIS-95 [Berzin et al., 1996; Carbonell et al., 1996; Echlter et al., 1996; Knapp et al., 1996; Глубинное ..., 2001;

Сулейманов, 2006] включал примерно 500-километровую сейсмическую линию через большую часть орогена на широте Кракинского и Джабыкского массивов. Второй аналогичный профиль, ESRU-SB, в конечном счете достигший длины 440 км, пересекает Средний Урал через сверхглубокую скважину СГ-4, остановленную к настоящему времени на глубине около 5,5 км ([Kashubin et al., 2006; Рыбалка и др., 2006] и ссылки в этих статьях). Положение профилей URSEIS-95 и ESRU-SB см. на илл. 11.

Профиль URSEIS (рис. 98). Данная здесь интерпретация основана на комбинированном (взбросе и взрывы) сейсмическом пересечении, по материалам ПО «Спецгеофизика» [Сулейманов, 2006]. Кроме того, были использованы фильтрованные по когерентности и мигрированные по глубине вибрационные данные [Tryggvason et al., 2001] в качестве альтернативного источника информации о структуре верхней и средней коры. Наряду с общепринятыми выводами ([Brown et al., 2008] и ссылки в этой статье), представленная здесь интерпретация содержит некоторые недавние выводы автора.

Начиная с отметки 500 км (в Предуральском краевом прогибе) и до ГУР, около 275 км, профиль характеризует складчато-надвиговую структуру форланда (рис. 98). В интервале 500–420 км субгоризонтальные, умеренно когерентные рефлекторы в верхних 5 км соответствуют слабо деформированным палеозойским отложениям краевого прогиба и шельфа ордовикско-пермского возраста [Brown et al., 2006a]. Ниже, примерно до 20 км глубины, наблюдаются отчетливые субгоризонтальные рефлекторы, отвечающие недеформированным рифейским отложениям юго-юго-восточного продолжения КБА. Основание пакета отражателей, вероятно, отвечает поверхности несогласия между недеформированными, слабо метаморфизованными нижнерифейскими осадочными отложениями и архейско-палеопротерозойским кристаллическим фундаментом, практически не дающим отражений [Echtler et al., 1996]. Призма осадочных пород, почти 20 км мощностью, имеет форму двояковыпуклой линзы, что соответствует представлению автора о ее принадлежности инверсированному авлакогену. Под кристаллическим фундаментом, на отметке 430 км, поверхность МОХО, являющаяся сильным рефлектором, нарушена Макаровским разломом, который мы интерпретируем как сброс, имеющий 5 км вертикальной амплитуды — вероятно он связан с рифтовой природой авлакогена (рис. 98).

К востоку от этого места верхняя и средняя кора характеризуется слабыми, полого падающими на восток отражениями, которые в интервале от 420 км до ГУР вогнуты вниз. Эти отражающие поверхности связаны с докембрийскими породами Башкирского антиклинория, которые в его восточной части были деформированы в течение вендской (тиманской) орогении. Основание пакета отражений

обычно интерпретируется как базальный срыв (детачмент) между рифейскими отложениями и архейско-палеопротерозойским кристаллическим фундаментом. Структурные исследования, однако, показывают, что крупные антиклинали центральной и восточной части Башкирского антиклинория должны иметь в своих ядрах сорванные блоки кристаллического фундамента. Тараташская антиклиналь на севере района выводит такое ядро на поверхность, перекрывая девон по надвигу.

Нижняя кора под складчато-надвиговым поясом форланда характеризуется слабыми отражениями или их отсутствием, хотя граница МОХО хорошо следится по данным взрывной сейсмоки далее на восток, к ГУР. Ближе к ГУР антиформа Уралтау глубокого заложения выражена очень четко, в то время как сам ГУР следится как слабовогнутая поверхность, главным образом по потере отражений от докембрийских пород, с учетом предположения о практической прозрачности островодужных комплексов. Зилаирская синформа и Уралтауская антиформа, расположенные к западу от ГУР, образуют сопряженную динамическую пару, в которой антиформа образует вдвиг — тектонический клин, пододвинутый под синформу.

От ГУР до отметки ~180 км в верхней коре реликтового тела Магнитогорской дуги практически нет отражений, хотя Кизильский надвиг восточной вергентности хорошо выражен в коротких отражателях, подвергшихся фильтрации на когерентность [Tryggvason et al., 2001], и его интерпретация подтверждается глубоким бурением, геологическими и геофизическими наблюдениями [Пучков, Казанцева, 2009]. Средняя и нижняя кора относительно прозрачны. Контакт между Магнитогорской и Восточно-Уральской зоной, расположенный на ~180 км (Восточно-Магнитогорский разлом-сутура — ВМР на рис. 98), рисуется в виде смены почти прозрачной коры, расположенной с запада, на когерентную, сильно отражающую среднюю кору на востоке. В Восточно-Уральской зоне, от отметок ~180–100 км, верхняя кора почти прозрачна до глубины ~8 км, что отвечает Джабыкскому гранитному массиву. Ниже серия коротких, падающих к востоку и субгоризонтальных отражателей прослеживается до средней коры. Нижняя кора почти прозрачна или полупрозрачна везде, за исключением восточной части домена, где зона падающих на запад сильных рефлекторов опускается вниз и на запад от границы Зауральской зоны (продолжение Карталинской зоны отражений — КЗО на рис. 98, см. ниже).

Кора Зауральской зоны представлена падающими на запад, высоко когерентными отражениями, названными карталинскими (КЗО) (рис. 98), которые сливаются с МОХО, образуя систему надвигов; таким образом, МОХО предстает здесь в виде позднепалеозойской субгоризонтальной зоны срыва с листрическими надвигами. Граница между

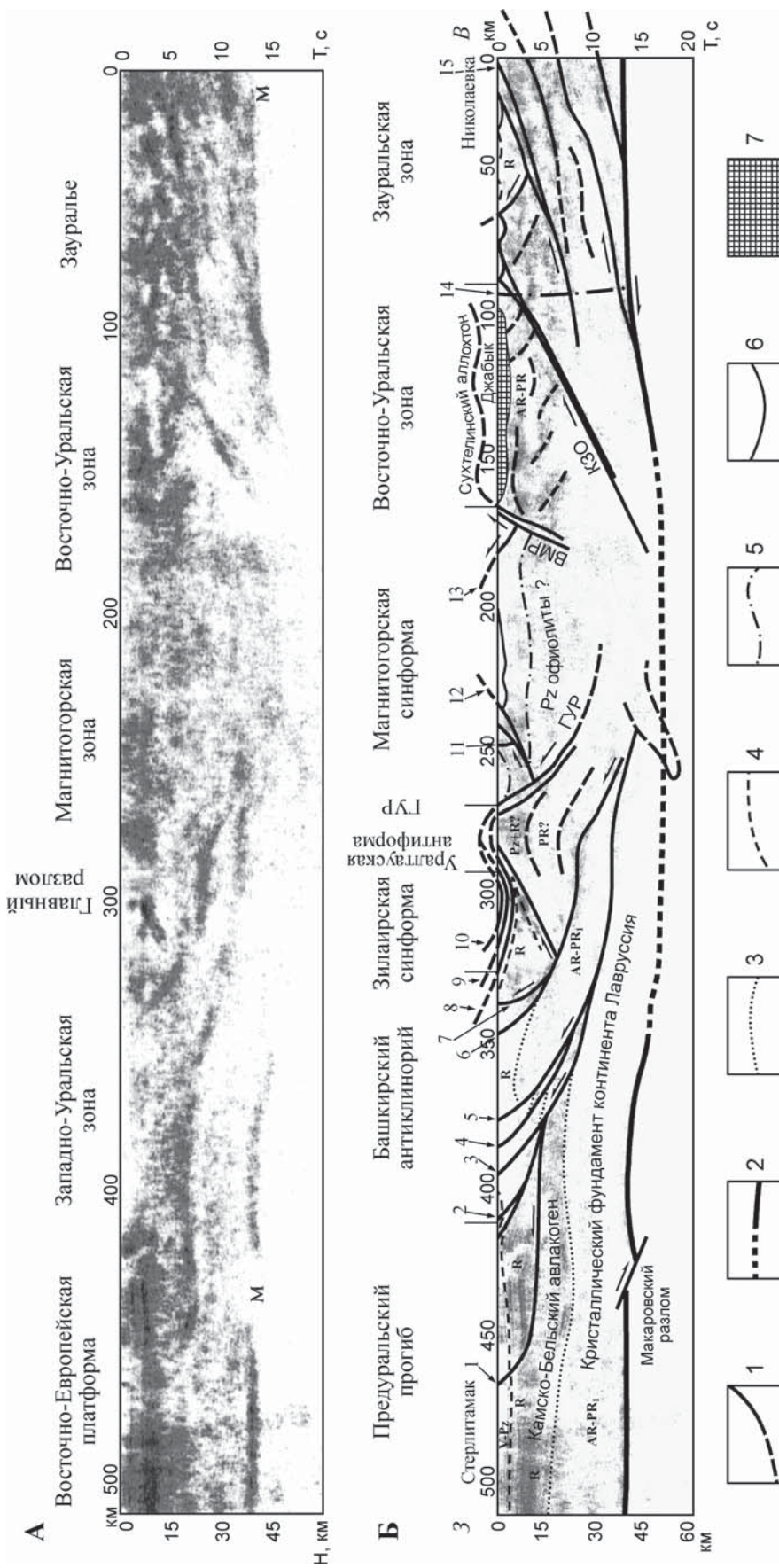


Рис. 98. Профиль УРСЕИС-95. А — неинтерпретированный (вибро- и взрывной) сейсмический профиль. Сейсмическая основа по материалам ПО «Следгеофизика» [Сулейманов, 2006]; Б — геологическая интерпретация, наложенная на профиль. Положение профиля — на илл. 11

Условные обозначения: 1 — разломы и направления движений, 2 — граница МОХО на широкоугольной сейсмике, 3 — кровля архейско-палеопротерозойского фундамента, 4 — верхи рифея, 5 — кровля коровой части офиолитов, 6 — подошва нижнего карбона, 7 — граниты Джабыкского массива. Цифрами на профиле показаны разломы: 1 — Шиханский, 2 — Ташлинский, 3 — Алауаский, 4 — Калуский, 5 — Зильмерлакский, 6 — Авзянский, 7 — Тимир, 8 — Зилаирский, 9 — Узьянский, 10 — Кракинский, 11 — Юлукский, 12 — Кизильский, 13 — Браиловский, 14 — Карталинский, 15 — Николаевка; ВМР — Восточно-Магнитогорский разлом, КЗО — Карталинская зона ограждений

Fig. 98. Profile URSEIS-95. А — Combined (vibro+ dynamite) seismic profile after the materials of «Sprezgeofizica» [Сулейманов, 2006]; Б — Geological interpretation overlain on the profile. The position of the profile is shown on the Illustr. 11.

Symbols: 1 — faults and directions of movements, 2 — MOHO boundary from wide-angle seismics, 3 — top of the Archean-Paleoproterozoic basement, 4 — top of the Riphean, 5 — top of the crustal part of the ophiolites, 6 — bottom of the Lower Carboniferous, 7 — granites of the Jabky massif. The numbers on the profile correspond to faults: 1 — Shikhan, 2 — Tashly, 3 — Alatau, 4 — Kalu, 5 — Zilmerdak, 6 — Avzyan, 7 — Timirovo, 8 — Zilair, 9 — Uzyan, 10 — Kraka, 11 — Yuluk, 12 — Kizil, 13 — Brailovo, 14 — Kartaly, 15 — Nikolaevka; BMP — East-Magnitogorsk fault, KZO — Kartaly Reflection Sequence

Восточно-Уральской и Зауральской мегазонами представляется в виде регионального разлома, называемого Карталинским или (ошибочно) Троицким, расположенного непосредственно к востоку от Джабыкского массива и следящегося в юго-юго-западном и северо-северо-восточном направлениях, где он интерпретируется в качестве триасового сдвига значительной амплитуды [Тевелев, Фурина, 2010].

В западной и восточной частях профиля URSEIS (комбинированные взрывные и вибрационные отражательные данные) граница МОХО четко следует до глубины ~50 км, но не может быть прослежена в более глубокой, центральной части профиля. Однако, по данным широкоугольной сейсмологии, максимальная глубина МОХО определяется как 55 км [Carbonell et al., 1998]. Хотя имеется некоторое несовпадение между данными широкоугольной и ОГТ-сейсмологии, облакоподобное замутнение на отметке ~250 км может быть предположительно идентифицировано как клин нижней коры в мантии (сравнить со значительно лучше выраженным клином нижней коры на профиле ESRU-SB, см. ниже).

Профиль ESRU-SB (рис. 99). Наиболее современная интерпретация этого профиля, проведенного вкост Среднего Урала на широте 56°, основанная на отражательных данных, полученных последовательно в течение многих сезонов, начиная с 1993 г. (профиль ESRU-SB), была недавно дана в работах [Kashubin et al., 2006; Рыбалка и др., 2006; Brown et al., 2008]. От отметки –100 км в Предуральском прогибе до ~–25 км на востоке, верхняя кора характеризуется наличием плоских отражателей, которые интерпретируются как недеформированные осадки краевого прогиба и платформенные отложения (до ~–65 км). Контрастируя с этой картиной, восточнее появляются крутопадающие к востоку неглубокие рефлекторы «тонкокожей» складчато-надвиговой структуры форланда (рис. 85, 99). И недеформированные, и крутопадающие рефлекторы сменяются вниз пологопадающей к востоку зоной рефлекторов, которая на глубине ~5–8 км ограничивается предполагаемой поверхностью несогласия прислонения между платформенным чехлом венд-палеозойского возраста и позднерифейским авлакогенным комплексом. На востоке эта поверхность трансформируется в детачмент, объединяющий складчато-надвиговую структуру форланда [Brown et al., 2006a, b]. На ~–25 км эта серия рефлекторов резко упирается в серию крупных, падающих к востоку вогнутых отражающих поверхностей, вероятно, соответствующих листрическим разломам, следящимся в среднюю кору до глубины 25–30 км. Отражения этого типа сохраняются от отметки 25 км до зоны ГУР. Зона характеризуется наличием нескольких сильных, близко расположенных рефлекторов, падающих к востоку под 45–60° между отметками 0 и 10 км, что отвечает сложно

деформированной тектонической зоне ограничения континента Лавруссия. От отметок –20–10 км крутые падающие к востоку отражатели представляют «толстокожие» деформации в пределах Кваркушского антиклинория.

Под недеформированным передовым прогибом и базальным срывом (детачментом) складчато-надвиговой зоны форланда, в средней коре, до глубины ~25 км наблюдаются волнообразные выпукловогнутые отражатели. От 25 км до ~42 км глубины нижняя кора характеризуется более сильными и когерентными субгоризонтальными отражателями. Отражения в средней коре, вероятно, соответствуют рифейским осадочным породам, а в нижней — архейско-палеопротерозойскому кристаллическому фундаменту, хотя нельзя не отметить поразительную разницу между отражательной способностью кристаллического фундамента здесь и на профиле URSEIS. Характер отражений глубоких уровней разреза коры позволяет предположить, что она не затронута деформациями уралид, и это тоже является причиной разницы между профилями [Brown et al., 2006a; Kashubin et al., 2006]. С другой стороны, особенности отражений в средней коре говорят о том, что на отметках –100 — ~–20 км мощная (15 или более км) призма рифейских отложений формирует крупную синформу, под которую пододвинут тектонический клин, состоящий из пород того же возраста (структура вдвига). Структура принадлежит деформациям тиманид, но напоминает также клинообразную структуру на границе Зилаирской синформы и Уралауской антиформы, дешифрируемую на профиле URSEIS и более частных профилях и относимую к деформациям уралид.

Поверхность МОХО следует здесь как пологонаклонная сильно отражающая граница между серией ярких рефлекторов нижней коры и практически прозрачной мантией на глубине 42–45 км. От отметок ~10–50 км структура верхней коры, сложенная реликтами Тагильской дуги, выглядит как открытая синформа, надвинутая к западу на рифейские отложения Кваркушского антиклинория. Синформа асимметрична, и ее восточное крыло срезано зоной серпентинитового меланжа Серовско-Маукского разлома, отделяющего синформу от салдинского метаморфического комплекса. Зона меланжа прозрачна, и ее западная граница следует по резкому утыканию тагильских отражателей, указывающему на западное падение зоны под углом 60°. Зона может быть предположительно прослежена в нижнюю кору по слабым, рассеянным отражениям, позволяющим предположить смену крутого западного падения на более пологое под углом 30° вблизи поверхности МОХО.

Салдинский метаморфический комплекс предположительно островодужной природы ([Рыбалка и др., 2006] и ссылки в этой статье), расположенный между отметками 55 и 103 км, характеризуется сери-

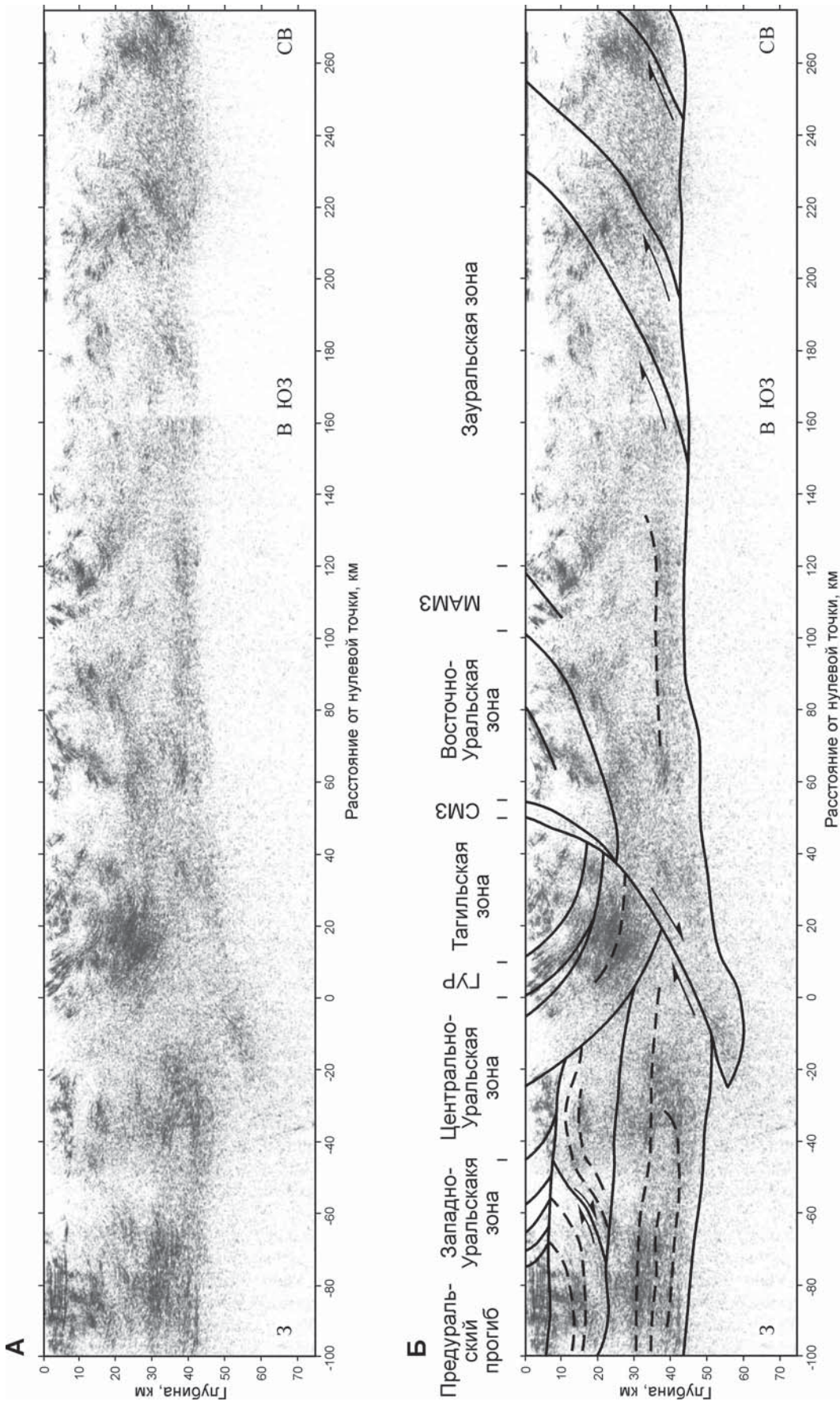


Рис. 99. Профиль ESRU-SB-93-95. А — не интерпретированный [Kashubin et al., 2006; Рыбалка и др., 2006] и Б — интерпретированный. Местоположение профиля — на илл. 11

Аббревиатуры: ГУР — Зона Главного Уральского разлома, СМЗ — Зона Серовско-Маукского разлома, МАМЗ — муззинско-адыгский метаморфический комплекс

Fig. 99. Profile ESRU-SB-93-95. A — Uninterpreted [Kashubin et al., 2006; Рыбалка и др., 2006], and B — interpreted. The position of the profile is shown on the Illustr. 11

Abbreviations: ГУР — Main Uralian Fault Zone (МУФЗ), СМЗ — Serov-Mayk Zone (SMZ), МАМЗ — Murzinka-Adyug metamorphic complex (МАМС)

ей отражателей, падающих к западу и следящихся вместе с Серовско-Маукским разломом под Тагильской синформой и Центрально-Уральской зоной. Эта часть коры, отвечающая Салдинской зоне, клинообразна и образует структуру вдвига в мантию под западным склоном Урала на глубине 60 км.

Следующая к востоку зона, Мурзинско-Адуйская (103–120 км), представлена на поверхности рифейскими метаморфическими породами и пермскими гранитами; вместе с Салдинской зоной она принадлежит Восточно-Уральской мегазоне. Отражения в этой зоне некогерентны и расположены пятнами, что не позволяет разобраться в деталях структуры. Далее к востоку, начиная от 120 до 180 км, в пределах Зауральской мегазоны, структура верхней коры интерпретируется с еще большим трудом, как из-за плохой обнаженности, так и благодаря почти полному отсутствию когерентных отражателей в верхних 10 км профиля.

От отметки ~180 км до восточного конца профиля (260 км) на поверхности развиты платформенные меловые и кайнозойские отложения Западно-Сибирского бассейна, которые характеризуются как область хороших субгоризонтальных отражений, утолщающаяся к востоку до величины 1,5 км на отметке 260 км. Детали профиля, представленные в статье [Рыбалка и др., 2006], характеризуют рельеф палеозойско-меловой поверхности несогласия как сильно изрезанный, возможно, благодаря нескольким причинам: наличию домеловых грабенов (значит, в них могут быть и неидентифицированные более древние отложения юры и триаса), а также флексур и врезов палеорек. Под платформенным покровом структура Зауральской зоны обнаруживает серию отражателей, падающих к западу и сливающихся

с МОХО на глубине ~40 км, подобно КЗО на профиле URSEIS, хотя и не столь ярких.

В целом, МОХО хорошо идентифицируется на всем протяжении этого профиля, как резкая граница между нижней корой, обладающей сильно отражающими поверхностями, и почти непрозрачной мантией. Кора утолщается от ~42–43 км на обоих концах профиля до ~60 км под Центрально-Уральской мегазоной. Вышеупомянутый клин нижней коры, вдвинутый в мантию, создает здесь впечатление, что восточное крыло орогена пододвинуто под кору и мантию бывшего континента Лавруссия.

Итак, Урал представляет собой хорошо сохранившийся, внешне довольно симметричный бивергентный ороген. В то же время, это по сути дела квазисимметрия: по генезису, возрасту и вещественному составу слагающих его элементов он резко асимметричен и в конечном итоге является результатом коллизии двух очень разных по своему геологическому строению континентов: древнего — массивного Восточно-Европейского и молодого — значительно менее жесткого и, возможно, «ленточного» в плане Казахстанского (см. выше). В соответствии с этим Урал четко распадается на две части, разделенные ГУР. Западная часть, представленная Предуральским краевым прогибом, Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазонами, отвечает краю Восточно-Европейского континента, с несколькими аллохтонами океанических и островодужных комплексов, имеющих корни в ГУР. Восточная — представляет собой сложный коллаж океанических, островодужных и микроконтинентальных блоков; некоторые из них имеют большие размеры и сохранили реликты первоначальной структуры, а большинство представляют собой мелкие тектонические пластины, образующие сложнейшее нагромождение.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАЛИД

Как было показано, развитие уралид отвечает полному циклу Вильсона, детали которого, от начальных и до конечных стадий, изучены значительно лучше, чем цикл развития тиманид. После орогена в позднем венде и кратковременного этапа распада орогена и платформенного развития в кембрии, когда территория тиманского орогена была пенеппенизирована, в конце кембрия наступил этап эпиконтинентального рифтогенеза, плавно перешедшего в спрединг океанического дна уже в среднем ордовике, с одновременным формированием пассивных континентальных окраин (на Урале достоверно выявляется только одна). Уже с позднего ордовика началась субдукция, с образованием Тагильской островной дуги.

Накоплению ордовикских осадочных и вулканогенных комплексов предшествовал процесс длительной эрозии, **пенеппенизации**, выветривания

и образования россыпей. Положение Балтики в низких широтах [Свяжина и др., 2003] способствовало этим процессам. Коры выветривания с золотой минерализацией и концентрациями Be, Ge, Ga и P3Э [Юдович и др., 1998a] и ордовикские конгломераты, содержащие золото (древние россыпи?) найдены на севере Урала; эти типы минерализации заслуживают большего внимания в будущем [Голдин и др., 1999; Душин и др., 2001; Никулова и др., 2003].

Металлогения ордовикского эпиконтинентального **рифтогенеза**, который последовал за образованием кор выветривания в основании рассматриваемого этажа, представлена медистыми песчаниками Приполярного и Полярного Урала и барит-полиметаллическими стратиформными месторождениями, ассоциирующими с ордовикскими вулканитами: Саурейское Cu-Zn, Косьюнское и др. медистых песчаников на западном склоне Приполярного и

Полярного Урала [Душин, Григорьев, 1988; Широбокова, 1992; Душин, 1997; Юшкин, 1997; Прокин, 2002]. На западном склоне Среднего Урала сюда относятся стратиформные полиметаллические и медно-полиметаллические проявления Уфалейского поднятия [Широбокова, 1992]. (см. рис. 40)

В классических областях проявления мезокайнозойского рифтогенеза он сопровождается образованием кимберлитов и карбонатитов. На Урале такие проявления известны [Тектоническое ..., 2006; Озеров и др., 2006; Левин и др., 1997 и др.]. Это Верхнепечорское, Хартесское, Сертыннинское проявления кимберлитов, с единичными находками алмазов. Однако, исходя из общих закономерностей локализации алмазоносных кимберлитов, расположение трубок взрыва не на кратоне, а в зоне более молодой, тиманской складчатости является отрицательной предпосылкой для прогнозирования богатой алмазоносности.

Субщелочной магматизм и образование карбонатитов на Среднем Урале привели к формированию редкометальных (Ta, Nb) месторождений и рудопроявлений (Вишневогорское, Потанинское, Сибирка и др.), а также части камнецветного сырья, связанного со щелочными породами в Ильменском заповеднике [Левин и др., 1997; Попов, Попова, 2006]. Общий характер комплекса позволяет отнести его с полным основанием к УЩК-типу [Фролов и др., 2003]. Как уже указывалось, Rb-Sr и U-Pb изохронные возраста миаскита (сиенита) для ильмено-вишневогорского комплекса (440–446 млн. лет — конец ордовика — начало силура) моложе главного, раннеордовикского рифтового эпизода, имевшего место на границе Палеоуральского океана и континента. Карбонатиты еще моложе (до 422 млн. лет). Это не позволяет дать этой минерализации прямую плейт-тектоническую интерпретацию. К тому же отмечалось, что месторождения этого типа образуют «теневую» субширотную структуру [Левин и др., 1997]. Чтобы увидеть в этой структуре реальный смысл, быть может, следует учесть, что она напоминает следы плюмов на континентальной границе, связанных с заложением и развитием новой океанической структуры (см. выше). Во всех упомянутых случаях щелочной магматизм и метасоматоз моложе первоначального рифтового эпизода, предшествовавшего раскрытию океана.

Вишневогорская группа месторождений долгое время считалась позднепалеозойской, потом ордовикско-раннесилурийской (см. выше), пока не получила более надежные изотопные датировки из которых следует [Недосекова, Белоусова, 2009], что УЩК-магматизм был здесь рекуррентным, с главными фазами на границах рифей — венд и ордовик — силура, а также метаморфизмом каменноугольно-пермского возраста. Можно поставить вопрос о том, что редкометально-редкоземельное оруденение северных районов Урала (см. выше) также

в какой-то мере связано с вышеприведенной интерпретацией и не случайно маркирует палеозойскую окраину континента. Так, Турупинская зона минерализации в ордовикских отложениях содержит сиениты. K-Ar возрастные определения их варьируют от карбона до триаса [Калиновский и др., 1986]. Однако в последнее время, наряду с позднепалеозойскими, получены Rb-Sr и U-Pb абсолютные возраста в интервале 420–460 млн. лет (поздний ордовик — ранний силур, как в Вишневых горах) по гранитам, содержащим редкометальное оруденение (Харбейский, Тай-Кей, Маньхамбо) [Удоратина, Ларионов, 2005]. Можно предположить, что раннепалеозойские щелочные комплексы континентальной окраины были переработаны, а отчасти и переотложены на коллизионной стадии — то есть, и здесь возможно явление рекуррентности. Напрашивается интересная аналогия с цепочками щелочных пород и карбонатитов Центральной Африки [Burke et al., 2003]. Эти авторы пишут: «Деформированные щелочные породы и карбонатиты (DARCs) представляют собой продукты двух надежно установленных циклов Вильсона. DARCs маркируют места, где исчезнувшие океаны открылись и затем закрылись. Будучи затянута в мантийную литосферу на глубины до 100 км при коллизии, они могли стать источником для более позднего щелочного магматизма, что объясняет рекуррентный щелочной магматизм на протяжении сотен млн. лет в таких провинциях».

Минерагения **океанической** стадии развития региона, под которой мы понимаем ордовикско-каменноугольный срез, отвечающий времени существования Палеоуральского океана, более разнообразна и зависит от геодинамической ситуации в каждой точке океанического и окраинно-континентального бассейна.

В осадочных разрезах **пассивной континентальной окраины** грубые терригенные и вулканогенные рифтовые формации сменились в ордовике чисто осадочными формациями, демонстрирующими фациальный переход от шельфа к континентальному склону и подножью [Пучков и др., 1988; Пучков, 2000; Puchkov, 2002b]. Шельфовые осадки содержат (или производили) углеводороды (Вуктыл), уголь (Кизеловский бассейн), небольшие стратиформные Cu-Zn проявления (Ильчские, Кожымские), бокситы (Южноуральский бокситоносный район). В батиальных осадках наиболее показательными являются Хойлинское (Ba) и Парнокское (Mn, Fe) месторождения Лемвинской зоны. Оба могут рассматриваться как эксфильтрационные и имеют стратиформный характер. Хойлинское относится к гидротермально-осадочному типу [Юшкин и др., 2002]. В отношении Парнокского имеются прямые аналогии с Атасуйским типом эпигенетических Fe-Mn месторождений Казахстана (А.М. Шишкин, устное сообщение). Вместе с тем нельзя пройти

мимо того факта, что эти месторождения и аналогичные рудопроявления сосредоточены в обогащенных полезным компонентом «геохимических горизонтах» глубоководных отложений, которые тем самым демонстрируют свою геохимическую специализацию [Юдович и др., 1998б]. Была показана роль холодных метановых «сипов» в отложении барита глубоководных континентальных окраин [Torres et al., 2003].

Колоссальная территория Восточно-Европейского континента, включая и его восточную, уральскую окраину, в девоне испытала рассредоточенный базальтовый вулканизм, который интерпретируется как проявление суперплюма [Puchkov, 2002b]. Влияния его на минерагению Урала пока не выявлено, но с ним могли ассоциировать кимберлитовые проявления, о чем говорят находки девонских кимберлитов на северо-востоке Русской плиты. Кроме того, наиболее крупные массивы девонского дайково-силлового пояса Западно-Уральской зоны характеризуются проявлениями титаномагнетитовой и сульфидной минерализации.

Офиолиты (комплексы океанической коры) вмещают месторождения хромитов, МПГ, колчеданов кипрского (домбаровского) типа, золота. Однако это совершенно не означает, что формирование всех этих месторождений происходило в океанских геодинамических обстановках СОХ. Это, вероятно, справедливо для колчеданов кипрского типа, для хромитов и содержащихся в них МПГ (Pd, Pt) полосчатого (расслоенного) комплекса офиолитов — например, в Нуралинском массиве [Молошаг, Смирнов, 1996]. Однако значение таких месторождений невелико. Наиболее крупные месторождения хромитов сосредоточены в дунитах, формирование которых связано с просачиванием и последующим фракционированием базальтоидной магмы. Процесс деплетирования мантии, начавшись в СОХ, продолжался в условиях субдукции; подавляющая часть островодужных вулканитов образовалась за счет частичного плавления надсубдукционного мантийного клина под действием водного флюида, продукта дегидратации субдуцируемого слэба [Stern, 2002]. Тем самым субдукционные процессы также участвовали в переработке дунит-перидотитового комплекса офиолитов и концентрировании хромитов с тугоплавкими МПГ (Os, Ir) в реститах, как это показано для крупнейшей Донской группы месторождений Кемпирса [Melcher et al., 1999]. Из других, менее крупных, хромитовых месторождений подобного типа и их групп на Урале следует упомянуть Рай-изское, Хойлинское, Ключевское, Аккаргинское, Хабарнинское, Кракинскую группу.

Образования трех главных **островных дуг** на Урале отвечают трем зонам субдукции, развивавшимся последовательно, точно сменяя одна другую: Тагильской (поздний ордовик — ранний девон); Магнитогорской (ранний девон — поздний девон)

и Валерьяновской (ранний карбон). Первые две дуги были энсиматическими, а последняя — энсиалической, с чем связаны различия их металлогении. Полной уверенности в островодужной природе Валерьяновской зоны нет (см. выше). В последнее время сделана попытка возродить представление о Губерлинской островной дуге на Южном Урале [Борисенко, Рязанцев, 2005], однако ее развитие, если и было, то представляется довольно эфемерным. С ней не связывается мощных последовательно-дифференцированных вулканических серий, она представлена лишь ордовикской контрастной колчеданосной базальт-липаритовой формацией (месторождения Блявинской группы, Яман-Касы, Комсомольское в Сакмарской зоне), и отмерла уже в раннем силуре.

Большая часть уральских колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Урала связана с зонами субдукции и островными дугами. Они составляют значительную часть общих уральских запасов меди, свинца, цинка и золота. Большинство месторождений сосредоточено в Тагило-Магнитогорской зоне, и структуры многих из них довольно просты: это линзовидные, часто многоэтажные залежи с массивными раздувами в центральной части и «шлейфами» обломочных сульфидов, уходящими далеко по наслоению вмещающих вулкано-генных пород. Некоторые по запасам относятся к крупным и даже гигантским (на Южном Урале это девонские Учалинское, Сибайское, Подольское, Юбилейное, Гайское и др.). Слабо деформированные месторождения есть и на Северном Урале (Ново-Шемурское, Валенторское и др.). Однако здесь, вследствие более длительной и сложной истории колчеданосных зон (в основном, силурийских), больше сильно деформированных и метаморфизованных месторождений (примером могут служить месторождения Дегтярско-Полевской и Маукско-Кузнечихинской групп) [Овчинников, 1998]. Некоторые месторождения находятся в аллохтонах, за пределами «материнской» Тагило-Магнитогорской зоны: Блявинская группа в Западно-Уральской зоне и Сафьяновское месторождение — в Восточно-Уральской.

Не останавливаясь на обсуждении хорошо разработанной классификации уральских месторождений массивных сульфидов [Серавкин, 2002б; Herrington (ed.), 2002a; Herrington et al., 2002b], отметим, что их состав тесно коррелирует с составом вмещающих вулканитов. Контрастные базальт-риолитовые вулканиты содержат Cu-Zn-пиритовые месторождения уральского типа, тогда как последовательно дифференцированные известково-щелочные вулканиты — Au-Ba-Cu-Zn-пиритовые месторождения баймакского (куроко) типа. Объяснение этого заключается в гидротермально-осадочном генезисе месторождений, при котором морские воды, проникающие в океаническую кору, разо-

греваются близ магматического очага, выщелачивают на своем пути металлы и выходят на морское дно в виде источников насыщенного сульфидами перегретого пара — черных курильщиков [Масленников, Зайков, 1998]. Роль геодинамики в этом процессе сводится к созданию условий для выплавки вулканитов того или иного типа, зависящих от наклона зоны субдукции, скорости процесса, обилия флюидной фазы и других факторов. Как ни парадоксально, при общем конвергентном характере геодинамических процессов, образование месторождений уральского типа происходило в условиях локального растяжения [Косарев и др., 2005, 2006].

Fe-Mn минерализация в кремнях и яшмоидах, главным образом среднедевонского возраста, в Магнитогорской зоне была, по-видимому, связана с придонным отложением из гидротерм, более низкотемпературных и далеких от вулканических центров. Однако слоистые яшмы, содержащие полурастворенные остатки радиолярий, не являются продуктами непосредственного отложения из гидротерм: прежде чем попасть в осадок, эндогенный кремнезем обычно проходит биогенный рециклинг. С низкотемпературными гидротермами связано и образование родонитов, однако обязательным условием здесь является метаморфизм первичных марганцево-карбонатного и опалового материала при $T = 450\text{--}500^\circ\text{C}$ [Брусницын, 2000].

Наряду с колчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями имеется несколько других типов сульфидных месторождений, связанных с островными дугами. В Магнитогорской островной дуге выявлены Салаватское Mo-Cu-порфировое месторождение [Грабежев, Белгородский, 1992], золото-порфировое Юбилейное [Shatov et al., 2005]. Золото месторождений Миндяк, Муртыкты было первоначально связано с прожилково-вкрапленным оруденением в девонских вулканитах, и лишь позже, на коллизионной стадии, дополнительно концентрировалось в связи с метасоматическими процессами и образованием золото-кварцевых жил [Lehmann et al., 1999; Сазонов и др., 2002]. Сульфидные медно-никель-кобальтовые месторождения и рудопроявления в серпентинитах отмечаются почти на всем протяжении зоны ГУР Южного Урала; из них наиболее известны Ишкининское, Ивановка и Дергамышское [Овчинников, 1998]. Некоторое время они считались аналогами гидротермальных полей СОХ срединной Атлантики — Рейнбоу и Логачев, и выделялись в особый атлантический тип. Исследования последних лет приводят к выводу, что они формировались в преддуговой обстановке, и имеет смысл искать аналогичные месторождения в соответствующих участках современных островных дуг [Jonas, 2003; Nimis et al., 2005; Zaykov et al., 2005].

Расслоенные магматические комплексы ПП, развитые в Тагильской дуге, являются уникальным образованием. Иногда их относят к аляскинскому

типу, однако по степени изученности и приоритету обнаружения было бы политкорректно называть уральским типом аляскинские расслоенные интрузии. Они представлены дунитами, пироксенитами, габбро, габбро-амфиболитами, образующими крупные концентрически-зональные массивы, протрузивно прорывающие, с горячими контактами, ордовикские офиолиты и силурийские известково-щелочные вулканиты. От пород основания офиолитового разреза породы ПП отличаются полным отсутствием гарцбургитов и многими геохимическими чертами (повышенная железистость дунитов, высокий стронций в габбро, повышенные содержания ряда малых элементов и др.). Комагматические вулканиты отсутствуют. С учетом новых геохимических данных и абсолютных датировок, массивы считаются принадлежащими к островодужной стадии развития [Иванов, Шмелев, 1996; Язева, Бочкарев, 2003]; (особое мнение автора см. выше).

Большое значение для минерализации в ходе становления массивов играли процессы частичного плавления в мантии, магматического транспорта, магматической дифференциации и последующего метасоматоза [Иванов, 1997]. Пояс получил свое название от самородной платины, которая в основном добывалась из россыпей [Додин и др., 2001]. Платина поступала в крупнейшую Исовскую россыпь из ближайших дунитовых массивов — Вересовоборского и Светлоборского. Добыча из коренных месторождений была значительно менее выгодной из-за низких содержаний металла. Тем не менее, богатая столбообразная залежь платиносодержащих хромитов в дунитах горы Соловьевой (Госшахта) разрабатывалась шахтой и открытым способом в течение многих лет [Золоев и др., 2001]. Продолжаются (небезуспешные) попытки выявить новые коренные проявления платиноидов в дунитах. Однако, как правило, добыча МПГ из коренных месторождений выгодна на Урале лишь при условии комплексной разработки [Золоев и др., 2001].

Особую роль, как активный фактор минерагении, играли магматическое расслоение и термохимическая активность сравнительно молодых габбро-норитовых интрузий комплекса, формировавших магматические сегрегации титаномагнетита, скарново-магнетитовые и более удаленные скарново-гидротермальные месторождения [Овчинников, 1998]. При этом Качканарскую группу можно рассматривать как типичный пример ванадиеносной титаномагнетитовой рудоносности в пироксенитах (к тому же типу относятся Кытлымская и другие группы). Качканарские титаномагнетиты характеризуются Pd-Pt-Ru минерализацией. Первоуральское месторождение в Ревдинском массиве отличается от Качканарского типа: руды локализуются не в пироксенитах, а в горнблендитах; несколько отличен и спектр благородных металлов (Pd-Pt-Ru-Au) [Золоев и др., 2001]. Другой тип оруденения, скарново-

магнетитовый, представлен крупным Естюнинским месторождением на контакте с Тагило-Баранчинским габбровым массивом, и рядом других. Магнетит в этих скарнах отличается от типичного повышенным содержанием TiO_2 (в среднем 0,84%). Третий тип, представленный только Волковской группой, содержится в расслоенном габбро и представлен, наряду с преобладающим титаномагнетитом, также ильменитом, апатитом, борнитом, халькопиритом и халькозином (последние три минерала концентрируются в поздних, наложенных зонах тектонической переработки). Руды содержат Pd, Pt, Au в непромышленных количествах. Однако с Волковской группой связан новый, баронский тип промышленной Au-МПП (Pd-Au-Pt) минерализации (Баронское месторождение). Титаномагнетиты, содержащие благородные металлы, вмещаются апатитсодержащими оливиновыми пироксенитами; структура рудного поля осложнена дайками диоритов и гранит-аплитов, повлиявшими на перераспределение оруденения [Золоев и др., 2001].

Петрографически сходные ассоциации платиноносного типа развиты и в других структурах Урала (рис. 60), например, в Хабарнинском массиве. Титаномагнетиты Велиховского месторождения в габброидах Сакмарской зоны похожи на Качканарские [Овчинников, 1998]. Все эти комплексы вместе с развитыми в них месторождениями аллохтонны. Аллохтонным является и пироксенитовый Суоямский массив палладиево-платиновой специализации с развитым в нем одноименным месторождением Ti-V-содержащих магнетитов и апатитов [Жилин, Пучков, 2009]. Аллохтонны и некоторые медноколчеданные месторождения — Блявинское, Яман-Касы и Комсомольское — залегающие в Блявинской синформе Сакмарского аллохтона. Аллохтонны Кемпирсайские и Кракинские месторождения Южного Урала и медноколчеданное Сафьяновское Среднего. Без расшифровки шарьяжной структуры Урала понять позицию таких месторождений невозможно.

В Магнитогорской зоне присутствие платиноносных ассоциаций на поверхности установлено в качестве локального проявления (Сахаринский массив, рис. 60); оно предполагается на глубине по геофизическим данным [Иванов, Винничук, 2001], хотя высказывалось и мнение об уникальности пояса, как специфической черте именно Тагильской зоны [Язева, Бочкарев, 2003]. Выше нами было показано, что расслоенные интрузии платиноносного типа не являются запрещенными для Магнитогорской зоны, хотя залегают преимущественно в относительно высоко расположенных аллохтонах на ее периферии.

В раннем девоне развитие Тагильской островной дуги вошло в позднюю активную стадию, охарактеризованную более щелочным вулканизмом. Группа скарново-магнетитовых месторождений (Высокогорское, Гороблагодатское и др.) связана

с этими субщелочными интрузиями — Тагильской, Кушвинской и др. (сиениты, диориты, гранодиориты) [Овчинников, 1998]. Вместе с одновозрастными (и частично комагматичными) трахитами, трахиандезитами лохковско-пражской туринской серии они завершают магматическую последовательность собственно Тагильской зоны субдукции.

Затем, в эмсе — среднем девоне, произошел перескок зоны субдукции, и тело отмершей дуги разделилось на две зоны. В западной зоне вулканическая активность прекратилась, сменившись формированием узкого карбонатного шельфа (Петропавловская зона). Благодаря оптимальным климатическим условиям, связанным с положением зоны в приэкваториальных широтах, происходило накопление бокситов (Североуральский бокситоносный район) за счет латеритного выветривания продуктов вулканизма соседней с востока Туринской зоны. Перспективны на бокситы и аналогично развивавшиеся более северные территории Тагильской дуги, в частности, Щучьинская зона [Каныгин и др., 2004].

В Туринской же зоне субдукционный магматизм возобновился, приобретает до некоторой степени энсиалический характер. Эту зону можно рассматривать как непосредственное продолжение на север новой, Магнитогорской дуги (см. выше), которая «пунктиром» прослеживается до самой Щучьинской зоны. Минерагения здесь несколько специфична по сравнению с энсиматическими Тагильской и Магнитогорской (*sensu stricto*) дугами. Здесь характерны среднедевонские магнетитовые и медно-магнетитовые скарны [Овчинников, 1998]. В качестве примера можно привести месторождения Ауэрбаховско-Туринского рудного поля. Скарновые магнетиты Ауэрбах-Песчанской группы располагаются среди эмс-среднедевонских вулканогенно-осадочных пород (андезито-базальты, туфопесчаники, известняки) и подверглись влиянию многофазных среднедевонских интрузий габбро и гранитов. Туринские медноскарновые месторождения известны на южной периферии Ауэрбах-Песчанской скарновой группы, демонстрируя своего рода зональность [Овчинников, 1998] или же временную последовательность [Грабежев, Шардакова, 2004].

На Полярном Урале разведано золото-скарновое месторождение Новогоднее-Монто, интерес к которому определяется в основном значительными выявленными и прогнозными запасами золота с возможностью попутной добычи железа. Исследования показали, что это полихронное и полигенное месторождение, первично образовавшееся на фланге Щучьинской зоны как среднепалеозойское (островодужное) типично скарново-магнетитовое. Сульфидная и кварцево-сульфидная минерализация с золотом образовалась в результате наложенных метасоматических и гидротермальных процессов более поздних этапов [Трофимов и др., 2005].

Позднедевонская **коллизия Магнитогорской островной дуги и пассивной континентальной окраины** на Южном Урале [Brown, Puchkov, 2004] привела к значительной структурной перестройке коры в этой части региона. Этот процесс сопровождался довольно разнообразной минерализацией, значение и масштабы которой еще предстоит уточнить. Среди месторождений этого этапа можно указать Караяновское месторождение кварца, Шубинское — рутила; последнее связано с эклогитизацией базальтов, вызвавшей сброс двуокиси титана. Предполагается (С.Ш. Юсупов, устное сообщение), что рутил образовал значительные по запасам элювиальные россыпи на поверхности выветривания эклогитов максютовского комплекса, а некоторые разности графитистых сланцев могут служить энергетическим сырьем. Нерешенным до сих пор является вопрос об алмазности эклогит-глаукофанового максютовского комплекса. Несмотря на некоторые положительные указания (единичные находки алмазов, рентгенограммы с линиями алмаза), оценки давлений по минеральным барометрам эклогитов обычно не превышали 1,5–2 ГПа [Leech, Ernst, 2000 и др.], что слишком низко для образования алмазов. Однако затем были опубликованы сведения о находках агрегатов нанокристаллического алмаза в эклогитах [Bostick et al., 2003]. Это позволяет заново поставить вопрос об алмазности кумдыкольского типа как для максютовского комплекса, так и для его аналогов на севере Урала. Возможно, неудача предыдущих поисков была связана с тем, что алмазы искали в эклогитах, а они практически безуглеродистые.

Высокобарический метаморфизм на Полярном Урале, связанный с коллизией типа дуга — континент, вероятно, привел к формированию Кечьпельского месторождения жадеитита, образованного по плагиогранитной жиле в перидотитах Войкарского офиолитового массива в висячем крыле ГУР. Подобную же позицию занимает жадеититовое месторождение Пусьерка в эндоконтакте массива Сыум-Кей [Душин и др., 2001; Ефимов, Потапова, 1992]. С ГУР, как зоной проницаемости и динамометаморфизма в базит-гипербазитовом комплексе, по-видимому, не случайно связаны и месторождения нефрита (Миасс, Нырдовоменшор), а также талька (Миасская группа).

Позднедевонская коллизия сформировала ГУР, трассируемый серпентинитовыми меланжами и запечатанный в раннем карбоне Сыростанским плутоном ([Пучков, 2000] и ссылки там же). Логично предположить, что процессы апосерпентинитового метасоматоза с формированием лиственитов, родингитов, хлограпитов, талька как промежуточных концентраторов золота [Сазонов и др., 2002] начались здесь в позднем девоне, что способствовало формированию полихронных золотоносных месторождений в этой зоне (например, Миндякского). К северу ГУР омолаживается; аналогичные процес-

сы коллизии и минерации начались здесь в раннем карбоне.

Особую проблему представляет Юлукская группа колчеданных месторождений в максютовском комплексе [Серавкин, 2002б]. Нам представляется, что это метаморфизованные гидротермально-осадочные месторождения Магнитогорской дуги, вовлеченные в аккреционный комплекс Уралтауской антиформы в ходе позднедевонской коллизии.

Коллизия и аккреция края континента, имевшие место на Южном Урале, привели к перескоку зоны субдукции на восток и образованию либо **новой (на этот раз полностью энсиалической) островной дуги, либо активного вулканоплутонического пояса** на краю континента (чтобы говорить уверенно, надо лучше знать возраст сутурных зон на востоке Урала). Скарново-магнетитовые месторождения Соколово-Сарбайского (Соколовское, Сарбайское, Качарское, Глубоченское, Березовское) и Магнитогорского (г. Магнитная) районов, медно-магнетитовая скарновая минерализация и серия медно-порфирировых месторождений в Зауральской зоне (Биргильдинское, Новониколаевское, Михеевское, Тарутинское и др.) сопровождали этот процесс [Грабежев, Белгородский, 1992; Полтавец, 1991; Эвгеосинклинальные ..., 1984]. Однако в последнее время в представлениях о каменноугольном возрасте меднопорфирировых месторождений (в целом, правильные) были внесены уточнения [Грабежев, Краснобаев, 2009]. Выяснилось, что меднопорфирировое Северотоминское месторождение и тесно связанное с ним в единой рудно-магматической системе Березняковское золото-порфирировое эпitherмальное месторождение имеют силурийский возраст (420–430 млн. лет) и связаны с гранитоидами островодужной природы. Сведения о силурийских комплексах островодужного типа на восточном склоне Южного Урала, довольно противоречивые, вкратце обобщены в работе [Пучков, 2000] и приведены выше. Мы дали этой малой дуге название Зауральской (рис. 59).

Скарны Соколово-Сарбайской группы по своему типу — необычные, «дистальные», в ряде случаев не демонстрирующие классической контактовой связи с карбонатными породами. По геодинамическим связям они, скорее всего, надсубдукционные, в то время как Магнитогорские — принадлежат рифтовому типу. Если это так, скарны не могут быть прямыми индикаторами геодинамической обстановки (либо мы что-то недопонимаем, и прав С.Н. Иванов [Формирование ..., 1986], говоривший, что Валерьяновская зона в карбоне была рифтом). Во всяком случае, скарново-магнетитовые месторождения не являются самой яркой чертой надсубдукционной металлогении Тихоокеанского кольца, хотя безусловно там присутствуют. С другой стороны, присутствие медно-скарновых и меднопорфирировых месторождений достаточно типично для надсубдукционной обстановки, и не хватает лишь

полосы вулканогенных золото-серебряных (например, Дукат) и олово-вольфрамовых (например, Потоси) месторождений (см. [Старостин, Игнатов, 2004]) для полной уверенности, что мы имеем дело с андийской континентальной окраиной. Впрочем, как показано [Тевелев и др., 2005], каменноугольные вулканиты восточных зон Урала, от Магнитогорской до Валерьяновской, обладают смешанными геохимическими признаками надсубдукционных и внутриплитных (рифтогенных) образований, и эта особенность характерна для континентальных окраин калифорнийского типа (напомним, что этот тип возникает при субдукции СОХ под континентальную окраину).

Завершение островодужного развития сопровождалось формированием угленосных бассейнов раннекаменноугольного возраста, как на западном, так и на восточном склонах Урала; из них наиболее известен Кизеловский.

Стадия **общей континентальной («жесткой») коллизии**, начавшаяся в московском веке, когда не осталось океанической коры и субдукция себя полностью исчерпала, привела к формированию Уральского орогена. Одним из наиболее важных процессов позднекаменноугольно-раннепермского времени было хорошо документированное интенсивное тектоническое скупивание и формирование «горячего» корня гор (не путать с «холодным» корнем, присутствующим под современным Уралом, рис. 98, 99, и связанным с тяжелым характером коры). Вместе с транспрессионным стилем деформаций, это создало условия для генерации повышенного теплового потока и мобилизации флюидов в новой утолщенной континентальной коре, что привело к анатексису и внедрению пермских гранитов, мощному метасоматозу, гидротермальной активности и формированию месторождений сиалического профиля.

В качестве некоей альтернативы этому механизму предлагался механизм андерплейтинга (наращивания коры снизу) базальтовой магмой ([Sazonov et al., 2001] со ссылкой на [Bea et al., 1997]). Однако сами авторы этой идеи позже пересмотрели свои взгляды [Bea et al., 2002]. Они определяют время формирования гранитоидов Урала в интервале 365–250 млн. лет, с двумя эпизодами образования субдукционных гранитоидов: 365–350 млн. лет (фамен – ранний турне) и 335–315 млн. лет (середина визе – середина башкирского века). Пермские граниты сформировались в континентальных условиях; главным движущим механизмом пермского корового плавления было радиогенное разогревание сильно утолщенной гранодиоритовой коры.

Одновременно с формированием горного сооружения с палингенными гранитами по его оси, происходило образование Предуральского краевого прогиба, в котором накапливались месторождения каменных и калийных солей, угля, углеводородов,

медистых песчаников, марганца. Особые тектоно-климатические условия, благоприятные для соле-накопления, возникли в кунгурское время, когда в условиях аридного климата остаточные глубокие ванны прогиба периодически отгораживались от моря и друг от друга нестабильными перемычками, в результате чего формирование и пополнение рассолов с последовательным выпадением из них сульфатов и хлоридов многократно повторялось. Эти условия существовали в Бельской, Соликамской и Верхнепечорской впадинах прогиба, тогда как в более северных впадинах аридный климат сменился на умеренный гумидный, благоприятный для угленакопления.

Значительное погружение, сопровождавшее формирование краевого прогиба, и одновременно тектонические деформации, приведшие к формированию складчато-надвигового пояса форланда, оказали заметное влияние на процесс созревания и миграции углеводородов — причем соль служила прекрасной крышкой для формировавшихся месторождений. Ловушками служили раннепермские и отчасти каменноугольные карбонатные рифы и линейные антиклинали, осложненные надвигами.

Многочисленные, хотя и небольшие месторождения довольно богатых медистых песчаников, формирование которых, видимо, связано с минерализующей деятельностью грунтовых вод, широко развиты в верхнепермской пестроцветной надсолевой молассе прогиба и смежной части платформы [Гаряинов, Твердохлебов, 1964]. Кроме меди, они содержат V, Ag, Au, МПГ и др. [Контарь, Либарова, 1997]. Обращает на себя внимание, что благоприятным фактором рудообразования опять был климат, обусловивший переслаивание и взаимопереходы красноцветных и сероцветных осадков, что обеспечивало образование геохимических барьеров. В северных районах в условиях гумидного климата медистые песчаники не образуются, а происходит накопление сероцветной молассы и углей.

В Центрально-Уральской зоне коллизия привела к формированию гидротермальных альпийских жил с многочисленными месторождениями кварца, образующими Приполярноуральскую хрусталеносную провинцию (знаменитые месторождения: Пеленгичей, В. Парнук, Скалистое, Хасаварка и др.; в последнее десятилетие разрабатывались Желанное, Додо, Пуйва) [Юшкин и др., 1997; Буканов, 1974 и др.]. Высококачественный метаморфогенный гранулированный кварц ассоциирует с шовными зонами смятия коллизионного происхождения, в частности, в Уфалейском районе Среднего Урала [Савичев, 2005]. Вопрос о возможности регенерации редкометальных месторождений на коллизионном этапе в лежащем крыле ГУР рассматривался выше. Следует обратить внимание на то, что степень палеозойской тектонической переработки Центрально-

Уральской зоны в целом была невысокой, а метаморфизм по-видимому не превышал зеленосланцевой фации, поднимаясь до эклогит-глаукофансланцевой (низкотемпературно-высокобарической), с резким повышением напряженности тектонических деформаций, лишь в непосредственной близости к ГУР. Поэтому коллизионные палингенные граниты здесь отсутствуют.

В ГУР и других сутурных зонах в это время происходил активный метасоматоз и формирование золото-кварцевожильной минерализации. В структурном отношении этот процесс контролировался транспрессионными деформациями, а в геохимическом — формированием разогретых флюидов, как следствие общей тектонической активизации территории [Серавкин, 2002a; Sazonov et al., 2001; Сазонов и др., 2001].

В Тагило-Магнитогорской зоне особое внимание привлекает Воронцовское золоторудное месторождение, которое рассматривается как пример месторождения карлинского типа [Сазонов и др., 2001]. Месторождение расположено вблизи среднедевонского Ауэрбаховского габбро-диоритового плутона со свитой скарновых месторождений. Однако его генезис (по крайней мере, на заключительных стадиях) связывается с коллизионной эпохой (300 млн. лет); оно локализовано под надвигом, на контакте известняков и туффитов; золото ассоциирует с As, Sb, Hg и вмещается метасоматическими породами большого диапазона — от скарнов до аргиллизитов.

В Восточно-Уральской зоне на коллизионном этапе, в пермское время, завершилось формирование ГГО Урала, и к надсубдукционным интрузиям гранит-тоналитовой формации добавились анатектические граниты [Веа et al., 2002]. Магматическая активность сопровождалась зональным метаморфизмом, гидротермально-метасоматическими процессами, формированием кварцевых жил (Джабыкские месторождения и др.), золоторудных месторождений (Кочкарь, Светлинское, Березовское и другие, в образовании которых финальным эпизодом было возникновение золото-кварцевых жил) и месторождений редких металлов и камнесамоцветного сырья. Последние сопровождают ГГО на всем ее протяжении, но наиболее многочисленные, сосредоточенные в двух зонах минерализации, расположены в экзоконтактах позднепермского Мурзинско-Адуйского гранитного массива. Западная, Мурзинская зона представлена верхнепермскими редкометальными пегматитами с драгоценными камнями (топаз, аметист, берилл, александрит) [Прокин, 2002]. Восточная, Изумрудная (Мальшевская) представляет собой сочетание пегматитовых полей и грейзенов [Уральские изумрудные ..., 2002] с месторождениями изумрудов, берилла и александрита, редких металлов — Ta-Be, W-Mo, и др. На продолжении ГГО к югу месторождения скарнового, грейзенового и пегматитового типа развиты в эндо- и экзо-

контактах не крупных гранитных массивов Шилово-Коневской группы. Еще далее к югу небольшие редкометальные рудопроявления сопровождают большинство гранитных массивов ГГО (Челябинский, Кочкарский, Джабыкский, Суондукский) [Овчинников, 1998]. Редкометальная минерализация описана и в южном окончании Восточно-Уральской зоны (Борсуксайское месторождение, ассоциирующее с миаскитами) [Еськова, 1976].

Вероятно, метаморфогенно-метасоматические процессы, сопровождавшие формирование ГГО, привели к образованию богатых месторождений антофиллит-асбеста (Баженовское, Джетыгаринское и др.). Предполагается, что ранние стадии их становления связаны с гранит-тоналитовыми интрузиями, а поздние — с гранитными [Ефимов, 2000].

Данные о возрасте всех этих месторождений указывают на субдукционно-коллизионные процессы. Тем не менее, остается возможным участие, как и на западном склоне Урала, более ранних процессов рифтогенеза и плюмовой активности (см. выше). Во всяком случае, ордовикские рифтовые комплексы, сопровождаемые соответствующим базальтоидным магматизмом, определенно устанавливаются на востоке Урала [Сначев и др., 2006].

Триасовая эпоха характеризовалась образованием углей, особенно на Среднем и Южном Урале. Другой важной чертой этой эпохи был интенсивный трапповый вулканизм, связываемый с обширнейшим Урало-Сибирским суперплюмом на границе перми и триаса [Добрецов и др., 2001]. В этой связи возможность обнаружения месторождений норильского типа в этой провинции рассматривается как вероятная [Рудный потенциал ..., 2001]. Триасовые минерогенетические процессы на Урале практически не изучены. Здесь за последнее время найдено довольно много лампроитовых интрузий, датированных поздним триасом — ранней юрой. Дайки и взрывные трубки щелочно-ультраосновных пород, которым приписывается мезозойский возраст, описаны на Южном Урале, на Кваркушском антиклинории и гряде Чернышева [Краснобаев и др., 1993; Лукьянова и др., 1997; Рапопорт, Баранников, 1997; Сурин, 1999; Тектоническое ..., 2006]. Правда, сейчас появились новые Ar-Ar датировки, противоречащие этим представлениям и определяющие возраст лампроитов Куйбаса, Шеинского карьера и обнажения у с. Скалистого [Объяснительная записка ..., 2002] как $304,8 \pm 3,8$, $303,2 \pm 3,8$ и $308,4 \pm 3,8$ млн. лет соответственно [Прибавкин и др., 2006]. Это создает проблему геодинамической интерпретации указанных пород, которые по времени проявления совпадают с орогенезом. Либо эти данные — артефакт, либо мы должны предположить, что на фоне общего сжатия были моменты релаксации или создавались локальные условия растяжения с расколами, пронизывавшими всю литосферу (транспрессия?).

На Приполярном Урале, в Хартесском районе, обнаружены кимберлиты, а восточнее, в зоне ГУР на р. Сертынья альпинотипные гарцбургиты прорваны дайками К-щелочных лампроитов и телами кимберлитоподобных туфобрекчий с алмазами [Голубева, Махлаев, 2004; Рудный потенциал ..., 2001]. Коренные алмазоносные породы в альпинотипных гарцбургитах, с общегеологической точки зрения, являются «запрещенной» ассоциацией, и единственная разумная альтернатива (если не считать, что алмазы попали в брекчии из россыпи) — это предположить постколлизийный (мезозойский?) возраст туфобрекчий и связать их образование с гигантским Сосьвинским трапповым полем, скрытым под мезо-кайнозойскими осадками.

Перед средней юрой имела место последняя фаза складчато-надвиговых коллизийных дислокаций (древнекиммерийская). Западная граница дислокаций проходит косо по отношению к структурам Урала (рис. 79), в грубом приближении следуя границе суперплюма; деформации достигают максимума на Пай-Хое и Новой Земле. После это-

го начался длительный период платформенного развития.

Делались попытки связать некоторые проявления рудной минерализации с мезозойской эндогенной активностью [Зайцев, 2000; Русский и др., 2000]. О такой активности говорят наблюдения над эпигенетической минерализацией в триасовых углях, о том же свидетельствуют триасовые К-Ag датировки (впрочем, резко идущие на убыль по сравнению с пермью). Совершенно нераскрытой до настоящего времени является металлогения, возможно связанная с плюмовым магматизмом раннего триаса, описанном ранее в главе 4 (раздел «Рифтогенез и суперплюм: триасовые события»). Обращает на себя внимание обогащенность малых кислых триасовых интрузий редкими и рассеянными элементами [Тевелев и др., 2009]. В то же время, пока нет оснований связывать, в частности, сколько-нибудь важные перспективы эндогенной золотоносности с постколлизийным этапом, в чем автор согласен с [Сазонов и др., 2005]. На этом этапе огромное значение приобретает экзогенное рудообразование.

ЗАКОНОМЕРНЫЕ ЧЕРТЫ И ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ УРАЛИД (УРАЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

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

Применение указанного подхода позволяет говорить о целом ряде закономерностей в тектоническом развитии структур земной коры Урала и сопредельных территорий.

Всеобъемлющей закономерностью развития складчатых поясов, в том числе и уральского, является **цикличность**, причем циклы образуются повторением набора абстрагированных 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 закономерности. При этом данная закономерность не жестка и не имеет 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 и свидетельствуя о нелинейности процессов.

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 — микроконтинент, континент — континент), в косо направленной деформации (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 простирания структуры, и это также вносит индивидуальные особенности в историю развития складчатой области.

Некоторые особенности развития рифтовых и спрединговых процессов

Рифтовые процессы, проявившиеся в начале цикла Вильсона, приведшего к образованию уралид, распознаются по образованию грубообломочных толщ, сопровождаемых субщелочными вулканиитами. При этом вулканизм не был обильным, и образовавшаяся континентальную окраину нельзя причислить к вулканическим; ни траппов, ни явлений андерплейтинга (как, например, на атлантической окраине Бразилии) здесь не было. Тем не менее, щелочной плюмовый вулканизм, запаздывающий по сравнению с рифтовым, здесь, по-видимому, имел место.

Рифтовые процессы в развитии уралид имели гораздо меньшее место, чем в тиманидах, где рифтово-плюмовый процесс, начавшись в раннем рифее, продолжался, периодически затухая, до среднего рифея (1770–1360 млн. лет), а затем после прерыва — с 750 до 600 млн. лет. При этом он не прерывался значительными эпизодами субдукции, коллизии и орогенеза, вплоть до времени тиманской складчатости.

Начало океанического спрединга, возможно, сопровождалось формированием глубоководных подушечных лав, в которых еще сохраняются геохимические черты рифтовых базальтов. Это «щелевые», «маргинальные» офиолиты. Вполне возможно, что комплементарные им габбро-гипербазитовые комплексы обладают чертами лерцолитовых массивов типа Ланцо.

Настоящие офиолиты СОХ плохо сохранились в современной складчатой области, поскольку они в первую очередь были подвержены субдукции.

Некоторые особенности развития субдукционных процессов

Субдукционные процессы играли значительную роль в становлении уралид, сопровождаясь двумя главными перестройками с перескоком зоны субдукции — в эмсе и на границе фамена и раннего карбона. При этом первые две островные дуги формировались первоначально как энсиматические.

Заложение энсиматических зон субдукции сопровождалось формированием дайковых комплексов базальтоидов с островодужными геохимическими характеристиками, и вполне вероятно, было связано с растяжением.

Первые две зоны субдукции определенно имели падение от континента, что в конечном счете привело к коллизии Магнитогорской дуги и пассивной окраины континента.

Некоторые особенности коллизионных процессов

Самой поразительной чертой Уральского (точнее, Урало-Новоземельского) орогена и уралид в целом является чрезвычайная длительность и рекуррентность орогенических процессов, проходивших с девона по раннюю юру (без малого 200 млн. лет). Это гораздо дольше, чем коллизия варисцид, с которыми уралиды обычно сопоставлялись.

Первый этап коллизии — столкновение пассивной континентальной окраины с островной дугой в позднем девоне — не имеет аналогов в палеозойских событиях всей остальной части Урало-Монгольского пояса, хотя в разных орогенах мира такая коллизия не является чем-то исключительным (Таконская дуга и Североамериканский континент в развитии Аппалачей, столкновение Тайваньской островной дуги с Азиатским континентом, столкновение Зондской дуги с Австралией, развитие Тирренской дуги в Средиземноморье).

Интерпретация сейсмопрофиля URSEIS-95, пройденного на Южном Урале, подтвердила высказывавшиеся ранее предположения [Тектоника Урала, 1977; Пучков, Светлакова, 1993] о чертах симметрии, бивергентности в строении Уральского орогена. Вообще-то симметричность орогена (точнее, квазисимметричность) — скорее типовая его черта, чем исключение. Выделение односторонних орогенов Г. Штилле (1940 г., цит. по [Планета Земля, 2004]) было своего рода недоразумением, связанным с неучетом раскалывания Пангеи и дрейфа континентов. Однако высказывавшееся суждение о том, что Урал — один из немногих орогенов, сохранивших эту свою черту вследствие отсутствия последующих искажающих деформаций, является справедливым.

Как было показано, коллизионные деформации уралид диахронны по простиранию и площади, что подтверждается скольжением возраста диагностических формаций (первый граувакковый флиш, эклогит-глаукофановые сланцы, граниты ГГО Урала) с юга на север. Одновременно наблюдается обычное для орогенов осебежное распространение складчато-надвиговых и шарьяжных дислокаций вкрест простирания орогена, с переходом от зон расплющивания к «толстокожей» тектонике, а далее — к «тонкокожей», отделенной достаточно четкой рампой. Для ранних шарьяжей складчато-надвигового пояса форланда характерно вовлечение их в более поздние деформации.

Как будет показано в завершающей главе книги, на неотектонической стадии развития Урала на его месте возник внутриплитный ороген, в строении которого не участвует океаническая кора и не образуется офиолитовая сутура.

О соотношении глобальной коррелируемости и локальности геодинамических событий, фаз и циклов

С одной стороны, мы придерживаемся представлений о периодическом образовании и распаде суперконтинентов — о том, 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, которые могут сливаться и распадаться. 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 уралид

Подведем некоторые итоги. Среди черт индивидуальности уралид можно отметить: **1.** Линейность. **2.** Наличие скорее всего лишь одного микроконтинента; эти две черты отличают Урал от мозаичных систем типа Казахской. **3.** Редкое для современной геодинамической картины, дли-

тельное противолежание островных дуг и континента в Палеоуральском океане (падение зоны субдукции от Восточно-Европейского континента). **4.** Огромное, как нигде, количество палеозойских офиолитов. Большое количество и разнообразие комплексов параллельных даек, в которых узнаются не только диабазы СОХ, но и островодужные (в Альпах «дайки в дайках» вообще отсутствуют). **5.** Уникальная для палеозойских складчатых областей сохранность океанических и 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. **6.** Сочетание «тонкокожей» и «толстокожей» тектоники в структурах форланда, с наличием резко выраженной рампы между областями их развития. **7.** Малый процент сокращения земной коры в сбалансированных разрезах краевых складчато-надвиговых структур форланда на Южном и Среднем Урале, с возрастанием к северу. Это также может иметь причиной молодость и недостаточную жесткость Казахстанского континента. **8.** Необычная длительность и рекуррентность орогенических деформаций в целом (до 200 млн. лет). **9.** В развитии краевого прогиба наблюдается наличие не только предфлишевых, но и межфлишевых конденсированных отложений, что свидетельствует о периодических остановках орогенических деформаций и поднятий. **10.** Хорошая сохранность всех черт орогена, лишь в слабой степени затронутого посторогеническими деформациями. Четко проявлена бивергентность (последняя характерна для Альп и вообще для большинства внутриконтинентальных поясов, не разрушенных рифтогенезом и не разделенных впоследствии спредингом). **11.** Наличие сохранившегося корня земной коры, отличающегося, однако, от корней гор, характерных для современных альпинотипных орогенов, большей плотностью слагающего вещества. Такой корень гор можно назвать «холодным», в отличие от «горячего», который возникает на пике скупивания континентальной коры орогена и способствует палингенезу. **12.** Проявление нео-орогенического этапа: возникновение невысокого горного сооружения в условиях сжатия и деформации зрелой континентальной коры вне цикла Вильсона. На варисцидах в это время развиваются рифты. В этом смысле Урал является далеким «эхом» интенсивнейшего неотектонического взламывания платформенной земной коры на периферии Альпийского пояса.

Этот перечень не включает абсолютно уникальных особенностей; всегда можно найти сходные примеры, но они сравнительно редки.

Уникальность и неповторимое своеобразие Уральской складчатой области придает сочетание всех этих черт, проявляющееся на фоне достаточно тривиальных закономерностей.

Металлогения уралит Урала как отражение его общих и индивидуальных черт

Плотность месторождений на Урале настолько высока, что можно с полным правом говорить об уникальности региона в целом, как говорят об уникальности отдельных месторождений. Представляется, что все важнейшие факторы минерации — тектонический, геодинамический, климатический — выступили на Урале в оптимальном сочетании, обусловив неповторимый облик богатейшего региона. Однако необходимо подробнее обсудить вопрос о конкретном характере этого сочетания.

Становится общим местом утверждение, что главными ключами к пониманию закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых являются тектоника и геодинамика. Новый важный момент заключается в том, что наиболее интересными становятся не самые общие черты геодинамического развития региона, а детали, индивидуальные отличия, которые и создают его неповторимый металлогенический облик. На первом месте среди этих черт находится присутствие и характер сохранности (или, наоборот, отсутствие на достижимых глубинах) океанических, субдукционных, континентально-окраинных комплексов, кристаллического фундамента и др. Их выход на поверхность или глубокое захоронение, интенсивность и конкретный характер наложенных процессов, изменения климата и характер тектонических процессов на платформенной или квазиплатформенной стадии развития всего региона или его части в связи с развитием экзогенных месторождений и другие черты прибавляют индивидуальности общему металлогеническому облику провинции.

На Урале, на фоне общей и закономерной тенденции смены во времени месторождений, вмещаемых мафическими комплексами, на месторождения сиалического профиля в рамках палеозойского цикла Вильсона, легко заметить, что первые преобладают над вторыми. Причина — в необычно широком развитии (сохранности) океанических и островодужных комплексов. Офиолитовые массивы, такие как Войкарский, Рай-изский, Кемпирсайский и другие, представляют собой объекты мирового класса, а Тагило-Магнитогорская зона образована совершенно уникальными по сохранности палеозойскими островными дугами. Соответственно, они создают облик уральской металлогении как средоточия месторождений прежде всего мафического профиля: с широким развитием скарново-магнетитовых, медно-скарново-магнетитовых, колчеданных, хромитовых, никель-кобальтовых, платиноидных минеральных ассоциаций. Дело не просто в том, что на Урале проявились два цикла Вильсона с развитием океанических и субдукцион-

ных комплексов на определенных этапах. Это характерно для многих складчатых поясов. Не менее важно, что стиль деформаций в уралитах был необычным: островодужные формации Тагило-Магнитогорской зоны, вкуче с офиолитами, не были полностью выжаты на соседние сиалические блоки с образованием узких офиолитовых сутур и даже криптосутур (как в Аппалачах), а сохранились в виде коровых сегментов мафического состава. Как уже неоднократно подчеркивалось, геодинамической причиной такого феномена является малая жесткость молодого Казахстанского континента, который возник только в силуре и не успел приобрести свойств кратона. Другой причиной был косой, транспрессивный характер позднепалеозойской коллизии. По той же причине процесс формирования месторождений сиалического профиля не достиг на Урале того же размаха, как, к примеру, на Тянь-Шане. Эти геодинамические особенности являются основной причиной существенных отличий металлогении уралит не только от металлогении Тянь-Шаня, но и Центрально-Западноевропейских варисцид [Сервакин, Пучков, 2009].

Позднепалеозойские деформации в Центрально-Уральской зоне были по интенсивности ниже средних; тектоническое сгущивание не привело к формированию мощного корня гор, высокотемпературному метаморфизму и анатексису. Образование анатектических гранитов было интенсивным только в Восточно-Уральской зоне, но и здесь сам плавившийся субстрат, судя по изотопным характеристикам [Веа et al., 2002], не был достаточно зрелым.

Климат на территории Урала, начиная с ордовика, в течение очень долгого времени (с перерывами, вплоть до миоцена) был благоприятным для интенсивного выветривания, благодаря положению континента в низких широтах, что является необходимым условием (наряду с чисто геодинамическими) для образования экзогенных месторождений бокситов, железа, марганца, россыпей и др. Но даже общепланетарный климат, в конечном счете, является функцией геодинамики как фактор, чувствительный к орогеническим, суперплюмовым и другим тектоническим проявлениям [Климат и эпохи ..., 2004].

Последнее важное замечание: на протяжении своей истории Урал неоднократно подвергался воздействию суперплюмов и индивидуальных плюмов: их действие понято далеко не до конца, но роль их в формировании некоторых открытых (карбонаты) или ожидаемых месторождений (расслоенные массивы норильского типа) требует учета. Вообще, как показано автором, само существование плюмов, вопреки мнению большого количества ученых, принадлежащих так называемому «антиплюмовому лобби», установлено достаточно уверенно [Пучков, 2009].

Глава 4. ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ (ЮРА – МИОЦЕН)

На территории южной части Урала и Приуралья в юрское, меловое и палеоген-миоценовое время осадки формировались преимущественно в двух не очень устойчивых, неравных по площади и различающихся по характеру развития структурно-фациальных зонах: Западно-Уральской и Восточно-Уральской. В Западно-Уральской зоне для юрского, мелового и палеогенового времени намечаются две подзоны: Предуральская и Орско-Таналыкская. Первая отчасти наследовала Бельскую впадину Предуральского краевого прогиба, вторая располагалась узкой полосой в юго-западной части Магнитогорской зоны; Восточно-Уральская занимала обширные пространства восточного склона Урала, от широты г. Кустанай на юге до г. Серов на севере, выклиниваясь в приполярных и полярных областях (рис. 100). Выделяется также Зауральская зона, перекрывающая в Тургайском прогибе самый восточный край уралид и протягивающаяся в полярные области.

На севере Урала (в приполярных и полярных областях) можно условно выделять западную, Предуральскую и восточную, Зауральскую зоны, по стилю своего развития не вполне адекватные южным, причем в Зауральской зоне, начиная с раннеюрского времени, осадконакопление было устойчивым, тогда как в Предуральской осадков рассматриваемого этапа почти не наблюдается: юрские лишь окаймляют с запада гряды Чернышева, меловые, в период максимальной трансгрессии, занимают центральную часть Косью-Роговской впадины и, по своему лито-

логическому составу и фауне, указывают на существование широкого пролива между этими зонами, т.е. на отсутствие непрерывного поднятия уральского простираения, которое бы их в то время разделяло.

Западные и восточные зоны периодического осадконакопления в современном плане (рис. 70) разделяются Центрально-Уральской *зоной полного отсутствия юрско-меловых осадков*, что не эквивалентно зоне отсутствия юрско-мелового осадконакопления (т.е. это не структурно-фациальная зона в ряду других). В этой связи следует сказать, что Центрально-Уральская зона, как поднятие, разделяющее западные и восточные области развития осадков, образована на неотектоническом этапе и обязана своим существованием эрозии; если бы не это, в ней остались бы мезозойские поверхности выравнивания и следы морских проливов, соединявших западные и восточные моря в период максимальных трансгрессий верхнего мела и среднего эоцена. Существование таких проливов отражено на большинстве палеогеографических карт для этих этапов развития региона [Папулов, 1974; Амон, 2001; Беньямовский и др., 2006].

Кайнозойские (особенно неогеновые) отложения в Центрально-Уральской зоне местами присутствуют, однако они либо приурочены к карстовым депрессиям, либо находятся на приподнятых поверхностях выравнивания, где они сохранились от эрозии в нео-орогеническое время лишь в виде небольших останцов.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

Юрский период

Юг Урала

В западных и центральных районах Южного Урала древнекиммерийские движения привели к некоторому обновлению рельефа и накоплению терригенных угленосных толщ, к образованию перерывов и стратиграфических, но не угловых несогласий между триасом и юрой.

Судя по предварительным данным анализа треков распада в апатитах и цирконах [Seward et al.,

1997, 2002], к моменту завершения указанных событий, несмотря на последующую тектоническую активность региона и преобладание эрозионных процессов, породы, развитые в настоящее время на поверхности, испытали остывание до 100°C в основном еще в юрское время. Правда, более детальные исследования этим же методом [Glasmacher et al., 1999, 2001] выявили и некоторые осложнения картины, указывающие на заметное отставание осевой части Башкирского антиклинория (т.е. Центрально-Уральской зоны), которая прошла эту изотерму в меловое время. По данным фишн-трекового ана-

лиза было предпринято также моделирование поздней термальной истории максютковского комплекса [Leesch, Stockli, 2000]. К сожалению, этими авторами не был учтен тот факт, что по геологическим данным максютковские породы были выведены на поверхность не ныне, а в поздне-меловое время (в районе с. Шубино они трансгрессивно перекрыты верхнемеловыми морскими осадками), и после этого вряд ли могли быть погружены на глубину более первых сотен метров. Поэтому предположение данных авторов о том, что максютковский комплекс был выведен на поверхность с глубины 5 км в результате очень медленных поднятий, начавшихся в палеогене, 50 млн. лет тому назад, не увязывается с геологическими данными, хотя нарисованная ими более древняя история эксгумации максютковского комплекса не вызывает существенных возражений.

Уфимско-Актюбинская подзона Предуральской зоны протягивается непрерывной полосой из Прикаспийской низменности, причем сравнительно полные разрезы известны только на юге, в Актюбинском и Оренбургском Приуралье [Геология СССР, 1964], а в северных районах сохранность юры невелика; особенно сильно пострадали от предмелового размыва верхнеюрские отложения.

В течение всей нижней и средней юры происходило накопление озерно-болотно-аллювиальных сероцветных отложений с прослоями углей, местами с конкрециями сидерита и пирита. Грубость терригенного материала вверх по разрезу уменьшается, что указывает на нивелировку рельефа. Толщи датированы спорово-пыльцевыми комплексами и флористическими отпечатками. На условия умеренно-влажного и теплого климата указывают остатки папоротниковых, сменявшихся гинкговыми и хвойными на водоразделах, а также признаки и продукты каолинового выветривания — в частности, наличие каолиновых глин в подошве ниже-среднеюрской угленосной формации. Мощности формации редко достигают 100 м. К северу от правобережья р. Сакмары они сохраняются только в карстовых депрессиях над соляными куполами, где вскрыты буровыми скважинами [Яхимович, Адрианова, 1959]. Кстати говоря, в этих депрессиях, благодаря бурению (а иногда и в обнажениях) наблюдаются не только озерно-континентальные мезозойские и кайнозойские отложения, размещение которых ими и контролировалось, но и морские, сохранение которых от последующего размыва обуславливалось надкарстовым проседанием.

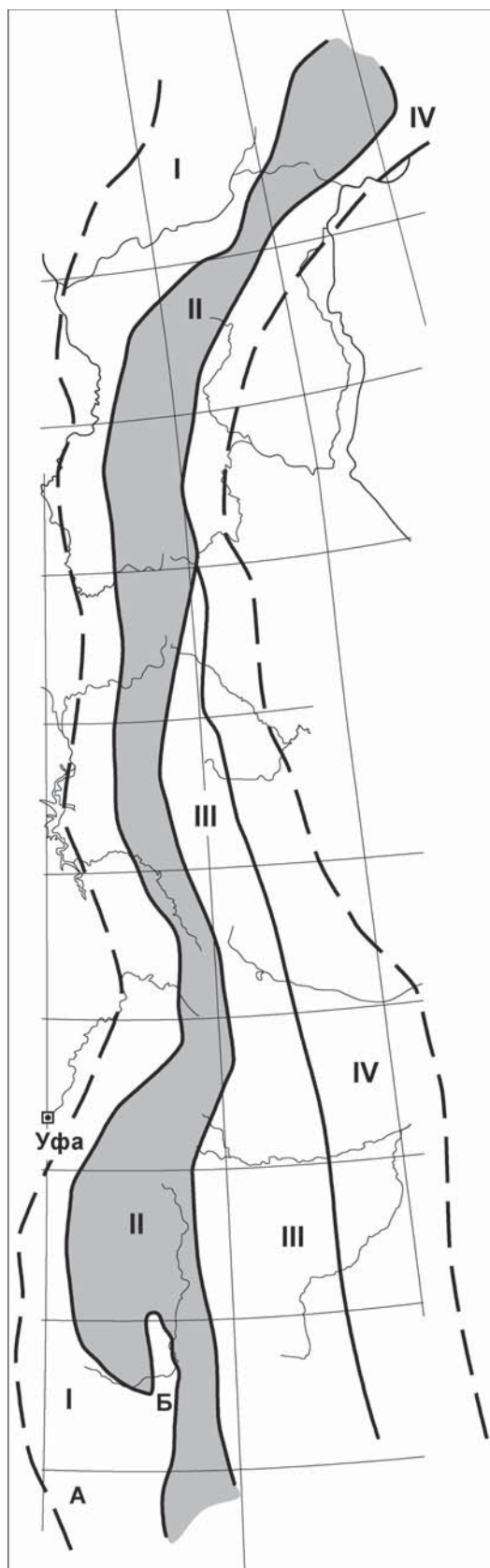
Рис. 100. Обобщенная схема структурно-фациальной зональности, предложенная автором для мезо-кайнозойского платформенного этапа

Зоны: I — Предуральская (на юге — подзоны: А — Уфимско-Актюбинская, Б — Орско-Таналыкская); II — Центрально-Уральская зона современного отсутствия юрско-меловых осадков; III — Восточно-Уральская; IV — Зауральская

Fig. 100. The generalized scheme of a structural-facial zonation for a Meso-Cainozoic platform stage

Zones: I — Preuralian (in the South — subzones: A — Ufa-Aktyubinsk, Б — Orsk-Tanalyk); II — Central Uralian zone of modern absence of Jurassic and Cretaceous sediments; III — EastUralian; IV — Transuralian

Во второй половине раннего келловоя началась обширная морская трансгрессия, шедшая с юго-запада (заметим, что в это время и на севере Урала началась транс-



грессия). Для келловей удается наметить фациальную зональность, выражающуюся в смене глауконитовых песков с морской фауной — в северном направлении — угленосными континентальными отложениями. Граница проходит по междуречью рр. Сакмары и Урал. Вместе с тем, в Башкирском Приуралье отмечается факт залегания более молодых морских верхнеюрских отложений непосредственно на палеозойских, что свидетельствует о некотором продвижении трансгрессии на север в конце юры. На правом берегу р. Юшатырь, у пос. Никитинского, на породах перми залегают желтые кварцевые глауконитовые пески с фауной пелеципод, белемнитов, аммонитов, ежей, мощностью 50 м [Вахрушев, 1940, Яншин, 1964]. Эти отложения характеризуют прибрежно-морские условия. В южном направлении в разрезах верхней юры, наряду с глауконитовыми песчаниками, появляются прослой известняков, мергелей, горючих сланцев, фосфоритов, что свидетельствует о некотором углублении бассейна.

В *Орско-Таналыкской подзоне* условия осадко-накопления в течение лейас-келловейского времени были очень похожи на условия в северной части Предуральской подзоны. Здесь также формировалась угленосная сероцветная формация, содержащая небольшие месторождения угля, разведанные профилями скважин [История нижнемезозойского ..., 1961]. Мощность формации достигает 200 м. На поверхности келловейских отложений, а местами, возможно, и на более древних толщах залегают коры и перемещенные продукты выветривания, представленные пестроцветным гидрослюдистым элювием [Червяховский, 1963 и др.]. Смена характера выветривания связана с аридизацией климата. По некоторым данным [Вялухин, Студенко, 1969], коры выветривания прослеживаются далеко на север — до пос. Агаповка около г. Магнитогорска.

В келловее море затопило и эту депрессию, но более молодые юрские осадки не сохранились вследствие последовавших поднятий.

В *Восточно-Уральской зоне* в конце раннеюрского времени, в отличие от Западно-Уральской, имели место проявления складчато-надвиговых дислокаций, деформировавших триас-нижнеюрские отложения челябинских депрессий и верхнетриасовые толщи «грабенообразных» впадин Тагильской зоны. Отмечалось [Пучков, 2000], что ранняя юра в челябинских впадинах устанавливалась неуверенно. Тем не менее, в полученных мною позже написания цитированной книги Унифицированных схемах мезозоя и кайнозоя [Стратиграфические ..., 1997], по спорово-пыльцевым комплексам и находкам в нижней части разреза пелеципод и остракод в Челябинском бассейне были выделены коркинская и сугоякская свиты юрского возраста (геттанг — синемюр) — терригенные угленосные отложения мощностью свыше 1000 м. В этих схемах, выше в согласном залегании помещена лангурская сви-

та — терригенная толща континентального происхождения, представленная в низах песчаниками и конгломератами с пропластками углей, переходящая вверх по разрезу в глинисто-песчаную толщу. Мощность верхней подсвиты 60 м, нижней — не указана. По флористическим остаткам и спорово-пыльцевым комплексам (два списка) возраст толщи оценивается интервалом верхний лейас — мальм (от плинсбахского яруса до волжского). Представляется, что это недоразумение. Разрез челябинской серии заканчивается сугоякской свитой. Лангурская свита выделена значительно севернее, в Тагильской зоне, и точность обоснования ее возрастного интервала оставляет желать лучшего. Принимая такой «составной» разрез за непрерывный, мы теряем древнекиммерийское несогласие, о котором уверенно говорили многие исследователи. В частности, В.И. Тужикова [1973], обращая внимание на регионально выраженное резкое угловое несогласие между среднелейасовыми — среднеюрскими отложениями, делает вывод о том, что главная фаза деформаций падает на средний лейас. Другое дело, что в северных районах Зауралья — в Северососьвинском грабене — древнекиммерийские деформации проявились слабо, хотя отмечаются и стратиграфические перерывы, и малые угловые несогласия прислонения [Федоров, 2004] (см. рис. 75).

В позднеюрское время сохранялся относительно поднятый холмистый рельеф с отдельными впадинами, вероятно обусловленный древнекиммерийскими дислокациями, что обеспечило отсутствие на Урале морских осадков (несмотря на пик юрской трансгрессии) и заметный врез речных долин, впоследствии погребенных и ставших вместилищем урановых руд долматовского типа (илл. 27). Характерной особенностью этих долин была их северо-восточная ориентировка, указывающая на не-уральское, северо-западное простирание склона и, соответственно, водораздела, отграничивающего Зауральскую зону от вышеописанных более западных зон. Эта «не-уральскость» сохраняется и в раннем мелу.

Север Урала

В *Предуральской зоне* юрские отложения практически не сохранились, кроме западного края гряды Чернышева, где среднеюрские отложения, мощностью до 40 м, представлены кварцевыми песками и песчаниками с прослоями каолиновых глин и линзами бурого угля и залегают с размывом и угловым несогласием на триасовых и более древних палеозойских отложениях [Тимонин, 1998, Никонов и др., 2000]. Пред-юрский перерыв по эту сторону Урала, подтвержденный бурением, является региональным и отвечает древнекиммерийской складчатости, ярко проявившейся в формировании гряд Чернышева и Чернова, а севернее — в образовании Пай-Хоя и Новой Земли.

С келловея, как и на юге Урала, континентальные отложения сменяются в Приуралье морскими; от келловея до верхов системы включительно разрез юрских отложений представлен песчано-алевролитно-глинистой толщей; присутствуют конгломераты, мощность к гряде Чернышева уменьшается до 60 м, а породы становятся более грубыми, указывая на источник сноса с востока.

В *Зауральской зоне* последовательность событий напоминала то, что происходило в Предуральской и отчасти Орско-Таналыкской подзонах Южного Урала. Разрез здесь также распадается на две части. Нижняя часть представлена терригенными угленосными отложениями (глины, алевролиты, песчаники, конгломераты, мощностью до 200 м, лежащие с размывом и угловым несогласием на палеозойские отложения или коры выветривания по ним) [Лидер, 1964]. Несогласие это, однако, не связано с древнекиммерийской складчатостью. Более того, угленосная толща, расчлененная по девяти спорово-пыльцевым комплексам, охватывает почти всю нижнюю и среднюю юру, кроме геттангского яруса внизу и келловейского сверху [Стратиграфические ..., 1997], что не вяжется с представлением о древнекиммерийском несогласии, которое обычно устанавливается выше геттангского яруса. Вдобавок, как уже отмечалось, сейсмические профили ОГТ ООО «Башнефтегеофизика» и Баженовской экспедиции, с которыми мне удалось познакомиться (рис. 75), показывают, что в Северососьвинской грабенообразной впадине юрские отложения залегают на триасовых с малыми углами несогласия прислонения (кроме, возможно, самой западной части), и таким образом, древнекиммерийская альпинотипная складчатость здесь практически не проявилась.

Выше залегают морские терригенные отложения, представленные глинами с подчиненными алевролитами, переходящие вверх по разрезу в песчано-алевролитовую толщу. Песчаники и алевролиты содержат глауконит и морскую фауну аммонитов и фораминифер. Мощность 200–250 м. Толща отвечает келловею и всему верхнему отделу юры. Трансгрессия здесь началась в то же время, как и в южных районах, — со второй половины нижнего келловея [Стратиграфические ..., 1997], и достигла пика в конце юры, что свидетельствует об эвстатической природе трансгрессии.

Меловой период

Юг Урала

В меловое время выделяются те же структурно-фациальные зоны, что и в юре. Развитие территории в меловое время сохраняло платформенный характер; палеогеографические условия в раннем мелу наследуются от поздней юры.

В южных районах Урала на западе по-прежнему береговая граница мелководного раннемелового моря колеблется около широтного междуречья рек Сакмары и Урала, сохраняя северо-западное простирание, тогда как на востоке в раннем мелу формируются речные долины, впоследствии частично погребенные.

В связи с этим, как и в юрское время, в *Предуральской подзоне* наблюдаются постепенные фациальные изменения, направленные с юга на север. На юге нижний мел представлен кварцевыми песками с глауконитом, алевролитами, глинами; отмечается раковинная фауна, желваки фосфоритов. Мощность до 100 м. По сравнению с поздней юрой наблюдается некоторое погрубение осадков. Севернее, уже в пределах Башкирии, сохранившиеся в карстовых депрессиях нижнемеловые терригенные осадки характеризуются красноцветностью и образовались в континентальных условиях. В целом, в раннем мелу Предуральский прогиб как структура, параллельная Уралу, практически не выражен. Только в позднем мелу, по мере развития трансгрессий, эта структура вновь получает развитие, хотя сохраняется лишь в виде реликтов. Вообще объективной трудностью (а то и практической невозможностью) установления стабильных структурно-фациальных зон и подзон для больших отрезков времени Южный Урал обязан этой борьбе северо-западных и северо-восточных направлений тектонических структур в течение юры и мела. Лишь в неогене субмеридиональные структуры начинают одерживать верх, в связи с переходом от платформенного развития к условиям новейшего эпиплатформенного горообразования, преимущественно в пределах западной части Уральской складчатой области.

Развитие трансгрессий началось в сеномане как следствие эвстатического поднятия уровня моря. Море продвинулось к северу. Об этом говорят, в частности, материалы по южной части Башкирии: находка сеноманского аммонита в глауконитовых кварцевых песках к югу от широтного колена р. Белой [Вахрушев, 1964], а также туронской морской фауны (пеллципод и др.) в пачке мергелей, и глауконитовых песков с желваками фосфоритов на р. Куюргаза у д. Муталово, юго-восточнее этого колена р. Белой [Вахрушев, 1940]. Однако проблема состоит в том, что к югу от этих точек, на левобережье широтного течения р. Урал (вопреки схемам Г.Н. Папулова [1974]), сеноман-турон-коньякские отложения отсутствуют, и сантон ложится с размывом на альбские отложения (Геологическая карта Урала М 1:500000 под ред. И.Д. Соболева, 1979 г.). Приходится предполагать, что одной из причин этого были «предсантонские поднятия земной коры, имевшие региональный характер на юге Урала, проявившиеся в основном в коньякский век» [Рождественский, Зинягина, 1994а]. Это яркий пример взаимодейст-

вия эпейрогенических поднятий с эвстатическими колебаниями уровня моря.

Сантон-кампан-маастрихтские отложения, развитые в южных разрезах, представлены преимущественно морскими известняками, в том числе глинистыми, с фауной белемнитов и желваками фосфоритов, мощностью до 85 м. Севернее в разрезах Южного Приуралья одновозрастные им отложения представлены преимущественно кварцевыми глауконитовыми песками, с прослоями известняков, глин, иногда галечников, с желваками фосфоритов, с раковинной фауной. Отложения известны как в скважинах Южноуральского бурогольного бассейна, так (для сантона) и в обнажениях в долине р. Белой и севернее. Сантон был временем максимальной трансгрессии, приведшей к образованию морского пролива, вероятно соединявшего северный (бореальный) и южный бассейны. В пользу этого говорит находка сантонской (по другим данным, нижнекампанской) бореальной фауны в глауконитовых песчаниках района г. Красноуфимска [Безруков, 1938]. Однако если эта связь установилась, она была очень кратковременной. Точки с доказанными маастрихтскими отложениями севернее Южноуральского бурогольного бассейна уже неизвестны. С другой стороны, фаунистические и литологические сопоставления указывают на существование проливов между западной и восточной акваторией [Амон, 2001; Беньямовский и др., 2006], что подчеркивает ослабление уральских тектонических направлений в структуре региона, который в это время становился пенеппелом, частично заливаемым морем (рис. 101).

В *Орско-Таналыкской подзоне* нижнемеловые отложения очень похожи на одновозрастные отложения в северной части Приуральской зоны: это преимущественно красноцветные и охристые кварцевые пески и галечники континентального происхождения. С раннемеловой эпохой связано образование латеритных и каолиновых кор выветривания, а также проявления бокситов и осадочных железных руд.

В начале позднего мела (сеноман — турон) в прибрежно-континентальных условиях происходило образование песков и мелкогогалечных конгломератов, часто ожелезненных, и сопровождалось формированием линз бурого угля [Геология СССР, 1964].

Сантон-кампан-маастрихтские образования в Орском и южной части Таналыкского районов представлены мелководными морскими отложениями — глауконитовыми песками, с небольшими прослоями глинистого мела в верхах разреза; мощность до 30 м. Севернее, в долине р. Урал, сантон-кампанские отложения предположительно представлены пестроцветными песчаниками, а маастрихтские отложения неизвестны.

Восточно-Уральская зона в раннем мелу, до сеномана включительно, характеризуется развитием

маломощных (до первых десятков метров) континентальных красноцветных песков и галечников, заполнявших древние речные долины северо-западного направления, в пределах которых происходило образование россыпей [Сигов, 1969] (рис. 102). В *Зауральской зоне* в это время также преобладает терригенное континентальное осадконакопление, перемежающееся с эрозией, в условиях континентальной аккумулятивной равнины.

В позднем мелу *на западе Восточно-Уральской зоны* продолжается накопление маломощных существенно глинистых континентальных отложений; отмечается развитие карста и образование бокситов. *На востоке Восточно-Уральской* и в *Зауральской зоне* с туронского времени начинают формироваться прибрежно-морские отложения в связи с трансгрессией со стороны Западно-Сибирского моря и Тургайского пролива, существовавшего затем длительное время. Прибрежные фации выражены появлением оолитовых железных руд, образовавшихся осадочным путем в прибрежных лагунах. В типичном выражении, разрез меловых осадков Тургайского пролива, общей мощностью порядка 100 м, представлен мелководными отложениями теплого моря: в нижней части глинами и алевролитами с желваковыми фосфоритами, в средней — преимущественно глауконитовыми песками, и в верхней части главным образом глинистым мелом. Помимо раковинной фауны, важное значение для стратиграфии имеют фораминиферы, радиолярии [Папулов, 1974; Геология СССР, 1971; Стратиграфические ..., 1997].

Север Урала

В Предуральской зоне неоконские и апт-альбские отложения тесно связаны с юрскими, отвечая регрессивной части единой морской терригенной формации, представленной вдоль гряды Чернышева морскими песчаниками и алевролитами, переходящими вверх по разрезу в прибрежно-морские отложения со значительным содержанием гравийного и галечно-валунного материала. Мощность от 70 до 350 м [Никонов и др., 2000]. В отличие от такой трактовки верхов нижнего мела, Н.И. Тимонин [1998] относит к апт — альбу в районе гряды Чернышева терригенную песчано-алевролитовую угленосную формацию мощностью до 80 м. Он же приводит (со ссылкой на В.В. Юдина) сведения о находке на Пай-Хое груботерригенных отложений апт — альба, субгоризонтально залегающих с угловым несогласием на нижней перми.

Особый интерес представляют развитые в расположенных восточнее районах этой зоны верхнемеловые (турон-маастрихтские) морские отложения с руководящей фауной белемнитов, фораминифер, двустворок и радиолярий [Папулов, 1974; Стратиграфические ..., 1997]. Верхнемеловые отложения образуют здесь обширное поле, перекрывая с несогла-

сием пермские породы Косью-Роговской впадины Предуральяского прогиба и палеозойские образования Лемвинской зоны. Начиная с турона и по нижний маастрихт включительно, в практически непрерывном разрезе снизу вверх сменяются четыре толщи: туронская алевритисто-песчаная, 30–60 м, коньякско-нижнесантонская существенно песчаная, 10–60 м, сантон-кампанская опоково-мергелистая, от 15 до 80 м и верхнекампан-маастрихтская диатомитовая с прослоями опок, песчаников, алевритов, до 15 м. На палеогеографических схемах

Г.Н. Папулова [1974] уверенно показан западный путь миграции фауны в этот район из обширного морского бассейна Зауралья.

Последовательность отложений *Зауральской зоны* представлена как нижним, так и верхним мелом. Основы ее стратиграфии заложены В.А. Лидером [1964]; впоследствии она неоднократно уточнялась [Стратиграфические ..., 1997].

Как и в других периферических районах, окружающих современный Урал (кроме южного Зауралья), в раннем мелу (неокоме) с юрского

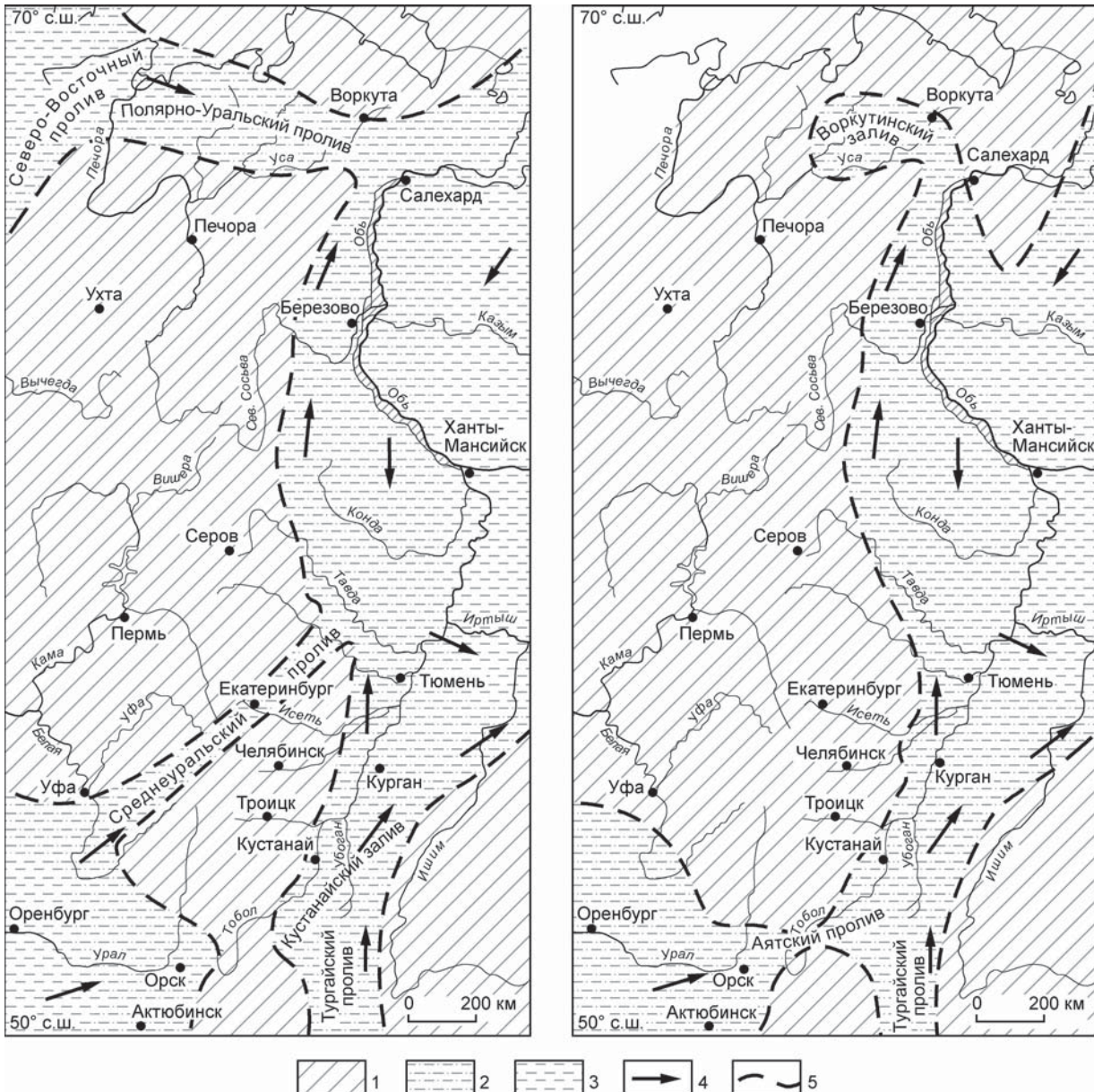


Рис. 101. Палеогеографические обстановки времени меловой трансгрессии: позднего кампана (слева) и позднего маастрихта (справа) [Амон, 2001]

Условные обозначения: 1 — суша, 2 — прибрежно-морские отложения, 3 — отложения более глубоководных зон моря, 4 — направления обмена фауны, 5 — береговая линия

Fig. 101. Paleogeographic environments of the Cretaceous transgression: for the Late Campanian (to the left) and Late Maastrichtian (to the right) [Амон, 2001]

Symbols: 1 — land, 2 — near-shore deposits, 3 — relatively deep-water sea deposits, 4 — directions of fauna exchange, 5 — shore line

времени наследуется морской бассейн, вступающий в регрессивную стадию развития. Берриас, готерив и нижний валанжин представлены морской песчано-алевритовой и преимущественно алеврито-глинистой толщей, характерной особенностью которой является наличие бобовых хлоритолитов прибрежного осадочного происхождения. Мощность

200–250 м. После перерыва толща сменяется песками с прослоями алевритов, каолиновых глин и пропластками углей, континентального происхождения, мощностью 60–120 м, со спорово-пыльцевым комплексом верхов баррема – низов апта. Согласно Г.Н. Папулову [1974], в это время на всей прилегающей территории стабильное мел-

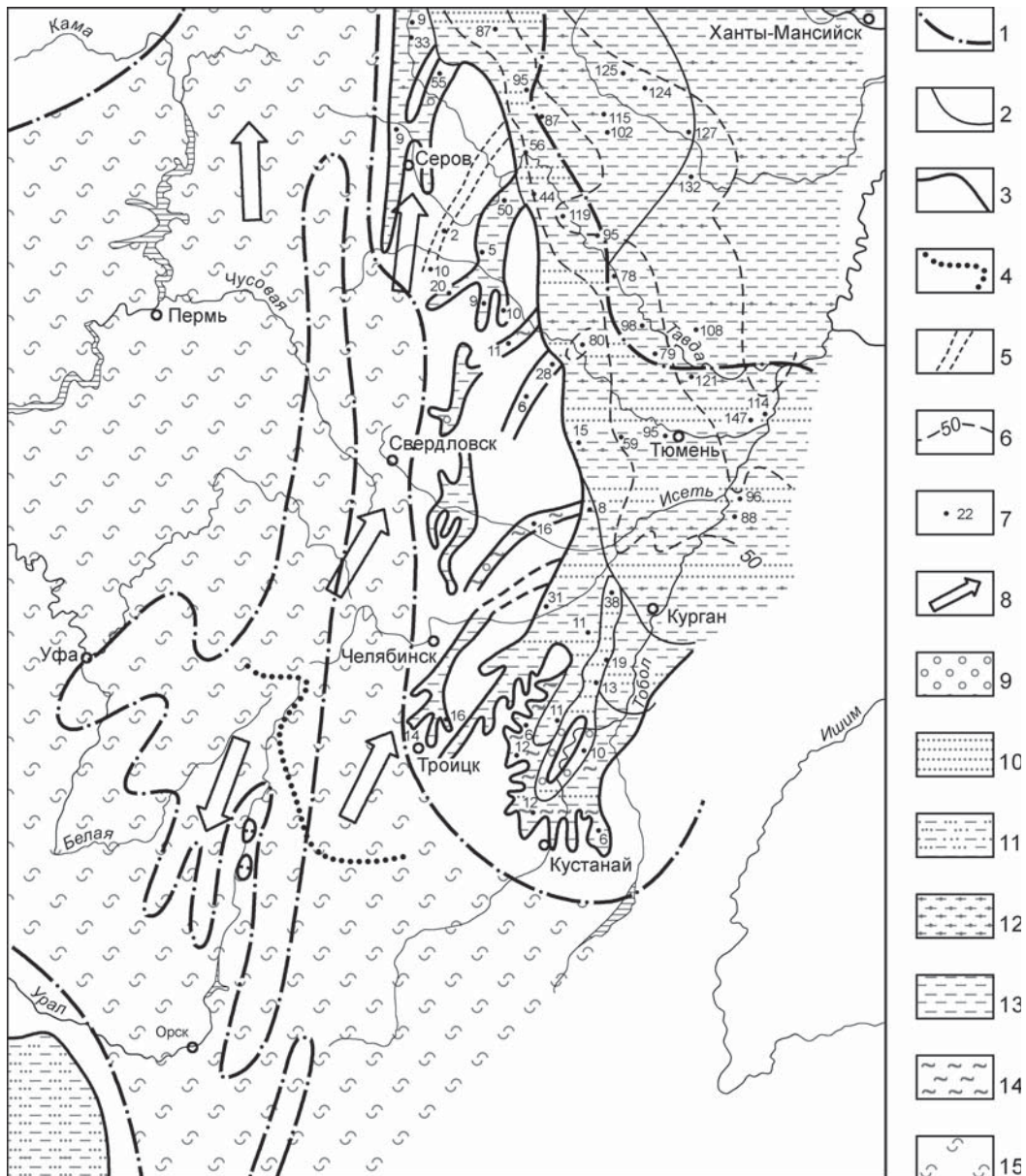


Рис. 102. Фрагмент палеогеографической карты Урала для аптского века [Папулов, 1974]

Условные обозначения: 1 — граница площадей с разной палеогеографической обстановкой, 2 — границы распространения отдельных палеогеографических комплексов, 3 — граница современного распространения осадков, 4 — фрагмент мезозойского водораздела (по А.П. Сигову [1969]), 5 — предполагаемые речные долины и озера, 6 — изопахиты, 7 — скважина и полная мощность разреза, 8 — главные направления сноса обломочного материала, 9 — галечники и гравий, 10 — песок, 11 — песок глинистый и глина песчаная, 12 — алеврит, 13 — глина, 14 — красноцветность, раннемеловая кора выветривания, образующаяся и одновременно размывающаяся, 15 — область размыва или ненакопления осадков

Fig. 102. A fragment of a paleogeographic map of the Urals for the Aptian age [Папулов, 1974]

Symbols: 1 — boundaries of paleogeographic areas, 2 — boundaries of different paleogeographic complexes, 3 — boundary of modern development of the sediments, 4 — a fragment of a Mesozoic watershed [Сигов, 1969], 5 — assumed river valleys and lakes, 6 — isopachs, 7 — a borehole and a full thickness of the section, 8 — main directions of a terrigenous provenance, 9 — pebbles and gravel, 10 — sand, 11 — clayish sands and sandy clays, 12 — silt, 13 — clay, 14 — red-coloured, Early Cretaceous weathering crust, forming and being eroded at the same time, 15 — area of an erosion or non-deposition of sediments

ководное море сменяется низменной аккумулятивной равниной, периодически затоплявшейся морем. Об этом свидетельствует присутствие в верхах разреза нижнего мела пачки верхнеаптских глин с подчиненными алевритами, мощностью 20–110 м, содержащей морскую фауну двустворок и фораминифер.

В начале позднего мела перемежающиеся условия аккумулятивной равнины и мелкого моря сохраняются; сеноман и турон частично представлены двумя пачками глин кузнецовской свиты, мощностью до 10 м каждая, содержащих только споры

и пыльцу. Морской бассейн начинает устойчиво развиваться с коньякского времени, причем разрез становится похож на вышеописанный предуральский. Выделяется песчано-алевролитовая березовская свита с опоками и кремнистыми глинами, мощностью 20–40 м, отвечающая в основном коньякскому и сантонскому ярусам, и глинисто-диатомовая ганькинская свита, суммарной мощностью от 10 до 100 м (кампан – маастрихт). При стратиграфическом расчленении используются белемниты, радиолярии, двустворки, фораминиферы, диатомеи.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

Палеогеновый период

Южный Урал

В этом периоде на Южном Урале сохраняются три области осадконакопления, отвечающие структурно-фациальным зонам, выделенным для юрско-мелового времени: Предуральская с Уфимско-Актюбинской и Орско-Таналыкской подзонами, и Восточно-Уральская, разделенные всхолмленными поднятиями.

В *Предуральской зоне* в целом, в первой половине датского века произошла регрессия, морская береговая линия отступила, вследствие чего датские отложения устанавливаются на рассматриваемой территории достаточно условно и буквально в единичных точках. Однако поднятия были чисто эпейрогеническими; в течение всего палеогена сохраняются платформенные условия. Урал представлял собой в это время полого-волнистую слабо расчлененную равнину, и к началу неогенового этапа тектонической активизации «была сформирована региональная палеогеновая полигенетическая поверхность выравнивания, исходная для последующего развития в неотектонический этап» [Рождественский, Зиняхина, 1994б]. Датская регрессия была кратковременной, за ней вскоре последовала палеоценраннеэоценовая трансгрессия, сменившаяся регрессией во второй половине эоцена.

В *Уфимско-Актюбинской подзоне* палеоцен, выделяемый, как правило, не очень уверенно, представлен главным образом опоками и глауконитовыми песчаниками, иногда с прослоями галечника, с прослоями глин, мощностью до 20–25 м. Нередко эта пачка залегает с разрывом на маастрихте и содержит преимущественно переотложенную верхнемеловую фауну. В целом присутствие палеоценовых осадков на Урале признается большинством исследователей [Яхимович, Адрианова, 1959; Рождественский, Зиняхина, 1994б и др.]. Однако А.Л. Яншин [1953] высказал категорическое мнение об отсутствии палеоцена и в Приаралье, и на Южном Урале, и в даль-

нейшем его не менял [Геология СССР, 1964].

Эоцен обычно залегает, как и предполагаемый палеоцен, на размытой поверхности верхнемеловых пород, и представлен в нижней части гипсоносными и известковистыми глинами, глауконитовыми песками, песчаниками, иногда конгломератами. Верхняя часть представлена в основном белыми, желтыми, красноватыми кварцевыми песками, с большими караваеобразными и «дырчатыми» конкрециями кварцевых песчаников. Эта характерная черта верхнеэоценовых отложений позволяет коррелировать их по всей территории, сопоставляя с так называемой саксаульской свитой А.Л. Яншина [1953]. Мощность эоцена в Оренбуржье достигает 70 м. Предполагается [Гаряинов, Васильева, 1970], что в разрезе эоцена происходит переход от морских к прибрежно-континентальным отложениям в связи с окончательным отступанием моря. Климатические изменения характеризуются появлением ксерофитной флоры [Яхимович и др., 1971].

Установление континентальных условий в олигоцене на территории Предуральской зоны (а соответственно и понижение базиса эрозии) привело к интенсификации процессов карстообразования, так что осадконакопление концентрируется в многочисленных карстовых депрессиях, где олигоценные отложения представлены переслаиванием глин, песков, песчаников, конгломератов озерного генезиса, мощностью до 20 м. Раньше к верхнему олигоцену относилась тюльганская свита, начинающая разрез угленосных толщ Южноуральского бассейна (в работе А.П. Рождественского и И.К. Зиняхиной [1994б] она здесь и оставлена, со ссылкой на относительно ранние работы В.Л. Яхимович), однако в более поздних публикациях и В.Я. Яхимович, и цитированных авторов [Рождественский, Зиняхина, 1997], свита была отнесена к низам неогена.

В *Орско-Таналыкской подзоне* морской палеоцен выделяется на междуречье рр. Сакмары и Таналыка (наиболее северная точка), где представлен кварцевыми глауконитовыми песчаниками, опоками и трепелами [Наумов, 1981]. Южнее, в Орском гра-

бене, к нему отнесены, на основе находок фораминифер, серые алевритистые глины с прослоями кварцевых глауконитовых песчаников [Сегедин, 1970]. Спорными являются разрезы этого района, представленные переслаиванием опок, реже диатомитов и трепелов, с кораллами в основании, и глауконитовых песков мощностью до 40 м. По А.Л. Яншину [1953], эти отложения трактуются как эоценовые. Однако, как уже указывалось, и это надо еще раз подчеркнуть, данная точка зрения разделяется далеко не всеми исследователями, большинство из которых относит данную пачку к палеоцену.

Восточнее, в *Центрально-Уральской зоне*, в осевой части Магнитогорского синклинория устанавливается, хотя и не вполне уверенно, пятнистое развитие озерных отложений палеоцена, приуроченных преимущественно к карстовым понижениям. В частности, на левобережье р. Урал в районе его притока р. Бурли к палеоцену отнесены пески с растительными остатками и палеоценовым спорово-пыльцевым комплексом, перекрытые глинами с прослоем песчаного угля [Варламов, 1971].

В эоцене морской залив также устанавливается, как и в мелу, хотя и менее уверенно. Нижний эоцен на Сакмаро-Таналыкском междуречье представлен преимущественно песчаными осадками прибрежно-морского, озерного, аллювиального и даже эолового генезиса. Среднеэоценовые отложения эродированы, но на их бывшее присутствие указывают нептунические дайки, включающие морские осадки среднего эоцена [Гудошников, 1968]. К верхнеэоценовым отложениям примерно там же, в районе с. Михайловки, отнесены песчано-гравийно-конгломератовые отложения с уже упомянутыми характерными косослоистыми «дырчатыми» песчаниками, отнесенные к саксаульской свите верхнего эоцена [Варламов, 1971]. Цитированный исследователь, основываясь на данных бурения в осевой части Магнитогорского синклинория и на определениях спорово-пыльцевых комплексов, выделяет здесь эоценовые континентальные отложения, развитые спорадически. Нижний эоцен представлен глинами с прослоями серых углей, средний — алевритами и глинами с рассеянной галькой, верхний — аллювиальными песками и песчаниками. Общая мощность превышает 70 м.

Олигоцен представлен континентальными песками и алевритами, в аллювиальных и озерно-аллювиальных фациях. Они, в частности, обнаружены бурением в Орском каменноугольном бассейне [История нижнемезозойского ..., 1961]. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на похолодание климата. Нижне-среднеэоценовые отложения, выделенные по данным бурения и определениям спорово-пыльцевых комплексов, описаны на правобережье р. Урал, в области Кизильско-Уральского междуречья [Варламов, 1971]. Это глинистые и песчаные алевриты, глины, с включением гравия,

галек и обломков полуобугленной древесины. Указанный автор по спорово-пыльцевым комплексам выделяет и верхнеэоценовые отложения, причем они имеют более широкое распространение; представлены они песчанистыми и алевритистыми глинами, с прослоями глинистых песков, с включениями полуобугленной древесины и слоями торфоподобных углей.

Довольно мощная (95-метровая) пачка песчаников и алевролитов олигоцена, связанная с карстовой депрессией, обнаружена на водоразделе между Орско-Таналыкской и Восточно-Уральской областями осадконакопления в районе р. Айдырля (восточное Оренбуржье) [Геология СССР, 1964]. К олигоценовому времени некоторые исследователи приурочивают образование каолиновых кор выветривания на опоках палеоцена [Гудошников, 1968]. С мощными корами выветривания на востоке Уральского Оренбуржья в последнее время связывают *повышенные концентрации редких и рассеянных элементов*, представляющие промышленный интерес.

Восточно-Уральская зона наследует от мелового времени западную окраину Западно-Сибирского морского бассейна и Тургайского пролива, связанных с тетической трансгрессией, начавшейся после палеоценовой регрессии и закончившейся новой регрессией, обмелением и уходом моря в олигоцене. В палеоцене, по сравнению с маастрихтом, береговая линия прогиба сместилась к востоку на десятки км (в пределы *Зауральской зоны*), где палеоцен, выделяемый в составе талицкого горизонта (свиты, по [Стратиграфические ..., 1997]), представлен переслаиванием аргиллитов и глин с глауконит-кварцевыми песками и песчаниками. Мощность до 30 м. В отдельных разрезах отмечаются прослойки морских осадков: опок, диатомитов.

В эоцене море вновь наступало на район Урала: береговая линия вновь сместилась к западу; продолжалось накопление глауконитовых песчаников, опок и опоковых глин. Фауна палеоцена и эоцена включает фораминиферы, остатки рыб, радиолярии, зубы акул и др.

В палеоцен — эоцене, как и в мелу, моря Южной Европы и Западной Сибири соединялись проливами, проходившими через территорию современного Урала, что подтверждается сходством биот.

В олигоцене происходит регрессия бассейна, в результате чего в разрезе сочетаются прибрежно-морские и континентальные отложения, представленные как глауконитовыми, морскими, так и лишеными глауконита аллювиальными песками, алевритами, глинами. Полнота разрезов в сторону Урала существенно убывает за счет верхних горизонтов, поскольку в олигоцене море окончательно уходит из рассматриваемого района и в дальнейшем здесь имеет место размыв или накапливаются континентальные отложения небольшой мощности [Стратиграфические ..., 1997].

Север Урала

В Предуральской зоне палеогеновые отложения долгое время либо вообще не выделялись, либо их выделение было под вопросом, и в обобщающей монографии [Тимонин, 1998] их присутствие не нашло должного отражения. Тем не менее, они известны, и их наличие обосновано находками радиолярий и отчасти спорово-пыльцевыми комплексами [Стратиграфические ..., 1997]. В районах, приближенных к Уралу, выделяются палеоценовые и нижнесреднеэоценовые отложения. Палеоценовые (исключая датский ярус) выделяются в составе кыршорской свиты, представленной глинами, алевритами и опоками; несмотря на присутствие последних, указывающих на морское происхождение осадков, морской фауны не найдено, и их стратиграфическая принадлежность определяется по спорово-пыльцевому комплексу. Вышележащая воровожская толща представлена диатомитами, алевритами, глауконитовыми песками и опоками, мощностью до 200 м, и охарактеризована радиоляриями (нижний и часть среднего эоцена). Западнее, за грядой Чернышева, на Печорской плите разрез палеогена полнее; здесь выделяются и морские (эоцен), и континентальные отложения (палеоцен, олигоцен) всех трех главных подразделений палеогена, хотя в разрезе и наблюдаются значительные перерывы. Таким образом, здесь проявилась, как и на юге Урала, эоценовая трансгрессия, связанная с эвстатическими колебаниями уровня моря.

В *Зауральской зоне* разрез палеогена значительно более полон, по сравнению как с Предуральской, так и Восточно-Уральской зонами, и хорошо расчленен. Наблюдается хорошая корреляция по простиранию зоны с Южным и Средним Уралом, что связано с тем, что эта зона находится в пределах колебания довольно прямой береговой линии единого морского бассейна.

В отличие от южных районов, и в том числе от Восточно-Уральской зоны, здесь практически не чувствуется раннепалеоценовой регрессии: датские отложения представлены глинами, аргиллитами, с прослоями опок (мощность до 90 м). Правда, близость побережья все-таки ощущается в присутствии вышележающей полуночной глинисто-песчанистой пачки (до 25 м) с прослоями марганцевых руд. Среди вышележащих палеоценовых, эоценовых и олигоценных отложений, общей мощностью до 800 м, преобладают морские глины, аргиллиты, диатомиты, опоки. Фаунистические остатки представлены фораминиферами, диатомеями, моллюсками, зубами акул и др.; пачки прибрежного генезиса охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами. В верхах разреза (олигоцен) увеличивается количество песков, отмечены осадочные оолитовые руды, обогащение шлиховыми минералами (признаки близости береговой линии). Присутствие достаточно тонкообломочных морских осадков по обе стороны Полярного Урала и сходство фауны позволяют предполагать, что и в палеогене их периодически соединяли морские проливы.

Неогеновый период. Миоценовая эпоха



ПРОБЛЕМА:

Многие считают, что в конце олигоцена наступил поворотный момент в истории Урала, связанный с началом неотектонической активизации и орогенеза [Рождественский, Зиняхина, 1997]. Однако нам представляется, что вопрос о том, когда именно начались настоящие орогенические движения, нуждается в переосмыслении. В частности, миоценовую эпоху надо, по нашему мнению, относить еще к платформенному этапу.

Южный Урал

В Предуральской зоне прежние подзоны уже не выделяются, поскольку Орско-Таналыкская депрессия прекращает свое относительно самостоятельное развитие. Нижне- и среднемиоценовые отложения наилучшим образом представлены осадками предуральской серии Южно-Уральского угленосного бассейна, заполняющими депрессии соляного карста, расположенными над кунгурскими соляно-

сульфатными куполами и гребнями. Они несогласно лежат на самых разных по возрасту отложениях и несогласно же перекрываются плиоценом. Серия имеет озерно-болотный и аллювиальный генезис и содержит целый ряд угольных месторождений с промышленными запасами [Яхимович, Адрианова, 1959]. Серия, в составе четырех свит, представлена переслаиванием кварцевых песков и песчаников, алевритов, каолин-гидроослюдистых глин, с пластами бурых углей и иногда прослоями конгломератов

и галечников. Общая мощность до 300–350 м (обычно, в конкретных разрезах, меньше). Серия содержит остатки тургайской листопадной флоры, указывающей на постепенное похолодание климата. Очень важно, что песчаники, как и в более ранние эпохи платформенного развития, все еще имеют кварцевый, олигомиктовый состав. Это, как и состав галек, представленных преимущественно кварцем, кремнями, кварцитами, свидетельствует о том, что в миоцене скорость эрозии, отнесенная к скорости выветривания, еще далеко не достигала современных величин.

Миоцен выделяется и на более возвышенных участках: на Уфа-Симском междуречье, Уфимском плато, в южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии, где представлен глинисто-песчано-галечными озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями, зачастую приуроченными к карстовым впадинам на выходах древних карбонатных отложений или залегающими в виде эрозионных останцов на водоразделах [Вербицкая, 1964; Рождественский, 1997 и др.].

Вслед за накоплением преуральской серии, в позднем миоцене — раннем плиоцене на территории Предуралья и западного склона современного Урала имело место заложение сети переуглубленных речных долин Палео-Белой, Палео-Ика, Палео-Сакмары и др. и интенсивный размыв, связанные с существенным понижением уровня Каспийского моря [Милановский, 1963; Леонов и др., 1998]. Местами днища этих долин в рассматриваемой зоне выявляются в настоящее время на отметках до –200 и более метров [Сиднев, 1984; Рождественский, Зиняхина, 1997]. Что же касается плиоценового базиса эрозии Палео-Волги (а значит, и Палео-Урала), то, по оценке Е.Е. Милановского [1963], он достигал в пред-акчагыльское время отметок в 500–600 м ниже современного уровня моря, так что от Каспия оставалось на юге лишь небольшое Балаханское море — озеро.

В *Центрально-Уральской зоне* миоцен сохранился спорадически. В частности, ниже-среднемиоценовые отложения установлены бурением в верховьях р. Белой. Это песчано-глинистые озерные отложения, с галькой пород, устойчивых к истиранию и выветриванию. У края Тирлянской мульды они содержат прослойки песчанистого угля. Мощность 29 м [Козлов, 1976]. Этот комплекс очень похож на приуральскую свиту, что является одним из аргументов против отнесения миоцена (по крайней мере, в полном объеме) к неотектоническому структурному этажу. В Белорецкой мульде, к западу от г. Белорецк, миоценовые отложения содержат месторождение огнеупорных глин, связанное со спокойными условиями выветривания [Вербицкая, 1961]. Верхний миоцен в горных частях долин крупных рек (Белая, Ай, Юрюзань, Инзер и др.) и эрозионно-карстовых впадинах представлен аллювиальными

песчано-гравийно-галечными отложениями, мощностью до 10–15 м, сохранившимися на высоких террасах [Вербицкая, 1961, 1964].

Южнее, вдоль субмеридиональной части долины р. Урал, нижний — средний миоцен представлен аллювиально-пролювиальными песчано-гравийно-галечными и существенно глинистыми каолиновыми пестроцветными озерными отложениями, мощностью до 40 м. В их локализации значительную роль играли карстовые явления. Более молодые песчано-гравийно-глинистые отложения миоцена, отнесенные к озерно-аллювиальным фациям, сохранились на четвертой надпойменной террасе р. Урал [Яхимович, 1965а, б] и имеют мощность до 90 м. Эта часть долины р. Урал не подверглась переуглублению, как и горная часть долины р. Белой (рис. 103), будучи вовлечена в сводовые поднятия, приведшие в дальнейшем к формированию современных гор. Надо отметить, что данное упоминание об одном из наиболее древних террасовых комплексов Урала само по себе вызывает вопросы. Если следовать предположению, что Урал вступил в орогеническую фазу развития еще в конце олигоцена или в раннем миоцене, то где тогда более древние речные террасы?

В *Восточно-Уральской зоне*, в пределах рассматриваемой территории, преобладала эрозия, и формировались лишь приуроченные к эрозионным формам рельефа кварцевые пески, красноцветные и пестроцветные глины, загипсованные, с железисто-марганцевым бобовником, конкрециями карбонатов. Мощность не превышает 30 м. Отмечается тектоническая стабильность территории, контрастирующая с относительно интенсивными поднятиями и заложением переуглубленных прадолин в Башкирском Предуралье [Стефановский, Шуб, 1997; Стратиграфические ..., 1997]. Снова возникает ощущение противоречия: восточный склон орогена (если он был) стабилен, западный — активен!

Отступление моря и более грубый гранулометрический состав миоценовых отложений по сравнению с палеогеновыми, появление террас на западном склоне Урала указывают на некоторую активизацию тектонических движений к концу миоценовой эпохи. Однако подчеркнем еще раз, что переуглубление долин и усиление эрозионных процессов связано не столько с интенсификацией орогенических движений, сколько с понижением базиса эрозии (катастрофическим обмелением Каспийского озера — моря). Преимущественно олигомиктовый состав миоценовых отложений также указывает, что темп тектонических движений был значительно ниже, чем в плиоцен-четвертичное время.

В *Зауральской зоне* условия осадконакопления были примерно аналогичными: формировались наземные и озерные кварцевые пески и глины. Отмечаются находки крупных млекопитающих. Мощность миоцена — 60–70 м.

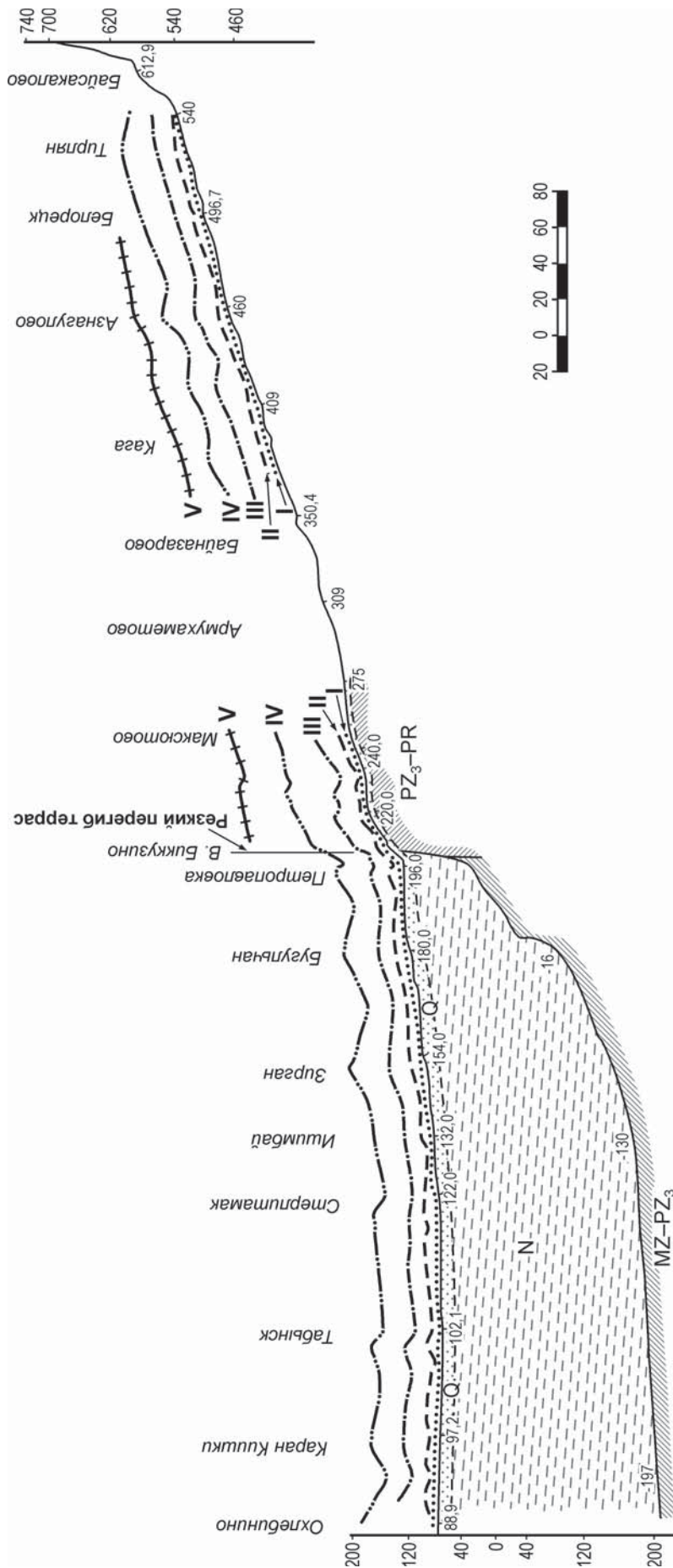


Рис. 103. Переуглубление долины р. Белой на выходе из гор [Варламов, 1971]

Римскими цифрами обозначены четвертичные надпойменные террасы

Fig. 103. Overdeepened valley of Belaya river at its exit from the mountains [Варламов, 1971]

Numbered are Quaternary terraces above the flood plain

Север Урала

В *Предуральской зоне* на Полярном Урале миоцен не установлен.

На Северном и Среднем Урале он представлен глинами, кварцевыми и кварцево-кремнистыми

песчаниками и галечниками. Мощность этих отложений до 30–40 м.

Для *Зауральской зоны*, как и для более южных районов, характерно накопление глин, кварцевых и полевошпат-кварцевых песков, редко гравелитов. Мощность до 60 м.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО КОМПЛЕКСА

Начало платформенной стадии характеризуется формированием неглубоких угленосных бассейнов юрского возраста на Южном и Приполярном Урале [История нижнемезозойского ..., 1961; Лидер, 1964].

Платформенная стадия в целом характеризовалась на Уральской территории процессами слабой эрозии, выветривания (отчасти латеритного), образованием карста, деятельностью рек, направление которых указывало на отсутствие единого уральского водораздела. Эти процессы сопровождалась накоплением целого ряда месторождений вдоль береговых линий моря, в погребенных юрских и меловых долинах, в карстовых полостях над полями развития известняков, солей и сульфатов. В результате образовались серии мелких месторождений бокситов, вместе образующих Восточно-Уральский бокситоносный район, различные речные и прибрежно-морские россыпи — золото- и платиноносные, титан-цирконовые и др. Среди россыпных районов Урала есть гиганты с более чем 150-летней историей добычи (Исовская группа, давшая до 200 т платины; Миасская золотая долина — 125 т золота). Многие россыпные районы истощены (например, в Башкирии прирост запасов россыпного золота сейчас приближается к нулю). В то же время, на севере Урала в 70-е годы XX в. был открыт (а затем закрыт для разработки по экологическим соображениям) богатый Кожымский россыпной район [Юшкин и др., 1997; Додин и др., 2001; Попова, 2002].

На западном склоне Среднего Урала древними долинами контролируются алмазные россыпи [Сигов, 1969; Папулов, 1974]. Широко обсуждается существование в той же зоне алмазных месторождений эндогенного, туффизитового типа [Чайковский, 2002], возраст которых оценивается в интервале ранний мезозой — квартал. Однако в связи с сильной измененностью пород, описываемых как туффизиты, доказательство их существования весьма затруднено, и многими оспаривается. Так, И.А. Малахов [2000] считает, что промежуточные россыпи алмазов (нижнесилурийская колчимская и нижнедевонская такатинская) указывают на относительно более древние источники алмазов (подробнее разбор различных точек зрения на туффизиты см. в [Тектоническое ..., 2006]).

Очень большие, легкие в добыче хемогенно-осадочные месторождения железа контролирова-

лись береговыми линиями Западно-Сибирского моря в позднем мелу (например, Аятское) и олигоцене (Лисаковское и другие). Аналогичное положение занимало Полуночное марганцевое месторождение [Овчинников, 1998]. На территории Хайбуллинского района (юго-восток Башкирии) прогнозируется железо-окисное месторождение лисаковского типа.

В условиях глубокого выветривания формировались «железные шляпы» колчеданных месторождений, характеризующиеся повышенными, до ураганных, содержаниями золота (так, Жиландинское месторождение Мугоджар выработано только на золото: получено около 1 т золота, колчеданы остались нетронутыми). Силикатно-никелевые месторождения линейного и площадного типов (Серовская, Режевская, Уфалейская, Халиловская и др. группы) формировались за счет выветривания серпентинитов, причем наиболее благоприятными были условия на контактах с известняками. В связи с выветриванием меланжа ГУР формировались природно-легированные бурые железняки: Халиловские месторождения этого типа имеют повышенные содержания Mn, Cr, Ni, Co [Овчинников, 1998]. Из других уральских гипергенных месторождений должны быть упомянуты залежи малахита, практически уже выработанные, близ гг. Полевской и Н. Тагил. Малахит формировался в зонах окисления медных колчеданов, при активной роли известняков — карстующегося субстрата и одновременно источника карбоната. Особый тип редкоземельных месторождений представлен корами выветривания на гнейсах и гранитах Южного и Среднего Урала. РЗЭ абсорбировались глинистыми минералами и частично концентрировались в виде вторичных минералов, таких как черчит. В качестве примера можно назвать Верхнемакаровское месторождение, расположенное к востоку от Сысертской антиклинали [Золоев и др., 2004; Савельева, 1997].

Выветривание было фактором обогащения бедных непромышленных месторождений: Софроновское фосфоритовое месторождение на Полярном Урале образовалось в процессе гипергенного обогащения первично бедных фосфатоносных шельфовых отложений, причем наряду с фосфором накапливалось золото [Козьмин, 2000]. Особое мнение по поводу генезиса этого месторождения было высказано в частном письме ко мне Я.Э. Юдовичем,

который отнес его к тектоногенному (брекчиевому) карстовому генотипу.

Действительно, на ряде вышеприведенных примеров можно видеть значительную роль карста в локализации гипергенных месторождений — от бокситов до малахита. Карстогенными могут быть и угольные месторождения. В миоцене возник Южноуральский угольный бассейн — серия мелких буроугольных месторождений, образовавшихся в карстовых депрессиях над соляными куполами и гребнями Предуральского краевого прогиба [Яхимович, Адрианова, 1959].

Обогащение при выветривании привело к образованию целой серии бурожелезняковых месторождений по глинистым сланцам и сидеритам на Башкирском антиклинории (Зигазино-Комаровская, Авзянская и др. группы); марганцевые месторождения (Полуночное, Улу-Телякское, Магнитогорские) в зоне выветривания также частично обогащены (окислены).

В юрских погребенных долинах формировались эпигенетические урановые (с РЗЭ) месторождения (Далматовское в Кустанайской области и др.) [Горное производство ..., 2004].

Глава 5. ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭТАЖ. НЕО-ОРОГЕНИЧЕСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ



ПРОБЛЕМЫ:

Когда возникли современные Уральские горы?

Каковы геодинамика нео-орогенического этапа и стиль его деформаций?

Какова была глубина эрозии уральских гор на неотектоническом этапе, и сохранились ли реликты мезозойских поверхностей выравнивания?

Плиоценовая эпоха

Юг Урала

Приуральская зона в акчагыльское время (как и в течение предшествующих эпох, отвечающих понту и киммерию), характеризуется процессами заполнения переуглубленных долин осадками. При этом если в начале плиоцена формировались более грубообломочные аллювиально-озерно-болотные отложения (чебеньковские слои), то в акчагыле гравийно-галечниковые образования играют меньшую роль. В разрезах акчагыла, мощностью до 120 м, преимущественно глинисто-алевритовые, с прослоями песчаников, озерные, пресноводные лиманные отложения, охарактеризованные спорово-пыльцевыми комплексами и остракодами, сменяются морскими отложениями с двусторонними, образование которых связано с радикальным повышением базиса эрозии и последующей ингрессией моря [Сиднев, 1985]. В максимальную фазу ингрессии Каспия морские воды выходили из долин на пониженные водоразделы, причем образующиеся отложения залегали здесь на нижележащих породах с несогласием. Ингрессия шла по долинам рр. Белой (в Южном Приуралье — с севера), Сакмары, Урала, Ика. При этом Бельский и Урало-Сакмарский заливы не сливались. В конце акчагыла происходит исчезновение из разрезов морских и солоноватоводных осадков.

Центрально-Уральская зона. Здесь акчагыльские слои выделяются лишь условно. В целом плиоцен представлен «красноцветными образованиями

аллювиального, аллювиально-делювиального, озерно-делювиального генезиса в депрессионных зонах межгорных понижений». Они включают краснобурые глины и суглинки с линзами гальки кварцита и кварца, с марганцовистыми включениями, щебенкой местных пород, валунно-галечными и гравийно-галечными отложениями. Обломочный материал имеет полимиктовый состав, в котором значительную роль составляют плохо окатанные гальки из местных пород [Рождественский, Зиняхина, 1997]. Это является свидетельством усиления темпов эрозии.

Переуглубленные долины в пределах Урала не прослеживаются. Вероятно, плиоценовые поднятия уже имели место на Урале и не позволили переуглублению сохраниться (рис. 103).

В Восточно-Уральской зоне плиоцен представлен преимущественно маломощными глинами различных цветов, часто с железо-марганцевыми бобовинами. Лишь в верхнем плиоцене в этой зоне появляются прослой галечников и песков полимиктового состава, развитые наряду с глинами [Стратиграфические ..., 1997].

В Зауральской зоне в нижней части плиоцена формируются глины и кварцевые пески. Мощность до 20 м.

В целом, в плиоценовое время, судя по ингрессиям моря в переуглубленные долины Южного Приуралья, произошло резкое повышение базиса эрозии в связи с подъемом вод Каспия. Одновременно, как показывают характер и распределение отложений (появление полимиктовых песков и галечников), в центральной, ныне горной части

Урала и в Зауралье активизировались процессы поднятий.

Север Урала

В *Предуральской зоне* на Полярном Урале плиоцен неизвестен. На Северном, Среднем Урале и в Приуралье он представлен глинами, полимиктовыми песками и галечниками, мощностью до 15 м.

В *Зауральской зоне* плиоцен представлен тонкозернистыми песками с прослоями глин, песков и галечников. Мощность до 30 м.

Четвертичный период

Вопрос о статусе четвертичного периода и его нижней границе является постоянной темой дискуссий и поводом для принятия кардинальных решений. Еще совсем недавно произошло возвращение к очень старому, традиционному названию системы (четвертичная, которая была выделена в XVII веке наряду с первичной, вторичной и третичной), и отход от названия «антропоген», часто использовавшегося в конце XX в. Это связано с открытиями палеоантропологов, позволяющими предполагать, что филогенетическое древо предков человека начинается значительно ниже основания системы. Затем, на 32-м Геологическом Конгрессе, Четвертичная система вообще была упразднена (вследствие архаичности названия и кратковременности), и ее подразделения (плейстоцен и голоцен) включены в неоген [Gradstein et al., 2004]. По интенсивности развернувшейся впоследствии дискуссии создается впечатление, что, вероятно, это еще не окончательное решение (хотя оно защищено довольно длительным мораторием). Помимо приводившихся в дискуссии чисто формальных аргументов, следует отметить, что особое значение четвертичного подразделения в сфере жизненных интересов человечества является очевидным, и к тому же традиции очень велики (только журналов, название которых начинается с корня Quater... в каталоге www.elibrary.ru насчитывается 7 штук). Поэтому мы пока оставляем здесь это название.

По длительности четвертичный период значительно короче ранее описанных, и временной интервал его составляет, по современным представлениям, 1,81 млн. лет. Он отвечает в основном магнитным эпохам Матуяма и Брюнес (хрон полярности C_1) и делится на два отдела — плейстоцен и голоцен, первый с двумя разделами — эо- и неоплейстоцен. По длительности эоплейстоцен, отвечающий апшеронскому ярусу, примерно равен неоплейстоцену и голоцену вместе взятым, но изучен значительно менее детально [Стратиграфические ..., 1997]. Включение эоплейстоцена в состав плейстоцена произошло также недавно [Дополнения ...,

2000]. Обзор современного состояния проблемы статуса квартера и его границ опубликован совсем недавно [Актуальные ..., 2009].

В фациальном отношении четвертичные отложения Урала отличаются увеличением роли грубообломочных полимиктовых разностей (аллювиальных, аллювиально-делювиальных, флювиогляциальных), что связано с ускоряющимся ростом орогена и общим похолоданием климата. Впрочем, климат, конечно, подавил выветривание и способствовал образованию полимиктовых осадков, однако в верхнем плиоцене, когда климат, судя по спорово-пыльцевым комплексам, отвечал на Полярном Урале лесостепным условиям, уже появились полимиктовые песчаники и конгломераты [Стратиграфические ..., 1997].

Наряду с усиливающимися орогеническими поднятиями на осадконакопление в четвертичный период большое влияние оказывали изменения климата. Климат эоплейстоцена менялся от умеренного (в самом начале более теплого, чем современный) до очень холодного, что, вероятно, связано с надвигавшимся первым крупным оледенением Урала. К нижнему горизонту эоплейстоцена в долинах рек относятся полимиктовые галечники, пески и глины VII надпойменной террасы, охарактеризованные остатками пресноводных моллюсков, крупных млекопитающих, грызунов. В долинах рек Сакмара и Урал в пределах Приуральской зоны отмечаются апшеронские кварцевые пески и глины, предположительно прибрежно-морского генезиса. Верхний горизонт представлен преимущественно делювиальными и аллювиально-делювиальными красноцветными отложениями погребенных долин. В аллювии Южного Зауралья отмечаются криогенные клинья [Стратиграфические ..., 1997].

Неоплейстоценовое и голоценовое время характеризуется на Урале преимущественно холодным климатом. В осадках северных районов Урала, расположенных за линией максимального покровного оледенения, проходящей по верховьям р. Печоры, намечается семь ледниковых горизонтов, разделенных межледниковыми отложениями [Стефановский, 1997]. Южный Урал, Приуралье и Зауралье относятся к внеледниковой зоне. Отложения долин представлены здесь преимущественно аллювием последовательно формировавшихся террас и поймы; в ряде случаев неоплейстоценовый аллювий характеризуется как перигляциальный. В междуречьях преобладают делювиальные глины, суглинки, щебень, палеопочвы, озерные и аллювиально-озерные пески и глины.

В Предуралье следы ледниковых эпох фиксируются в виде флювиогляциальных, половодно-ледниковых осадков перигляциального типа [Яхимович и др., 1971]. При этом трудно себе представить, что в горной части Башкирии не было ледников (в настоящее время на Полярном Урале, значительно более

отдаленном от современной ледовой области, насчитывается до 100 мелких ледников). Ледники на Южном Урале, скорее всего, были, и их существование предполагается многими исследователями [Колоколов, Львов, 1945; Каменский, 1957; Астахов, 1984; Левина и др., 2001 и др.]. Следы ледников в виде мореноподобных валунных суглинков, каров, троговых долин, и др. отмечаются в горных районах Урала, преимущественно на высотах, превышающих 800 м.

Несмотря на интенсивную эрозию, реликтовые участки древней (предположительно олигоценовой) поверхности выравнивания хорошо прослеживаются в современном рельефе Урала на больших высотах. При этом основная трудность заключается в отсутствии достаточных данных для точной датировки и корреляции этих реликтовых поверхностей. Однако представляется несомненным, что эти поверхности находятся на разных высотах, снижаясь к периферии горного сооружения, где нижний предел возраста поверхности выравнивания датируется морскими осадками. Так, на юго-восточной периферии Южного Урала поверхность выравнивания, сформировавшаяся еще до начала неотектонического этапа, в позднемиоценовое время, и датированная фаунистически, выявляется в южной части хр. Урал-Тау на высоте всего 450 м. Ближе к осевой части современного горного сооружения замечательно сохранившаяся на широте автодороги Кугарчи — Зилаир поверхность выравнивания Зилаирского плато находится на высотах 500 м, плавно опускаясь на юг, к междуречью Сакмары и Урала, где она маркирована эоценовыми морскими осадками, до высот 300–400 м. Наоборот, на север, к широтному отрезку долины р. Белой, она постепенно повышается до 600–700 м, становясь все более расчлененной. Еще далее на север, по мере приближения к максимальным по высоте горным массивам Южного Урала, реликты пенеплена видны обычно только «в профиль» — в виде узких водораздельных площадок хребтов, и наблюдаются на высотах, превышающих 1000 м (илл. 28); к востоку и западу эти высоты уменьшаются. Таким образом, высоты реликтов пенеплена, в целом, увеличиваются от периферии к центральному, наиболее поднятым частям орогена. Южный Урал, образованный в неотектоническую эпоху, напоминает, по меткому выражению А.П. Рождественского, «перевернутую лодку».

Каковы же были скорости этого поднятия? Если предполагать, что орогенические поднятия начались в позднем олигоцене, как это обычно принимается (т.е., по современной стратиграфической шкале, 24 млн. лет назад или даже раньше), то средняя скорость этого процесса не могла превышать сотых долей миллиметра в год.

Однако измеренные путем повторного нивелирования скорости вертикальных движений на Урале и в Приуралье составляют миллиметры в год, т.е. на порядки выше [Уткин и др., 1999; Казанцев

и др., 1996]. В то же время, постоянная скорость поднятия в 1 мм/год могла обеспечить поднятие орогена в течение одного только четвертичного периода. Поэтому автор склоняется к альтернативному предположению, которое он пытался обосновать, обращая внимание читателя на то обстоятельство, что смена накопления кварцевых песков полимиктовыми началась лишь в плиоцене, и первоначально только в осевой части орогена. А именно: интенсивные орогенические поднятия начались не в конце олигоцена, а в плиоцене, и шли с нарастающей скоростью. Резкие миоценовые врезки речных долин связаны не с орогенезом, а в основном с колебаниями Каспийского моря, и их образование маскирует относительную слабость орогенических движений в то время.

Было бы также вряд ли правильно ограничивать неотектонические деформации, как это нередко делается, только сводовым изгибанием земной поверхности. Имеется целый ряд данных, свидетельствующих как в пользу формирования разномащтабной складчатости, так и в пользу проявления разрывной тектоники (см. ниже), хотя прямые наблюдения крайне затруднены вследствие того, что мы имеем дело с неконсолидированными, крайне рыхлыми, плохо сохранившимися отложениями, причем развитыми преимущественно на периферии орогена — там, где деформации по идее должны ослабевать.

О проявлении современных разрывных смещений в земной коре Урала говорят прежде всего наблюдения за его сейсмичностью. За период с 1693 по 1996 г. здесь зафиксировано 94 события, из них инструментально установлено 67. Землетрясения с проявлением на поверхности в 6–7 баллов происходили в регионе раз в 10–20 лет. Подавляющее большинство землетрясений произошло на территории Южного и Среднего Урала, от г. Серова на севере до г. Златоуста на юге [Кононенко и др., 1990]. Известные гипоцентры землетрясений расположены преимущественно в верхней части земной коры, до глубин 5–15 км [Уткин и др., 1999].

Палеомагнитное изучение позднеплейстоценовых отложений в Юрюзано-Айской депрессии и Магнитогорском синклинии выявило наличие локальных молодых дислокаций разрывного и пликативного характера. При оценке разброса полюсов, связанного с дислокациями, использовалось приведение слоев к первично горизонтальному положению и тесты складок [Минибаяев, Сулутдинов, 2001].

Систематический сбор и обработка данных о распределении интенсивности сейсмического шума на Южном Урале [Казанцев и др., 1995, 1996] привели к выводу о линейном распределении зон максимального шума, совпавшем с простиранием надвигов в Приуралье, а также с зонами ГУР и Юлдашевского серпентинитового меланжа.

Итак, возвращаясь отчасти к предыдущим главам, мы можем констатировать, что мезо-кайнозойская история Южного Урала распадается на три этапа:

А — триасово-раннеюрский, начавшийся кратковременным возрождением горного сооружения, в ассоциации с рассеянным трапповым рифтогенезом, связанным с гигантским суперплюмом, и закончившийся древнекеммерийскими складчато-сдвигонадвиговыми дислокациями, проявившимися лишь в юго-восточных и северо-западных районах Урала (рис. 79).

Б — среднеюрско-олигоцен-миоценовый платформенный этап, с рядом морских трансгрессий и регрессий. Основными трансгрессиями были: позднеюрско-неокомская, позднемеловая и среднеэоценовая, проявившиеся во всем регионе, хотя в отдельные районы, в силу специфики их локального развития, море не проникало (как в юре и поздне мелу — в Восточно-Уральскую область), а из некоторых практически не уходило в период регрессий (как в палеоцене Зауральской зоны севера). Основной причиной трансгрессий были эвстати-

ческие колебания уровня моря, хотя отмечаются и более локальные эпейрогенические движения. На этом этапе был подготовлен пенеплен, реликты которого угадываются в морфологии привершинных частей современных Уральских гор.

В — плиоцен-четвертичный этап внутриконтинентального орогенеза, шедшего с ускорением; собственно орогенические движения начались лишь в плиоцене, о чем свидетельствует смена кварцевых песков и галечников полимиктовыми в позднем плиоцене. Осадконакопление в конце предыдущего и на этом этапе осложнялось значительными колебаниями базиса эрозии, определявшимися в Южном и Среднем Приуралье колебаниями уровня Каспийского моря, и резким похолоданием климата в плейстоцене, с проявлениями горно-долинного оледенения в осевой части Южного Урала. Геодинамические исследования показывают, что в настоящее время Урал представляет собой активный внутриконтинентальный ороген. Особенности неотектонической стадии и созданных ею структур заслуживают дополнительного рассмотрения в специальном разделе.

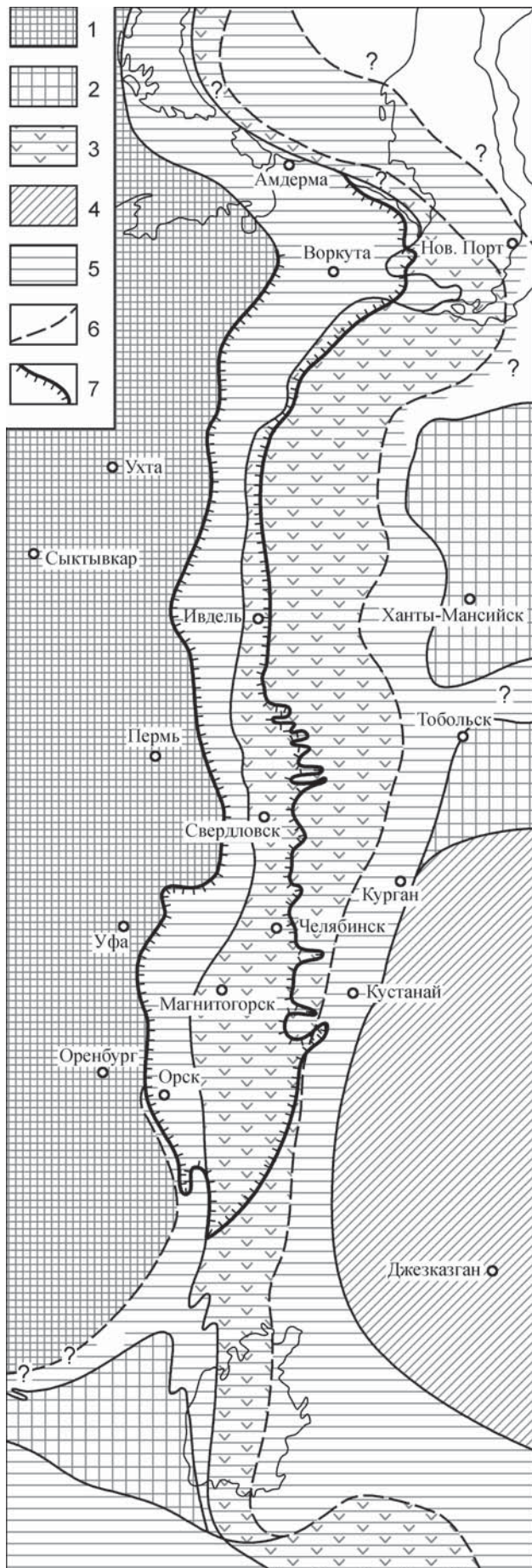
НЕО-ОРОГЕНЕЗ: ЭТАП, КОМПЛЕКС, СТРУКТУРЫ, ГЕОДИНАМИКА

Принимая как данное, что в глобальном аспекте неотектоническая эпоха соответствует времени между поздним олигоценом и современностью (например, [Трифонов, 1999]), исследователи считали, что Уральские горы росли в течение всего позднего олигоцена, неогена и четвертичного времени [Рождественский, 1997; Рождественский, Зиняхина, 1997; Казаков, 2003]. Предполагалось также, что морфология уральского рельефа сохранила некоторые очень древние поверхности выравнивания, в том числе триасово-юрские [Сигов, 1969; Борисевич, 1992]. Однако сейчас, даже при сохранении представлений о неотектонической эпохе как о временном интервале между поздним олигоценом и современностью, исследователи начали говорить о сильнейшем ускорении неотектонических, нео-орогенических движений в самое последнее время, включая плиоцен и четвертичное [Трифонов, 2007, 2008].

К подобным идеям на уральском материале автор пришел на несколько лет раньше, хотя и не делал глобальных выводов [Puchkov, 2002a]. Как уже отмечалось, фишн-трековые и геологические данные показывают, что рельеф Южного Урала стабилизировался только в позднем мелу, поэтому не было возможности для сохранения более древних эрозионных черт, таких как триасово-юрские. С другой стороны идея о том, что уральские горы росли в течение всего позднего олигоцена и четвертичного времени, также противоречит целому ряду данных. Суммируем наиболее важные из них: **1.** Миоценовая приуральская серия содержит кварцевые песчани-

ки и пески, составляющие значительную часть этих отложений [Яхимович, Адрианова, 1959], указывая на не-орогенические условия выветривания, эрозию и аккумуляцию. Тот же самый тип осадков отмечается даже и глубоко в горах близ г. Белорецк [Козлов, 1976]; там же развиты и миоценовые коры выветривания. Что касается полимиктовых осадков, которые указывают на более быструю эрозию и слабое выветривание, то они появляются только в конце позднего плиоцена. **2.** Глубокий среднеэоценовый врез рек лучше объясняется не орогеническим поднятием Урала, а падением уровня Каспийского моря: это мессинское событие, хорошо известное в Европе. **3.** Ни одной хорошо документированной речной террасы древнее позднего миоцена на Урале не установлено. **4.** Никакие пещерные отложения древнее чем средний и поздний неоплейстоцен на Урале также не найдены. **5.** Скорости современного поднятия поверхности Урала, определенные топографическим нивелированием (до 5–7 мм в год), в десятки раз больше, чем необходимо для того, чтобы поднять Уральские горы с начала олигоцена. Таким образом, мы думаем, что современный Урал был сформирован как результат, главным образом, позднеплиоцен-четвертичных поднятий.

Данные по трещинам, флексурам, складкам в молодых, то есть плиоцен-четвертичных отложениях, которые наблюдаются в обнажениях, говорят в пользу комбинации общего сводообразного и локального надвигово-складчатого, со сдвигами, деформационных стилей, которые были характерны



для Урала в нео-орогеническую эпоху [Копп, 2007 и др.].

Сравнение Урала с более крупными и более древними нео-орогенами того же типа, такими как Тянь-Шань и Алтай, подкрепляет идею об их внутриплитном происхождении и отсутствии связей с офиолитовыми сутурами, которые бы указывали на их возникновение на месте древних океанических структур. Именно внутриплитный стресс, реактивировавший некоторые ослабленные зоны, вероятно, является ответственным за современные деформации и поднятия Урала [Mikhailov et al., 2002]. При этом реактивация была неравномерной: на юге в поднятия и тектоническую активизацию были вовлечены почти все тектонические зоны Урала, тогда как на севере — только западные (рис. 104).

На севере Урала молодые дислокации в Зауральской зоне — территории, прилежащей к обнаженному Уралу с востока (бассейны рек Лозьвы, Северной Сосьвы), достаточно хорошо изучены геологической съемкой 1:200000 масштаба и бурением (в частности, в связи с разведкой угля [Лидер, 1964]). В последнее время их морфология обсуждалась в работе [Копп, 2007]. В этих районах юрско-эоценовые отложения обнаруживают наличие линейных складок с углами падения до 20–30°, изредка до вертикального в приразломных зонах. Субмеридиональные складки, осложненные надвигами, захватывающими палеозой, обнаруживают эшелонированность, характерную для левосторонней сдвиговой компоненты. В развитых здесь открытых синклиналих складках наблюдается конформное залегание большей части мезозоя и кайнозоя: от отложений верхов юры, залегающих с угловым несогласием на разных горизонтах складчатого палеозоя, и до олигоцена включительно, что может указывать на поздний (пост-олигоценовый) возраст указанных дислокаций (рис. 105, 106).

Рис. 104. Соотношение неотектонического Урала со структурами уралид

Условные обозначения: 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — предполагаемые срединные массивы; 3, 5 — складчатые структуры уралид (3 — структуры палеоокеанического сектора, 5 — деформационные структуры уралид, наложенные на окраину Восточно-Европейского континента на западе и на казахстаниды и срединные массивы на востоке); 4 — казахстаниды; 6 — границы до-неотектонических структур; 7 — границы нео-Урала

Fig. 104. Relationships between the neotectonic Urals and the Uralides structures

Symbols: 1 — East European platform; 2 — supposed median massifs; 3, 5 — folded structures of the uralides (3 — structures of the paleo-oceanic sector, 5 — deformations of uralides, overlain on the margin of the East European continent in the West and on the Kazakhstanides and median massifs in the East); 4 — Kazakhstanides; 6 — boundaries of the pre-neotectonic structures; 7 — boundaries of the Neo-Urals

Рис. 105. Геологическая карта Южно-Лозьвинской зоны дислокаций [Копп, 2007] (по материалам государственного геологического картирования, м-ба 1:200 000). На врезке — схема расположения дислокаций

Условные обозначения: 1 — верхний эоцен — квартер (нерасчлененные); 2 — нижний — средний эоцен; 3 — палеоцен; 4 — мел; 5 — средняя — верхняя юра; 6 — палеозой; 7 — разломы: а — неясной кинематики, б — предполагаемые сдвиги (интерпретация М.Л. Коппа [2007]); 8 — широкие флексуры с предполагаемой сдвиговой кинематикой; 9 — оси антиклиналей; 10 — точки наблюдений. Легенда для врезки: 1 — неотектонические разломы: а — надвиги; 2 — простирания неотектонических складок; 3 — очертания Урала; 4 — местоположение рис. 105 и 106

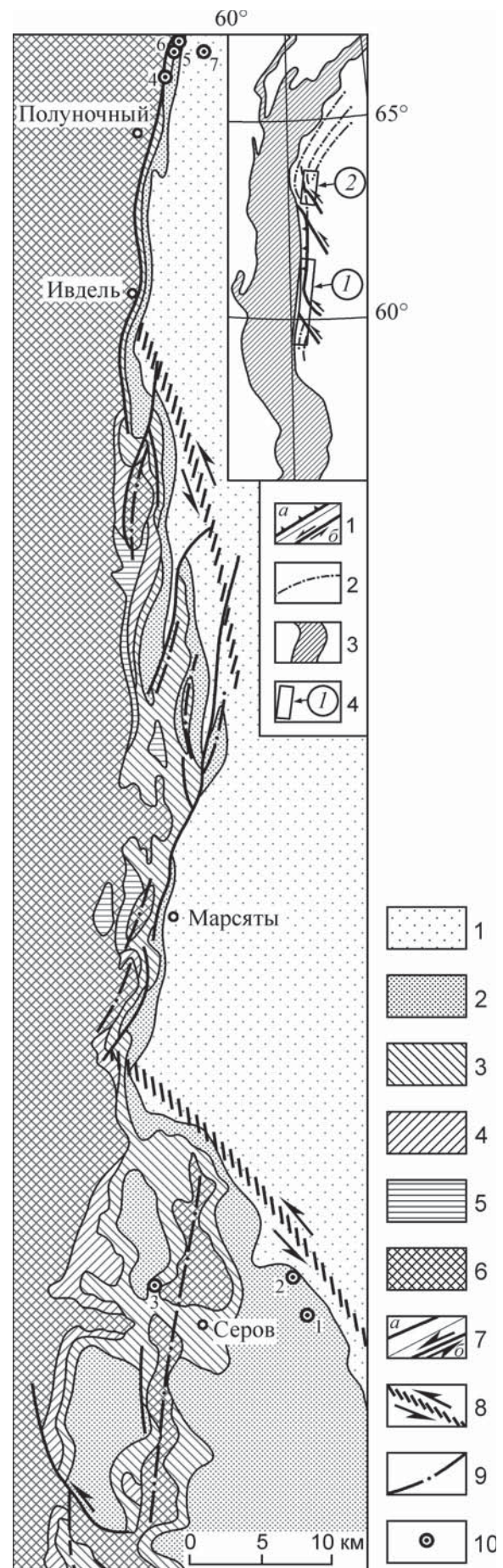
Fig. 105. Geological map of the southern Loz'va dislocation zone ([Kopp, 2007], based on materials of the State geological mapping at scale 1:200 000). Inset demonstrates schematic position of dislocations

Symbols: 1 — Upper Eocene — Quaternary (undivided); 2 — Lower — Middle Eocene; 3 — Paleocene; 4 — Cretaceous; 5 — Middle — Upper Jurassic; 6 — Paleozoic; 7 — faults: a — with unclear kinematics, б — assumed strike-slip faults (interpretation by M.L. Kopp [Kopp, 2007]); 8 — wide flexures with presumed shear strain kinematics; 9 — axes of anticlines; 10 — observation points. Legend for the inset: 1 — neotectonic faults: a — reverse faults, б — strike-slip faults; 2 — strike of neotectonic folds; 3 — contour of the Urals; 4 — locations of Figs. 105 and 106

На Южном Урале стиль деформаций отличается: здесь трудно выявить складки и почти нет твердо доказанных разломов, хотя дело не только в стиле деформаций, но и в условиях обнаженности и сохранности мезокайнозойских отложений. Так, к западу от пос. Акъяр, над зоной ГУР, в поле хорошо сохранившихся мезокайнозойских отложений, согласно данных геологической съемки 1:200000, на протяжении 30 км прослеживается Новокиевский надвиг восточного падения, захвативший все отложения платформенного чехла, от юры до олигоцена. Эшелонированность пологих складок, сопровождающих разлом, указывает на левостороннюю компоненту смещений. Таких участков, с многокилометровыми площадями развития молодых отложений в поперечнике, на Южном Урале немного, но дислоцированность плиоцен-четвертичных отложений в иных обнажениях впечатляет (илл. 29).

Чтобы получить больше материала для характеристики деформации территории Южного Урала после начала нео-орогенической стадии, нами был предпринят специальный подход, а именно изучение деформаций древнего палеоуровня морского дна в сочетании с фишн-трек анализом и с использованием нескольких определений (U-Th)/He анализа.

Предлагаемая методика является вариацией обычного структурного анализа, основанного на изолиниях современных альтитуд мелководных морских осадков. В условиях очень мелкого моря морские осадки маркируют современные им близгоризонтальные поверхности, которые близки к поверхности пенеплена. Современная поверхность охарактеризована изолиниями и позволяет понять морфологию деформаций. Специфической чертой нашего метода является тот



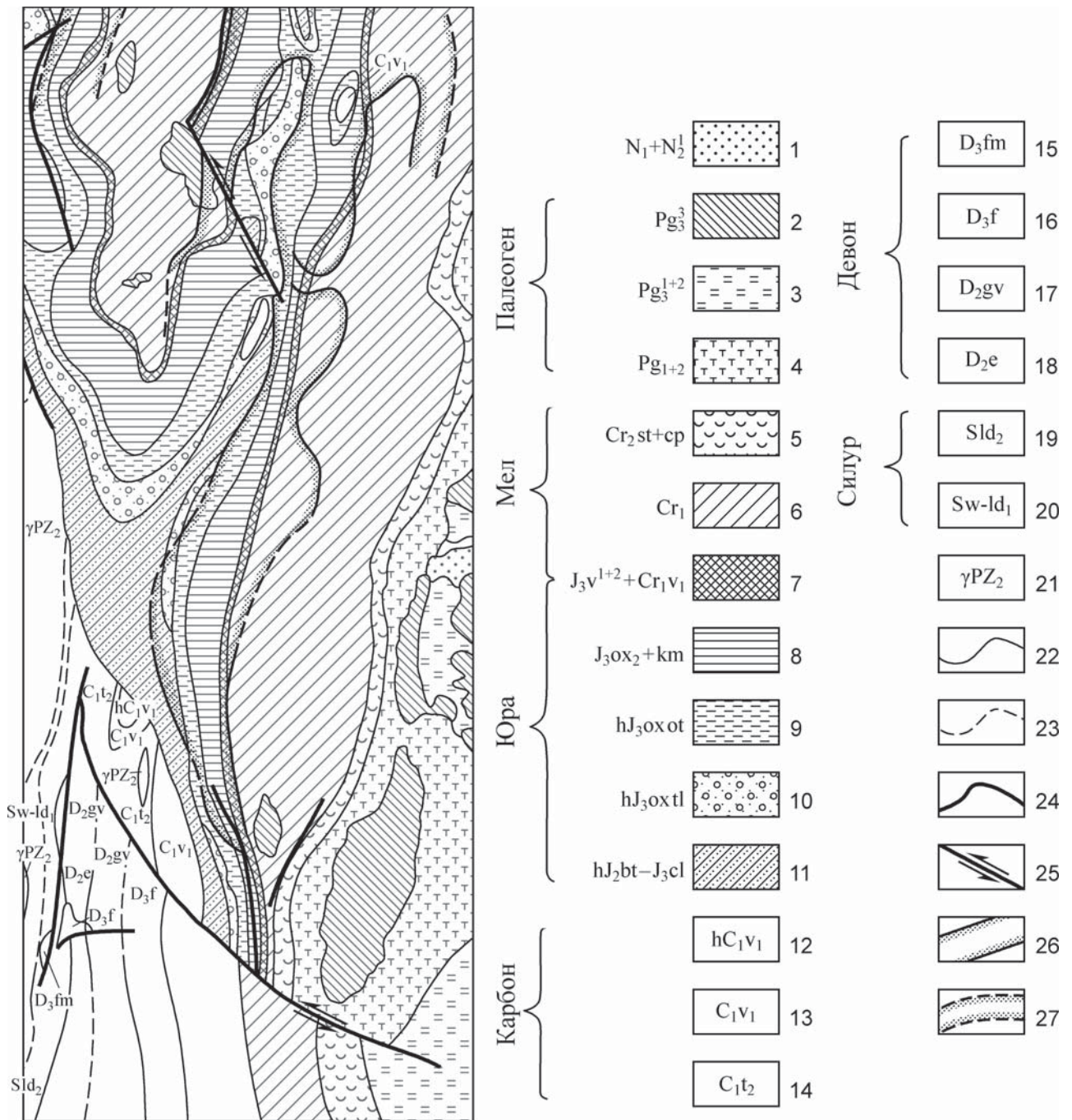


Рис. 106. Геологическая карта Северососьвинского бурогоугольного бассейна [Лидер, 1964]

Условные обозначения: 1 — неоген; 2 — верхний олигоцен; 3 — нижний — средний олигоцен; 4 — палеоцен — эоцен; 5 — верхний мел; 6 — нижний мел; 7–11 — юра: 7 — титонский и волжский яруса, 8 — оксфорд — киммеридж, 9 — оксфорд (оторьинская свита), 10 — оксфорд (тольинская свита), 11 — бат — келловей; 12–14 — карбон: 12 — нижний визе (угленосная свита), 13 — нижний визе (нерасчлененный), 14 — турне; 15–18 — девон: 15 — фамен, 16 — фран, 17 — живет, 18 — эйфель; 19–20 — силур: 19 — лудлов, 20 — венлок; 21 — среднепалеозойские граниты; 22 — геологические границы; 23 — то же, предполагаемые; 24 — разломы; 25 — то же, сдвиги (кинематическая интерпретация М.Л. Коппа [2007]); 26 — контуры промышленной угленосности; 27 — то же — предположительно

Fig. 106. Geological map of a sector of the Sos'va brown coal basin [Лидер, 1964]

Symbols: 1 — Neogene; 2 — Upper Oligocene; 3 — Lower — Middle Oligocene; 4 — Paleocene — Eocene; 5 — Upper Cretaceous; 6 — Lower Cretaceous; 7–11 — Jurassic: 7 — Tithonian and Volgian stages, 8 — Oxfordian — Kimmeridgian, 9 — Oxfordian (Otor'inskaya Formation), 10 — Oxfordian (Tol'inskaya Formation), 11 — Bathonian — Callovian; 12–14 — Carboniferous: 12 — Lower Visean (coaliferous formation), 13 — Lower Visean (undivided), 14 — Tournaisian; 15–18 — Devonian: 15 — Famennian, 16 — Frasnian, 17 — Givetian, 18 — Eifelian; 19–20 — Silurian: 19 — Ludlovian, 20 — Wenlockian; 21 — Middle Paleozoic granites; 22 — geological boundaries; 23 — the same (assumed); 24 — faults; 25 — the same, strike-slip faults (kinematic interpretation by M.L. Kopp [Kopp, 2007]); 26 — contours of areas with commercial coal; 27 — the same (assumed)

факт, что результирующая поверхность до определенной степени является виртуальной, поскольку она экстраполирована между основными точками высот, взятыми за основу. Между точками высот реальная поверхность может быть эродирована на любую глубину; наоборот, виртуальная поверхность может пересекаться с более высокими поверхностями междуречий. Были, в частности, построены изолинии равных высот для основания морских осадков верхнего мела и эоцена (илл. 30) [Пучков, Данукалова, 2004].

Деформация мел-палеогенового пенеplена

Нами [Пучков, Данукалова, 2004] была собрана база данных приблизительно из двухсот точек альтитуд над уровнем моря для поздне меловых и среднеэоценовых морских осадков. Высоты были вынесены на карту территории. Во многих случаях, где и меловые, и эоценовые отложения сохранились вместе, было очевидно, что их высоты очень близки и отличаются в основном в размере мощности эоценовых отложений. Разница высот может быть легко компенсирована, и таким образом информация по районам, где сохранились только меловые или только эоценовые морские осадки, может рассматриваться (до некоторой степени условно) как комплементарная.

Принимая во внимание общепринятую и хорошо аргументированную точку зрения о том, что меловой и палеогеновый рельеф Уральской территории представлял пенеplен [Сигов, 1969 и др.], мы использовали карту изолиний абсолютных высот меловых и среднеэоценовых морских осадков как графическое изображение деформаций первоначально близгоризонтальной поверхности пенеplена на нео-орогенической стадии.

Деформированная поверхность поднимается в направлении осевой части современного Уральского хребта до высот 450 м над уровнем моря и затем исчезает как результат эрозии. Изолинии образуют вытянутый в уральском направлении свод с хорошо выраженной симметрией (притом, что его западный склон несколько круче восточного) и двумя небольшими синклиналями вблизи подножья гор по обе стороны свода. Чтобы получить представление о том, как глубока была эрозия в осевой части Урала, были использованы палеогеотермические данные (илл. 30). Согласно фишн-трековым данным, полученным на Урале впервые в сотрудничестве с Д. Сьюард и др. [Seward et al., 1997], эксгумация уральских горных пород имела место в основном в юрское время. Для данных по апатиту это означало, что горные породы, которые сейчас находятся на поверхности Земли, прошли изотерму 110°C в юрское время. Однако более поздние данные [Glasmacher et al., 2002] пока-

зали поздне меловое время эксгумации для некоторых образцов, взятых близко к осевой части Урала, там, где верхнемеловые морские осадки не сохранились, и таким образом поверхность пенеplена была поднята на высоты явно более 500 м. Два образца с возрастaми 106 и 111 млн. лет были взяты близко к наиболее высоким частям Урала — на Ямантауском антиклинории; в близкой к ним по позиции находится также точка с возрастaм 123 млн. лет. Современные высоты образцов находятся между 500 и 600 м. К этому могут быть также добавлены неопубликованные данные (D. Brown, личное сообщение) по применению (U-Th)/He метода. Образцы были взяты нами вместе с Д. Брауном на периферии Башкирского антиклинория и проанализированы Д. Сьюард в Высшей Технической школе г. Цюриха (Швейцария). Эти образцы дали еще три поздне меловых датировки, которые означают, что эти породы прошли 70°C изотерму именно в верхнем мелу. Принимая, что геотермический градиент для этой слабо активной в меловое время геологической структуры мог составлять около 30 м на 1°C, мы приходим к заключению, что профиль деформации пенеplена должен представлять собой сильно выраженный пик в осевой части Урала, там, где виртуальная поверхность пенеplена поднята на высоты 1500–3000 м над уровнем моря и соответственно образует крутые склоны. Это позволяет оспорить мнение предыдущих исследователей [Сигов, 1969; Борисевич, 1992 и др.] о возрасте наиболее древних эрозионных поверхностей выравнивания на Урале (они не раннемезозойские, как считалось, а кайнозойские) и о масштабе (глубине) денудации: не сотни метров с середины мезозоя, а 1,5–2 км и более после эоцена, по крайней мере, в осевой части Урала.

Итак, анализ всех данных, касающихся нео-орогенической стадии развития Урала, позволил дать ей более детальную и объективную характеристику. В частности было показано, что возраст реликтов пенеplена, сохранившихся на вершинах Уральских гор, вряд ли древнее кайнозоя, а глубина эрозии в осевой части современного горного Урала превышает местами 1000 и более метров, что противоречит традиционным точкам зрения. Нео-орогенический период формирования Уральских гор был, возможно, значительно короче, чем обычно считалось, и соответствовал, главным образом, плиоцен-четвертичному времени. Детали морфологии этих деформаций изучались там, где мезо-кайнозойские отложения сохранились, и были выявлены благодаря построению схем изолиний современных высот над уровнем моря мезо-кайнозойских морских осадков в комбинации с фишн-трековыми датировками и (U-Th)/He отношениями по апатиту в тех высоких местах, где морские отложения отсутствуют. Было показано, что на Южном Урале виртуальная поверхность мезо-кайнозойского

пенеплена имеет пикообразный асимметричный профиль, где западное крыло круче, чем восточное. Две неглубокие синклинали следуют вдоль обоих склонов.

Дополнительный анализ распределения осадков по площади для акчагыльской трансгрессии, их высот и морфологии виртуальной поверхности

их основания [Пучков, Данукалова, 2006] дает верхний предел начала нео-орогенических деформаций: заведомо до-акчагыльское время. Тем не менее, как было показано, протяженность нео-орогенического периода более коротка, чем считалось раньше, и, вероятно, ограничивалась в основном плиоценом и кватерном.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ НЕО-ОРОГЕННОГО КОМПЛЕКСА

Время, когда Уральские горы снова начали расти — главным образом конец миоцена, плиоцен и кватер [Puchkov, Danukalova, 2009], — было чрезвычайно важно как время перераспределения россыпей, а в осевой части нео-орогена — уничтожения ряда месторождений, прежде всего гипергенных, вследствие эрозии. Однако не следует переоценивать значения плиоцен-четвертичной эпохи для россыпеобразования. В этом смысле предыдущая, платформенная стадия, с продолжительными эпохами выветривания и эффективного прибрежно-морского россыпеобразования, была значительно более продуктивной, тогда как нео-орогенические процессы приводили преимущественно к переформированию россыпей. Согласно современным представлениям [Шило, 2002], однажды освободившись в результате соударений частиц, от агрегатов сопутствующих зерен, тяжелый россыпеобразующий минерал в значительной мере теряет способность к далекому перемещению и проецируется на более низкий уровень новой речной долины. Тем не менее, направленный поиск россыпей без учета этого фактора был бы проблематичен.

В соответствии с вышесказанным, в областях интенсивной эрозии в пределах Урала следует ожидать нахождения только вторичных, переотложенных россыпей; «первичные», преимущественно мезозойские россыпи приурочены к относительно погруженным участкам; они преобладают в Зауралье. В свою очередь, мезозойские россыпи тяготеют к пересечению древних долин и зон коренной минерализации. При этом к наиболее распространенным золото-россыпеобразующим формациям причисляются кварцевые жилы [Коротеев, Сазонов, 2005].

Добавим, что преобразованные россыпи — не единственный тип месторождений, связанных с неотектонической эпохой. В четвертичное время в Челябинской области сформировалось промышленное месторождение урана нового типа (Санарское), расположенное в долине реки над корой выветривания гранитов [Горное производство ..., 2004].

Неотектонический этап оказал особое влияние на перераспределение залежей жидких и газообразных месторождений полезных ископаемых (нефть, газоконденсат, газ, вода питьевая и минеральная и, как особый случай, образование термальных газов г. Янган-Тау). Выдвинуто обоснованное геологичес-

кими данными предположение, что субширотная Оренбургская складка, вмещающая одноименное месторождение, возникла в олигоцене [Кановалов, Кайдалов, 1979] и о том, что основная новейшая деформация региона произошла в конце миоцена — начале плиоцена [Копп, 2004] (т.е. сказалось отдаленное влияние Альпийского пояса), и, значит, процесс формирования газоконденсатной залежи мог продолжаться вплоть до недавнего времени. Скорость движения нефти и газоконденсата в пласте могла быть очень заметной. Как показывают наблюдения за отработанными нефтяными месторождениями, после длительного периода покоя в них иногда наблюдается процесс частичного восстановления извлекаемых запасов.

В настоящее время на территории Западно-Сибирской плиты, непосредственно к востоку от Урала, также выявлено широкомасштабное развитие неотектонических деформаций — в виде крупных надсдвиговых нефтегазоконтролирующих валов [Гогоненков и др., 2010].

Формирование динамики подземных вод в районе Урала и Приуралья испытало колоссальное влияние со стороны орогенических процессов (современный Урал играет многоплановую роль вместилища трещинных вод, регулятора водосбора и перераспределения вод, фактора формирования водонапора, динамически влияющего на приуральские подземные бассейны).

Хотелось бы здесь также сказать несколько слов о восхитительном, «живом» феномене горы Янган-Тау в горной Башкирии. В начале 2000-х годов нами уделялось большое внимание изучению и обсуждению природы газо-геотермальных явлений этой горы, известной своим курортом «Янгантау» (западный склон Урала, в районе хр. Каратау), которые до сих пор остаются объектом дискуссии. Предлагалось много различных объяснений данному феномену (горение/окисление битумов или сульфидов, радиоактивный распад, внедрение субвулканической интрузии и даже тепло трения при движении по поверхности шарьяжа — то есть, новейшие внутриплитные движения). По результатам наших исследований была опубликована статья [Пучков, Абдрахманов, 2003]. Впервые обнаруженные здесь «черные блоки» (участки, сильно обогащенные сажистым веществом) позволили провести аналогию между

горой Янган-Тау и горящими угольными терриконами, а особенности состава термальных газов — однозначно поддержать гипотезу горения углеводородов в качестве причины их выделения. Предполагается, что первоначально температура очага горения была очень большой, а сам очаг располагался вблизи поверхности Земли. Затем температура стала падать, а очаг ушел вглубь горы. В настоящее время температура газов снижается, что ставит под угрозу благополучие курорта, функционирующего на основе их утилизации.

Предложена модель процесса как многофазной системы, в которой взаимодействуют горные породы, метеорные осадки, воздух, проникающий по трещинам (особенно интенсивно при южных ветрах), битумы, вытапливаемые из породы, и, возможно, газообразные углеводороды, подтекающие из глубин.

Обсуждалась находка слитка самородного железа (чугуна), обнаруженного на курорте Янган-Тау при выемке котлована на глубине 7 м в перм-

ских отложениях; сделано предположение о том, что это — следствие уникального природного металлургического процесса. Вопрос о распространенности подобных процессов, впервые (насколько это известно автору) выделяемых в качестве самостоятельного класса, остается открытым. В этом плане оказался интересным доклад А.Я. Шевко и др. на XIV чтениях А.Н. Заварицкого [2009]. В нем описаны находящиеся в габбро-долеритах Джалтульского массива (северо-запад Сибирской платформы) желваки самородного железа, тяготеющие к зонам разломов. Физико-химическое моделирование процесса прохождения восстановленного флюида через габбро-долериты в температурном интервале 1100–600°C показало возможность извлечения железа из долеритов (содержание Fe_2O_3 в породе всего 12,85%). Из ответов на вопросы стало ясно, что источником восстановленного флюида могла быть находящаяся рядом метаморфизованная интрузиями залежь угля.

О СООТНОШЕНИИ УРАЛА И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Обнаженный Урал характеризуется большей полнотой складчатой структуры (уралид) на юге, чем на севере, где часть его восточных зон погребена под мезо-кайнозойскими осадками. Поэтому интерполяция восточных структур Южного Урала по их простираю на север может многое сказать об особенностях структуры фундамента Западно-Сибирской плиты [Иванов и др., 2004б]. При этом большую обнаженность юга Урала невозможно объяснить просто большей степенью эрозии в неотектоническое время. Начиная с юры, на юге, даже в периоды трансгрессий, континентальные фации занимали более широкую площадь, а мощности отложений были меньшими, чем на севере. Это выразилось в наличии в южной части Урала на платформенном этапе дополнительной, Восточно-Уральской зоны, выклинивающейся к северу (см. рис. 100). Наоборот, на севере в сочленении Западно-

Сибирской плиты с Нео-Уралом в мезо-кайнозой была весьма заметной роль унаследованно развивавшихся сбросов, которые образовывали обращенную на восток ступень. На юге же эта ступень замещалась пологим «склоном», уходящим под мезо-кайнозойские осадки.

В целом же, обнаженная часть складчатого сооружения Урала соотносится с Западно-Сибирским бассейном так же, как Балтийский щит с Русской плитой. Обнаженный Урал аналогичен щиту кратона, бассейн — его плите. Разница лишь в их возрасте и, соответственно, в мобильности: кратоны образовались в архее и протерозое, молодые платформы формируются с начала фанерозоя по настоящее время; мощность литосферы кратонов в среднем примерно в два раза больше мощности литосферы молодых платформ, она холоднее и легче.

Глава 6. НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ

Подведем итоги рассмотрению важнейших черт геологического строения развития Урала, общих особенностей его тектоники, геодинамики и металлогении.

В основе систематизации материала, характеризующего Урал, лежит структурно-исторический принцип. Вещественные комплексы Урала, отражающие его тектонику и геологическую историю, естественным образом делятся на пять структурных ярусов, отвечающих пяти крупнейшим этапам его развития: архейско-раннепротерозойский, соответствующий времени формирования континентального блока Волго-Уралии и его слияния с другими субконтинентами Балтики (Протобалтики)¹; рифейско-вендский, развитие которого закончилось образованием тиманид; палеозойско-раннемезозойский, отвечающий развитию уралид; среднеюрско-миоценовый платформенный и плиоцен-четвертичный нео-орогенный. Каждый из последующих этапов значительно короче предыдущего.

1. Архейско-раннепротерозойский ярус представлен исключительно метаморфическими пара- и ортопородами, местами сохраняющими реликты гранулитового метаморфизма. В течение протерозоя и палеозоя гранулиты последовательно подвергались метаморфизму все более низких ступеней, от ареального амфиболитового до приразломного зеленосланцевого. На каждом этапе площадь ретроградного метаморфизма сокращалась. Достоверные архейские породы в пределах Урала находятся только в Тараташском выступе, однако, судя по сейсмическим данным, кристаллический фундамент Волго-Уралии прослеживается непрерывно от платформы до осевой части Тагило-Магнитогорской мегазоны. На севере Урала, где кристаллический фундамент представлен тиманидами, рубеж, на котором наблюдается спад метаморфизма, размыв и кардинальное несогласие, проходит на уровне порядка 1700 ± 50 млн. лет, и этот рубеж отвечает времени амальгамации Балтики. Породы, которые предположительно могут быть древнее этого рубежа, выходят лишь в ядрах крупных куполовидных поднятий (Хобеиз, Харбей, Марун-Кей).

2. Рифейско-вендский ярус, развитие которого закончилось образованием тиманид, значительно более широко распространен на поверхности, по сравнению с нижележащим; он обнажен преимущественно на западном склоне Урала; породы этого возраста спорадически наблюдаются и на его восточном склоне, вероятно соединяясь на глубине в фундамент одного или нескольких микроконтинентов. Наиболее полно, с обнажением подошвы, ярус развит в пределах Башкирского антиклинория Южного Урала, где позднепротерозойские (мезо- и неопротерозойские) отложения представлены мощной (более 15 км) толщей слабо метаморфизованных пород, традиционно подразделяемых на местные типовые стратоны рифея и венда. В вендское время эти породы были деформированы в результате орогенических процессов, приведших к образованию складчатого сооружения тиманид. Тиманиды прослеживаются расширяющейся полосой, структуры которой образуют виргацию, от западного склона Южного и Среднего Урала до фундамента каледонид Свальбарда, обнажаясь в Центрально-Уральской зоне и на Тимане и слагая фундамент Тимано-Печорско-Баренцевоморского бассейна, вскрытый довольно немногочисленными скважинами на суше.

Начальные этапы рифейско-вендской истории в пределах тиманид, включая фундамент западных зон Урала, изучены довольно слабо. После амальгамации субконтинентов Волго-Уралии, Сарматии и Фенноскандии с образованием континента Балтики, последний, вероятно, вошел в суперконтинент Нуна (Коламбия). В пределах этого суперконтинента Балтика находилась в тесной взаимосвязи с Лаврентией (включая Гренландию), Амазонией и Сибирским кратоном.

На Балтике в начале мезопротерозоя заложились система сквозьплатформенных авлакогенов, открывавшихся в область будущих тиманид. Однако в самих тиманидах ниже- и среднерифейские отложения хорошо сохранились только на Южном Урале; значительно менее уверенно они выделяются в метаморфическом обрамлении уже упоминав-

¹ Балтикой называют как кратон, возникший при слиянии субконтинентов Волго-Уралии, Сарматии и Свекофении ~1700 млн. лет тому назад, так и континент, возникший при распаде остатков суперконтинента Родинии 615 млн. лет тому назад. Строго говоря, первый следовало бы называть Протобалтикой. Здесь мы такого строгого деления не придерживаемся.

шихся поднятий Приполярного и Полярного Урала, где они, вероятно, отвечают основанию чехла мезо-неопротерозойских микроконтинентов. В Кваркушском антиклинории известен только верхний рифей и венд, на Тимане уверенно выделяется только верхний рифей и значительно менее уверенно — средний.

Для позднего рифея рисуется довольно ясная картина. В структуре тиманид, где верхнерифейские образования пользуются наибольшим распространением, выделяются экстерниды и интерниды. Первые отвечают на уровне позднерифейского времени континентальной окраине, причем на протяжении от о. Кильдин и п-ова Рыбачьего до Среднего Тимана в ее пределах наблюдается переход мелководных верхнерифейских отложений на северо-востоке в глубоководные. Присутствие в интернидах тиманид офиолитов и островодужных комплексов, датированных поздним рифеем, свидетельствует о существовании в это время на данной территории океанической коры. Развитые в интернидах крупные поднятия (Хобеиз, Харбей, Марун-Кеу) следует считать микроконтинентами.

Для среднего (и тем более раннего) рифея мы такой четкой картины составить не можем. Тем не менее, начало распада суперконтинента Нуна — ~1400 млн. лет — примерно совпадает с машакской эпохой рифтогенеза на Южном Урале (начало — 1385, конец — ~1350 млн. лет). Рифтовая структура имела здесь уральское простирание, унаследованное в венде тиманским орогеном. Прослеживанию этого рифта вдоль окраины Балтики, как уже говорилось, препятствует необнаженность среднего рифея на Кваркушском антиклинории и отсутствие надежных данных о его объеме на Тимане. Единственным указанием на его присутствие в экстернидах к северо-востоку от Тиманского кряжа служит изохронная Rb-Sr датировка базальтов ~1360 млн. лет в скв. 21-Палью. Вулканогенные рифтовые комплексы того же возраста присутствуют в Гренландии, что позволяет пунктирно наметить простирание пассивной континентальной окраины от Южного Урала до Гренландии, при учете, что тесные связи Балтики и Лаврентии не только не нарушились, но и укрепились благодаря гренвилльско-свеко-норвежской орогении, приведшей к образованию суперконтинента Родинии, полностью сформировавшегося к 1000 млн. лет. В промежутке 1400—600 млн. лет в пределах тиманид гренвилльские и более поздние орогенические события не устанавливаются, так что вполне допустимо предположить, что восточная и северо-восточная (в современных координатах) окраина кратона была пассивной, продолжалась в окраину Гренландии и открывалась в Мировой океан.

Начавшийся 800—750 млн. лет назад распад Родинии с течением времени распространился на территорию Лаврентии — Амазонии — Балтики, что

выразилось в широком развитии вулканитов и базитовых интрузий со щелочным уклоном на востоке Башкирского антиклинория, в Кваркушском антиклинории, на Тимане и Приладожье в интервале 720—600 млн. лет. Рубеж 615 млн. лет считается в настоящее время одним из наиболее поздних эпизодов распада Родинии, с отделением континента Балтики (в узком смысле слова) от Лаврентии с Гренландией и Амазонии.

В интервале 600—550 млн. лет вдоль тимано-уральской окраины Балтики нарастают орогенические движения и начинается формирование Тиманского орогена, что сопровождается формированием молассы, сосредоточенной в краевом и нескольких межгорных прогибах, метаморфизмом и внедрением гранитных интрузий, развитых в антиклинориях, в некоторых случаях имеющих отчетливую куполообразную форму. Структуры тиманид меняют простирание от субмеридионального, близкого к уральскому на юге до северо-западного на севере Урала и Тимане, образуя виргацию.

3. Палеозойско-раннемезозойский ярус, отвечающий развитию **уралид**, имеет по отношению к тиманидам отчетливо наложенный характер. При этом если на юге простирания тиманид и уралид более-менее совпадают, то на севере между ними имеется четкое азимутальное несогласие, отразившееся в структурах уралид наличием поперечных поднятий. Наоборот, азимутальное несогласие между простираниями тиманид и архейско-протерозойских структур наиболее ярко проявилось в южных районах их развития.

Тектоническая зональность уралид характеризуется, в сравнении с тиманидами, более выраженной линейностью и более четкой дифференциацией на палеоконтинентальные, палеоокеанические и переходные комплексы, причем и в уралидах можно выделить экстерниды и интерниды, разделенные сутурой ГУР. Здесь выделяются различающиеся по фациальному характеру слагающих толщ и особенностям структур, с востока на запад: А) Предуральский краевой прогиб, возникший в современном виде в пермское время и заполненный флишем и молассой. Б) Западно-Уральская мегазона, где главным развитием на поверхности пользуются ордовикско-каменноугольные шельфовые и батинальные палеозойские комплексы, смятые в позднепалеозойское время. В) Центрально-Уральская мегазона, где на поверхности преобладают докембрийские комплексы. Первые три зоны подстилаются комплексами докембрийского кристаллического основания, и в палеозойском структурном плане соответствуют экстернидам или палеоконтинентальному сектору Урала. Г) Тагило-Магнитогорская зона, ограниченная с запада серпентинитовыми меланжами ГУР и представленная главным образом ордовикско-девонскими комплексами океанической коры и энсиматических островных дуг, включая

ПП расслоенных интрузий. Д) Восточно-Уральская мегазона, ограниченная с запада Восточно-Магнитогорской зоной меланжей, а с востока Карталинским разломом; включает, наряду с докембрийскими континентальными массивами, также и палеозойские океанические и островодужные комплексы в виде тектонических покровов. Позднепалеозойская орогеническая переработка была здесь наиболее интенсивной, о чем свидетельствует наличие палингенных гранитов ГГО Урала. Е) Зауральская мегазона, по-видимому, имеет аккреционную природу и представлена докаменноугольными комплексами различного геодинамического характера, включая океанические и островодужные; выше несогласно залегают раннекаменноугольные надсубдукционные комплексы. Зоны Г–Е вместе с ГУР относятся к палеоокеаническому сектору Урала, хотя формации собственно океанической коры (офиолиты) не пользуются здесь преобладающим развитием. Надо, однако, иметь в виду, что океанические формации, вследствие склонности океанической коры к субдукции, наилучшим образом сохраняются в орогенах. На Урале они как раз сохранились даже лучше, чем во многих других складчатых поясах.

Структурный анализ, подкрепленный интерпретацией региональных сейсмопрофилей, показал бивергентность орогена, с опрокидыванием и надвиганием его комплексов на континент Лаврессию на западе и Казахстану — на востоке. На западе складчато-надвиговый пояс форланда (экстерниды) изучен значительно лучше, чем на востоке: здесь установлен целый ряд шарьяжных структур с закономерной последовательностью образования пакетов аллохтонных пластин, в которых каждая более верхняя образовалась раньше нижней. Образование таких пакетов объясняется теорией, уподобляющей складчато-надвиговые структуры форланда клину земли перед ножом бульдозера, когда новый надвиг возникает всякий раз впереди этого клина над поверхностью срыва. Исключения из этого правила относятся лишь к наиболее ранним деформациям, связанным с окончанием субдукции, либо к наиболее поздним, когда клин теряет активность. От края форланда вглубь его обычно наблюдается смена «тонкокожих» деформаций, с малой глубиной проникновения и близгоризонтальной поверхностью срыва, отделенными от них рампой «толстокожими», с более крутыми поверхностями срыва и наклоном внутрь орогена; латеральный ряд завершается сутурами — зонами расплющивания и выдавливания (ГУР, Восточно-Магнитогорская и Серовско-Маукская зоны серпентинитового меланжа, и др). Интерниды (зона Г) характеризуются простыми пликативно-надвиговыми структурами. Их нераздавленность является исключительной чертой уралид.

Пользуясь терминологией Л. Кобера, зону Д можно было бы назвать метаморфидами, а зону Е отнести к внутренней подзоне восточных экстернид.

Внешнюю подзону следует искать на окраине казахстанид — там, где сохранился их позднедевонско-каменноугольный чехол. Так, поверхностные структуры Большого Каратау демонстрируют типичную «тонкокожую» тектонику.

Анализ формаций, слагающих уралиды (выявление присущих им комплексов-индикаторов), позволяет восстановить черты геодинамической эволюции региона и сделать вывод о проявлении здесь типичного цикла Вильсона. На Урале выделяются:

- ♦ Рифтогенные эпиконтинентальные формации ордовикского возраста, предварявшие заложение Палеоуральского океана и представленные грубообломочными полимиктовыми отложениями и субшелочными вулканитами.
- ♦ Комплексы пассивной континентальной окраины, представленные двумя фациальными типами: шельфовым (ордовикско-каменноугольные мелководные терригенные, преимущественно олигомиктовые, и карбонатные осадки) и батиальные (терригенные алевролитоглинистые, кремнистые осадки, олигомиктовый флиш, конденсированные пачки кремней и карбонатов с пелагической фауной). Возраст ордовикско-девонский на юге и до каменноугольного на севере.
- ♦ Океанические комплексы (офиолиты) ордовикского и отчасти девонского возраста, отвечающие древней мантии и трем слоям океанической коры.
- ♦ Надсубдукционные комплексы (ордовик — карбон), представленные преимущественно вулканитами известково-щелочной и контрастной натропиолитовой формаций. Кроме того, выделяются офиолитоподобные комплексы, связанные с растяжением над зоной субдукции, с образованием толеитовых базальтов и параллельных даек. К ним также относятся расслоенные плутоны платиноносного типа и интрузии тоналит-гранодиоритовой формации.
- ♦ Коллизионные комплексы (фамен — пермь), представленные граувакковым флишем и молассой, метаморфическими НР-ЛТ комплексами, а также анатектическими гранитами ГГО Урала, образование которых сопровождается зональным метаморфизмом высоких температур и умеренных давлений. Метаморфические породы образуют два пояса, причем второй развивался позже первого.

На завершающих этапах цикла Вильсона развитие уралид осложняется влиянием суперплюма, распространившимся на огромную территорию от Центральной Сибири до Урала и от Таймыра до Алтая. На Урале обильный вулканизм суперплюма, проявившийся в раннем триасе, предварялся размытиями и даже затеками тетической трансгрессии и сопровождался поднятиями, вызвавшими образование молассоподобных толщ грубообломочного, местами пролювиального характера в Предуралье.

ском прогибе и грабеновых структурах Зауралья. Область триасового траппового базальтового вулканизма обрамлялась проявлениями контрастного вулканизма и малыми гранитоидными интрузиями. После затухания суперплюмовых процессов, в ранней юре имела место древнекиммерийская фаза альпинотипной складчатости.

4. Среднеюрско-миоценовый платформенный ярус формировался на территории Урала как часть единого чехла Западно-Сибирской плиты и соответствующего яруса Восточно-Европейской плиты. Начиная с позднеюрского времени, никакого Урала не было: направления захороненных русел палеорек поздней юры и раннего мела на восточном склоне Южного Урала имели северо-западные простирания, указывая на не-уральское расположение низкого водораздела. В течение рассматриваемого промежутка времени имели место три трансгрессивно-регрессивных цикла с максимумами в поздней юре, позднем мелу и среднем эоцене. Сравнение морских фаунистических комплексов, особенно в периоды поздне меловой и среднеэоценовой трансгрессий, неизбежно приводит авторов палеогеографических схем к выводу о связи западных и восточных морей через проливы, пересекавшие уральскую территорию. Вплоть до миоцена включительно состав песчани-

ков и конгломератов был олигомиктовый, преимущественно кварцевый, что также характеризует платформенные условия.

5. Плиоцен-четвертичный нео-орогенный ярус отвечает этапу формирования современных Уральских гор и отличается полимиктовым характером обломочных отложений речных русел и террас, ледниковых долин и поверхностей выравнивания. Что касается общей характеристики нео-орогенного этапа, то следует подчеркнуть, что его динамика связана с напряжениями сжатия и является отдаленным эхом происшедшего в недавнее время взламывания платформ вокруг Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Надо также подчеркнуть, что наши данные показывают ошибочность ряда постулатов, принимавшихся без должного обсуждения в течение последних десятилетий. Считалось, что неотектонический этап начался в позднем олигоцене (на деле — в плиоцене) и что наиболее высокие нагорные террасы имеют мезозойский возраст (на деле — кайнозойский). Глубина пост-меловой (а фактически плиоцен-четвертичной) эрозии в осевой части горного Урала, по данным фишн-трекового и (U-Th)/He анализов, местами могла достигать 1000–1500 м, что в несколько раз больше прежних оценок.

ЕЩЕ РАЗ О МЕТАЛЛОГЕНИИ

В качестве основных выводов по металлогении Урала, не только по неотектоническому этапу, а в целом, отметим следующее. Минерагенический облик провинции и ее отдельных зон контролируется в первую очередь нижеперечисленными факторами, связанными прямо или опосредованно с тектоникой и геодинамикой:

1. Присутствие, пропорция или отсутствие океанических, окраинно-континентальных, рифтовых, субдукционных и других специфических формаций — индикаторов геодинамических условий с присущим каждой из них спектром полезных ископаемых.

2. Положение этих комплексов внутри структуры и по отношению к земной поверхности. И орогенические, и эпейрогенические движения приводили к их захоронению, или наоборот, эксгумации на уровни, определяющие доступность и экономическую привлекательность вмещаемых ими месторождений. Шарьяжные перемещения в ряде случаев приводили к появлению месторождений в пределах несвойственной им структурно-фациальной зоны.

3. Возникновение и развитие породных бассейнов, обеспечивающее образование месторождений осадочного и эпигенетического типов.

4. Интенсивность орогенической переработки первичных комплексов путем деформаций, метаморфизма, анатексиса, наложения гидротермальных,

метасоматических процессов, с возникновением вторичных, более богатых концентраций за счет бедных первичных.

5. Климатические и тектонические особенности развития региона на платформенной стадии, присутствие и размещение карстующихся пород, развитие и захоронение сети речных долин, т.е. факторы, контролируемые гипергенные процессы и формирование россыпей. Все эти факторы определяются геодинамикой. Даже климат зависит, в конечном счете, от перемещения континентов относительно климатических зон, а глобальный характер климатической зональности и периодичность ее изменений определяются орогеническими процессами, активностью суперплюмов и др.

6. Возникновение возрожденных эпиплатформенных горных сооружений (вне цикла Вильсона), влияющее на процессы эксгумации, захоронения, транспортировки, аккумуляции, эрозийного разрушения и перераспределения полезных ископаемых.

7. Определенный спектр полезных ископаемых не вписывается в плейт-тектоническую концепцию, будучи напрямую связан с проявлениями плюмов и суперплюмов.

Отметим также, что новым на современном этапе является утверждение, что многие хорошо изученные типы месторождений сами становятся геодинамическими индикаторами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги рассмотрению важнейших черт геологии Урала и Приуралья и оценивая состояние этой отрасли знаний в ретроспективе за последние десятилетия, мы можем с полным правом констатировать безусловный прогресс. Непрерывно совершенствуется стратиграфия; углубление изучения стратиграфически важных групп фауны и введение новых (таких как конодонты), расширение и совершенствование арсенала изотопных методов датирования слоистых толщ позволяют добиться значительных успехов в корреляции геологических разрезов и во многих случаях — определять возраст толщ, считавшихся немymi; обоснованно соотносить местные стратиграфические шкалы с международной шкалой. Совершенствование и диверсификация изотопных методов применительно к докембрию позволили выйти на новые рубежи в разработке шкалы рифея и венда Урала в стратотипических и опорных разрезах. Разработка стратиграфии упрочила фундамент, на котором основываются структурно-тектонические исследования. Представления о шарьяжном строении Урала прошли проверку геологической съемкой, уточнением датирования пакетов тектонических пластин и бурением, и заняли адекватное место в общем понимании особенностей поверхностной структуры земной коры и процессов ее формирования. Региональные геофизические, и в особенности сейсмические, исследования позволили расшифровать и понять многие детали глубинного строения земной коры. Разработка и использование учения о тектонических деформациях дали возможность подойти к решению вопроса о стиле

и последовательности формирования таких структур как рифтовые зоны, зоны спрединга, субдукции и коллизии. Тектоника литосферных плит, ставшая за последние десятилетия одной из главных теоретических основ геологического мировоззрения, позволила объединить усилия геологов-структурщиков, петрологов, геохимиков, литологов и представителей других геологических профессий на Урале с целью создания цельной картины геодинамического развития этого складчатого сооружения, в которой палеогеография, вулканизм, интрузивный магматизм, деформации нашли свое надлежащее место. В то же время, достигшая бесспорных успехов плюмовая теория позволила объяснить ряд явлений, которые выходят за рамки теории литосферных плит, таких как Урало-Сибирский суперплюм, край которого выявляется на Урале. Эти достижения дали новый теоретический импульс металлогении — науке о месторождениях полезных ископаемых; становится ясно, что без четкого понимания связей между самыми различными геологическими явлениями невозможно понять процессы, управляющие концентрацией полезных компонентов в земной коре.

Вместе с тем рассмотрение острых, дискуссионных проблем, затронутых в этой книге, приводит к выводу, что многие вопросы еще далеки от своего решения. Более того, решение одного вопроса нередко приводит к возникновению нескольких новых. Автор намерен и впредь, по мере своих возможностей, принимать активное участие в их изучении и обсуждении.

Summary. GENERAL FEATURES OF GEOLOGICAL STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF THE AREA

The arrangement of the material in the monograph is based on a structural-historical principle. The complexes of the Urals and Cis-Urals, reflecting their tectonics and geological history, can be divided in a natural way into five structural stages corresponding to five greatest phases of their geological development: Archean-Paleoproterozoic, a time of formation of the Volgo-Uralia continental block and its amalgamation with the other subcontinents that gave birth to Baltica (Protobaltica); Meso-Neoproterozoic (Riphean and Vendian), ended by a formation of Timanides; Paleozoic to Early Mesozoic, corresponding to formation of Uralides; Middle Jurassic to Miocene platform stage and Pliocene-Quaternary neo-orogenic stage. Every next phase was shorter than the previous (Illustr. 1).

1. The Archean-Neoproterozoic stage is represented exclusively by metamorphic rocks of primary magmatic and sedimentary origin, preserving in many places relics of granulitic metamorphism. During the Proterozoic and Paleozoic, the granulites were subjected to a retrograde metamorphism in a consecutive order — from areal amphibolitic to shear-zone greenschist (Fig. 1). At every step, the area of metamorphism was shrinking. The reliable Archean rocks in the Urals are exposed only in the Taratash uplift (Illustr. 2, 4), but according to seismic data, the crystalline basement of the Volgo-Uralia is traced continuously from the platform to the axial part of the Tagil-Magnitogorsk zone of the Urals (Figs. 98, 99). In the northern areas of the Urals, the crystalline basement is represented by Timanides. The boundary where the metamorphism gets weaker, and also unconformity is present, keeps at the level of 1700 ± 50 Ma. This boundary is close to the time of an amalgamation of Baltica. The rocks which can be presumably older than this boundary, are exposed only in cores of big dome-like uplifts (Khobeiz, Kharbey, Marun-Keu).

2. Riphean-Vendian stage, ended with the Timanian orogeny and formation of the foldbelt of Timanides, which is contemporaneous to Cadomides of Europe. In the Urals, the rocks of the stage are better exposed at the surface in the Central Uralian zone (Illustr. 11), and the outcrops are concentrated mostly there. The rocks of this stage are exposed sporadically also in the eastern slope of the Urals, especially in the East Uralian zone where they probably belong to one or several

microcontinents. Most completely, from top to bottom, the sedimentary deposits of the stage are exposed in the Bashkirian meganticlinorium (Illustr. 5, 12), where the Meso- and Neoproterozoic deposits are represented by a thick (more than 15 km) series of very weakly metamorphosed rocks which are traditionally subdivided into local strata of the Riphean and Vendian (Fig. 7), and serve as standard sections for a regional stratigraphic scale, which can be correlated with the International one (Table 1).

In Vendian time, they were deformed in a consequence of orogenic movements leading to a formation of the Timanide foldbelt. Timanides are traced as a widening area from the Southern and Middle Urals to a basement of the Uralides of Novaya Zemlya and Caledonides of Svalbard, being exposed in the Central Uralian zone and Timan Range and forming a basement of the Timan-Pechora-Barents sea basin, penetrated by sparse boreholes (Illustr. 4).

The initial stages of the Mesoproterozoic history of Timanides as a whole, are badly known. After the amalgamation of the subcontinents of Volgo-Uralia, Sarmatia and Fennoscandia into Baltica continent, the latter probably entered into a supercontinent Nuna (Columbia). Within this supercontinent, it was in a close connection with Laurentia (Greenland included), Amazonia and Siberia.

At the beginning of the Mesoproterozoic time, Baltica was affected by rifting with a formation of a system of trans-platform aulacogens, opening into the area of future Timanides (Fig. 6). But as for Timanides, the Lower and Middle Riphean deposits were preserved well only in the Southern Urals; much less reliably they are established in the metamorphic schist frames of dome-like uplifts of the Cis-Polar and Polar Urals, mentioned above (Illustr. 10, Figs. 33–34, 36), where they probably lie at the base of the cover of Meso-Neoproterozoic microcontinents. In the Kvarqush anticlinorium only the Upper Riphean and Vendian deposits are known, and in the Timan Range — only the Upper Riphean is established reliably, while the Middle Riphean is still under question (Figs. 20, 22).

The situation for the Late Riphean can be restored more or less confidently. In the structure of Timanides, where the Upper Riphean is developed at its maximum,

externides and internides are established (Illustr. 4). At the level of the Late Riphean time the externides correspond to a continental margin, and at a great distance between Kildin and Rybachi in the NW to the Middle Timan in the SE, a transition is established between shallow water and deep water Upper Riphean deposits. With the presence of ophiolites and island arc complexes, dated as the Upper Riphean in the internides (Figs. 28, 29), these facts permit to suppose here a continent – ocean transition. At that, the above-mentioned big blocks of Khobeiz, Kharbey and Marun-Keu may be regarded as microcontinents in the ocean that we call Pechorsky.

For the Middle and Early Riphean, we can not reconstruct the tectonic situation reliably enough. Nevertheless we may take into account that the beginning of Nuna supercontinent break-up — ~1400 Ma — is close to the start of Mashak riftogenic epoch in the Southern Urals (began in 1385 Ma and ended in ~1350 Ma). The rift structure had here an «Uralian» strike, which was inherited later by Timanian and then Uralian orogens. As it was mentioned before, the tracing of this rift structure along the continental margin is made impossible because of an absence of reliable data on the Middle Riphean stratigraphy in the Kvarqush and Timan anticlinoria. The only indication of probable presence of basal formations of the Middle Riphean in the basement of the Timan-Pechora basin is the Rb-Sr isochron date of basalts in the 21-Palyu borehole, ~1360 Ma. The volcanic complexes of the same age are present at the margin of the NE Greenland, which permits to outline tentatively a contour of a hypothetical passive continental margin from the Southern Urals to Greenland (Fig. 24). It is the more probable that the connections between Baltica and Laurentia became still more tight in time, owing to the Grenvillian-Sveconorwegian orogeny, tying up Laurentia, Baltica and Amazonia into Rodinia supercontinent by 1000 Ma (Fig. 38). In the time span of 1400–600 Ma no orogenic events, neither Grenvillian, no later, were established, so it is possible to suppose that the eastern and north-eastern (in modern co-ordinates) margin of the craton of Baltica was passive, had its prolongation in Greenland and opened into ocean Mirovoi.

The break-up of Rodinia that started in 800–750 Ma, propagated with time to the consolidated territory of Laurentia – Amazonia – Baltica, which firstly was expressed in a basitic magmatism with an alkaline trend between 720–600 Ma. By 615 Ma, as it is thought now, Rodinia has broken up completely, which resulted in a separation of Baltica (*sensu stricto*), Laurentia and Amazonia continents (Fig. 39).

During the interval of 600–550 Ma, along the Timano-Uralian margin of Baltica craton, a collisional event was growing up, leading to a formation of Timanian orogen. The process was accompanied by a deposition of a molasse in a foredeep and intermountain basins, and intrusion of granites, localized in some anticlinoria: the latter tend to acquire a dome-like shape and control

a zonal metamorphism (Figs. 4, 26, 33). Timanides change their strike from sub-meridional in the South to north-western in the North, forming a wide virgation (Illustr. 4).

3. The structures of the Paleozoic to Early Mesozoic stage, corresponding to the time of development of the **Uralides**, obviously overprint Timanides. At that, in the South the strikes of Timanides and Uralides coincide more or less, but in the north they have a clear azimuthal discrepancy, which was reflected in a presence of transversal structures in the Uralides. Inversely, the greatest discrepancy between Timanides and underlying Archean-Paleoproterozoic structures is displayed most evidently in the southern area of their development (Illustr. 3).

The tectonic zonation of the Uralides (Illustr. 11), compared to Timanides (Illustr. 4), is characterized by a stronger expressed linearity and more clear differentiation into paleocontinental, paleoceanic and transitional complexes. At that, like in Timanides, one can establish here externides and internides, divided by a suture of the Main Uralian Fault (MUF). In the Southern Urals, the following tectonic zones (megazones) are established (west to east) (Illustr. 11): А) Preuralian foredeep, which was formed in the Permian time and filled by greywacke flysch, evaporates and molasse; Б) West Uralian zone where the most widely developed are the Ordovician to Carboniferous shelf and basinal (bathyal) facies, deformed in the Late Paleozoic time; В) Central Uralian zone, with predominance of Precambrian rocks in the surface. These three zones are underlain by complexes of the ancient crystalline basement, and structurally correspond to the externides. The next to the East are: Г) Tagilo-Magnitogorskian zone, limited in the West by serpentinitic mélanges of the MUF and represented in the most by the Ordovician-Carboniferous complexes of oceanic crust and ensimatic island arcs, including a colossal Platinum-bearing belt of layered massifs; Д) East Uralian zone, limited in the west by the East-Magnitogorsk melange zone, and in the east by the Kartaly fault; it includes, along with Precambrian continental massifs, also Paleozoic oceanic and island-arc complexes as tectonic sheets. The Late Paleozoic orogenic reworking was here the most intense, which is witnessed by a presence of anatectic granites of the Main Granitic axis of the Urals. Е) Trans-Uralian zone has probably an accretionary nature and is represented by pre-Carboniferous complexes of different geodynamic character, including oceanic and island arc complexes; higher up, they are covered by Lower Carboniferous suprasubductional complexes. Zones Г–Е, together with MUF, belong to the paleoceanic sector of the Urals, although the formations of oceanic crust proper are not predominant here. However one must keep in mind that oceanic formations as a consequence of their ability of being subducted in the first turn, are preserved in orogens in the worst way. Still, in the Urals they are preserved just in the best possible way compared to any of Paleozoic foldbelts.

The structural analysis supported by an interpretation of regional seismic profiles (Figs. 98, 99) has shown a bi-vergent character of the orogen, with thrusting and overturning of its masses, correspondingly, on the Laurussia continent in the west and Kazakhstania in the east. In the west the fold-and-thrust belt of foreland (externides) is studied much better than the eastern one: in the west, a series of complicated nappe structures is described, with a regular succession of formation of tectonic sheets, of which the higher is the older (Figs. 86–94, Illustr. 21). The formation of these packs of thrusts is explained by a theory which likens the fold and thrust structures of the foreland to a wedge of a deformed earth before a bulldozer, when each new thrust originates under the outer rim of the wedge at a detachment surface. The exclusions from this rule belong either to the most early deformation, connected with the end of subduction and exhumation of HP-LT metamorphics, or to the latest stage when the wedge loses its activity.

Tracing the structures from the margin of the orogen inside of it, we meet first so-called «thin-skin» structures, with a shallow, near-horizontal detachment; further on, they are changed abruptly, through a ramp, to «thick-skin» structures, where shear zones are strongly inclined inside the orogen (Figs. 86–94, Illustr. 21). This lateral row of the structures is completed by sutures — zones where the material is flattened, laminated and squeezed to the outer zones as tectonic sheets. Such are MUF, East Magnitogorsk and Serov-Mauk mélange zones with the most considerable transverse shortening of a pre-deformational space. The internides (zone Γ) are contrastly characterized by simple non-squeezed plicative and disjunctive structures (Figs. 95, 96). Their good preservation is a specific feature of the Uralides.

Proceeding with L. Kober's terminology, zone Δ can be called metamorphides and zone E — attributed to the internal zone of the eastern externides. The outer zone is poorly exposed and must be sought in the outer part of Kazakhstanides, where the Upper Devonian — Lower Carboniferous sedimentary cover is still preserved, like in the Bigger Karatau, where «thin-skinned» tectonics can be demonstrated.

The analysis of complexes-indicators in the Uralides permits to reconstruct their geodynamic history and make a conclusion concerning the manifestations of a typical Wilson cycle there. The following complexes typical for the complete Wilson cycle can be established in the Urals:

- ◆ Riftogenic epicontinental formations of the Uppermost Cambrian — Ordovician age, preceding the origin of the Paleouralian ocean and represented by coarse-grained polymictic sediments and subalkaline volcanics (Fig. 46).
- ◆ Complexes of the passive continental margin (Illustr. 20), represented by two facial types: shelf Ordovician — Carboniferous shallow-water terrigenous, mainly oligomictic and carbonate sediments with robust shelly fauna and basinal (bathyal) terrigenous siltstone-

shaly, cherty sediments, oligomictic flysch, condensed cherts and carbonates with pelagic fauna. Their age is Ordovician — Devonian in the South and Ordovician — Carboniferous in the North.

- ◆ The oceanic complexes (ophiolites) of the Ordovician and (partly) Devonian age, corresponding to the ancient mantle and three layers of the oceanic crust (Fig. 47–48).
- ◆ Supra-subductional complexes (Ordovician — Carboniferous), represented predominantly by volcanics of calc-alkaline and contrast sodium basalt-rhyolite type (Figs. 59, 61). In addition, ophiolite-like complexes are described, connected with a local tension above a subduction zone, with a formation of dolerite and andesite basalt parallel dyke complexes. They include also layered platinum-bearing plutons of dunite-clynopyroxenite-gabbro-plagiogranite composition (Fig. 60).
- ◆ Collisional complexes (Famennian — Permian), represented by greywacke flysch, evaporates and molasse (Illustr. 19, Figs. 81, 82), metamorphic HP-LT complexes (Figs. 63, 64), and also anatectic granites of the Main Granitic Axis of the Urals (Illustr. 11), accompanied by a zonal metamorphism of high temperatures — intermediate pressures.

At the latest stages of the Wilson cycle, the development of the Uralides is complicated by an overlain influence of a superplume, spread over a huge territory from the Central Siberia to the Urals and from Taymyr to Altay (Illustr. 14). In the Urals, the affluent volcanism of the superplume, displayed since the earliest Triassic, was preceded by a complete erosion of the southern part of the orogen where a Tethyan transgression began, and accompanied by new orogen-like uplifts with a formation of coarse terrigenous and episodically even proluvial deposits in the Preuralian foredeep and transuralian grabens (Figs. 75, 79). The area of the Triassic trapp volcanism was framed by manifestations of a contrast volcanism and small granitoid intrusions. After fading away of the superplume processes in the Early Jurassic, the Old Kimmerian phase of alpine-type folding took place (Fig. 79).

4. Middle Jurassic-Miocene platform stage was being formed in the territory of the Urals as a part of a single platform cover uniting the East European plate and the West Siberian basin. Starting with the Late Jurassic time, there was no Urals at all: the directions of buried riverbeds of the Late Jurassic and Early Cretaceous in the eastern slope of the Urals had NE strikes, indicating at the non-uralian strike of a low watershed (Illustr. 27, Fig. 102). Three transgressive cycles are registered, with the Late Jurassic, Late Cretaceous and Middle Eocene maxima. A comparison of marine faunas, especially for periods of the Late Cretaceous and Middle Eocene transgressions inevitably leads authors to a conclusion of immediate connections of the eastern and western seas through marine straits going across the Uralian territory (Fig. 101). Up to the Miocene inclusively,

the composition of sandstones and conglomerates was oligomictic, mostly quartz, which also characterizes platform conditions.

5. Pliocene-Quaternary neo-orogenic stage corresponds to the time of formation of modern Uralian mountains and is characterized by polymictic character of detrital deposits of river beds and terraces, glacial valleys and planation surfaces. As for the general character of the neo-orogenic stage, its dynamics is connected with compressional stresses which were probably a distant echo of much greater events of platform deformations around the Alpine-Himalayan foldbelt. It must be also stressed

that a recent study shows a fallacy of many postulates which were accepted without a duly discussion during the last decades. It was thought that the neotectonic stage started in the Late Oligocene (but in fact, it started in Pliocene). The most high planation surfaces of the Urals were thought to have a Mesozoic (even Triassic) age, but in fact, they are all Cenozoic. According to new fission-track and (U-Th)/He analyses, the depth of post-Cretaceous (probably Pliocene – Quaternary) erosion in the axial part of the Southern Urals could reach 1000–1500 or more meters, which is several times more than previous estimations.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкий А.М., Курбацкая Ф.А.** Верхний рифей и венд западного склона Урала. — М.: Наука, 1982. — 187 с.
- Акимова Г.Н.** Геохронология докембрия Тимана // Сов. геология. — 1980. — № 12. — С. 71–85.
- Актуальные проблемы** неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном Геологическом Конгрессе (Норвегия, 2008 г.) / *Отв. ред. Ю.Б. Гладенков*: Мат-лы Всерос. науч. совещ. (Москва, 13 апреля 2009 г.). — М.: ГЕОС, 2009. — 160 с.
- Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А.** Белорецкий метаморфический комплекс. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 210 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А.** Метаморфическая геология западного склона Южного Урала / *Отв. ред. В.Н. Пучков*. — Уфа: Гилем, 2006. — 212 с.
- Амон Э.О.** Морской экваториальный бассейн Уральского региона в средне- и поздне меловую эпоху // Геология и геофизика. — 2001. — № 3. — С. 471–483.
- Андреичев В.Л.** Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. — Екатеринбург: УрО РАН, 1998. — 90 с.
- Андреичев В.Л.** К-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb изотопно-геохронометрические системы в эколитах марункеуского блока (Полярный Урал). — Сыктывкар: Геопринт, 2003. — 26 с.
- Андреичев В.Л.** Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. — Сыктывкар: Геопринт, 2004. — 44 с.
- Андреичев В.Л.** Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Екатеринбург, 2010. — 46 с.
- Андреичев В.Л., Деленицын А.А.** Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные о докембрийском возрасте эколитов Полярного Урала // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. — СПб., 2003. — С. 29–32.
- Андреичев В.Л., Литвиненко А.Ф.** Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской синеклизы. — Сыктывкар: Геопринт, 2007. — 68 с.
- Андреичев В.Л., Степаненко В.И.** Возраст карбонатитового комплекса Среднего Тимана // Рудообразование и магматизм севера Урала и Тимана. — Сыктывкар, 1983. — С. 83–87.
- Ардашева Т.С., Валиев Г.З., Беляева Т.В.** Региональные геофизические исследования Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: В 2 Т. / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2003. — Т. 1. — С. 211–215.
- Аржавитина М.Ю.** Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория по минеральным компонентам // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 229, № 3. — С. 679–682.
- Аристов В.А., Руженцев С.В.** Стратиграфия сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя и история геологического развития Полярного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2000. — Т. 8, № 2. — С. 9–18.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1999. — 156 с.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Нижнедевонские (доверхнеэмские) отложения Магнитогорской мегазоны // Геологический сборник № 2 / ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 80–87.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Стратиграфия «надмукосовских» отложений (фаменский ярус, зилаирская свита) на Южном Урале по конодонтам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2005. Т. 13, № 2. — С. 57–73.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А., Тищенко В.Т.** Новые данные по стратиграфии палеозоя Сакмарской и Присакмарской зон Южного Урала: Препр. / РАН. Башкирский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1991. — 29 с.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А., Якупов Р.Р., Мавринская Т.М.** Проблемы стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Южного Урала // Геол. сборник № 7 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 193–204.
- Астахов В.И.** Урал // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. — М.: Недра, 1984. — С. 193–226.
- Атлас** палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / *Под ред. Н.В. Милитенко, О.А. Федоренко*. — Алма-Ата: ЮГГЕО, 2002.
- Баженов М.Л., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Козлов В.И., Левашова Н.М., Павлов В.Э., Пучков В.Н., Сирота Г.С., Хайруллин Р.Р.** Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория, Южный Урал: предварительные результаты // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Тез. докл. науч. семинара. — Борок, 2009. — С. 5.
- Батанова В.Г., Брюгман Г.Е., Бюль А. и др.** Применение Re-Os изотопной системы для расшифровки процессов формирования мантийных перидотитов офиолитов (на примере комплексов Троодос и Мамония, о-в Кипр) // III Российская конференция по изотопной геохронологии. — М.: ГЕОС, 2006. — С. 89–91.
- Батурина Т.П., Сараев С.В., Травин А.В.** Каменноугольные и пермо-триасовые вулканы в зоне сочленения Урала и Западной Сибири // Геология и геофизика. — 2005. — Т. 46, № 5. — С. 504–516.
- Безруков П.Л.** К открытию мезозойских отложений на Уфимском плато // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1938. — № 5–6. — С. 699–708.
- Беккер Ю.Р.** Молассы докембрия. — Л.: Недра, 1988. — 288 с.
- Беккер Ю.Р.** Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1992. — № 6. — С. 16–24.
- Беккер Ю.Р.** Открытие эдиакарской фауны в кровле венда Южного Урала // Региональная геология и металлогения. — 1996. — № 5. — С. 111–131.
- Белковский А.И.** Симплектит-эколиты Среднего Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1989. — 190 с.
- Белов А.А.** Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. — М.: Наука, 1981. — 212 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 347).

- Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е.** Надсубдукционные комплексы раннедевонского возраста на Южном Урале; особенности состава, изотопные геохронологические и биостратиграфические данные // *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя*. — М.: ГЕОС, 2010. — Т. 2. — С. 60–66.
- Белоконов Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М.** Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. — Пермь: КамНИИКИГС, 2001. — 108 с.
- Белякова Л.Т., Степаненко В.И.** Магматизм и геодинамика байкальского фундамента Печорской синеклизы // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* — 1991. № 12. — С. 106–117.
- Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Александрова Г.Н. и др.** Этапы палеогеографического развития Южного Урала в позднем мелу (палеоландшафты и биота) // *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Мат-лы VI Межрег. геол. конф., март, 2006 г.* — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 98–101.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*. — 1994. — Т. 35, № 7/8. — С. 8–28.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.** Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. — 2009. — Т. 17, № 3. — С. 29–45.
- Борисевич Д.В.** Неотектоника Урала // *Геотектоника*. — 1992. — № 26. — С. 41–47.
- Борисенок Д.В., Рязанцев А.В.** Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // *Очерки по региональной тектонике: В 2 т. Т. 1: Южный Урал*. — М.: Наука, 2005. — С. 135–153.
- Борисенок В.И., Курковская Л.А., Рязанцев А.В.** Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научно-исследовательских работ на Уральском учебном полигоне) // *Вестник МГУ. Сер. геол.* — 1998. — № 3. — С. 52–55.
- Бороздина Г.Н.** История геологического развития Тагильской мегазоны Среднего и южной части Северного Урала в раннем палеозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Екатеринбург, 2006. — 22 с.
- Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Наседкина В.А., Снигирева М.П.** О возрасте и объеме шемурской свиты Тагильской Мегазоны Урала // *Ежегодник—2003 / ИГГ УрО РАН*. — Екатеринбург, 2004. — С. 10–13.
- Бортников Н.С., Савельева Г.Н., Матуков Д.И. и др.** Возраст циркона из плагиогранитов и габбро по данным SHRIMP: плейстоценовая интрузия в рифтовой долине Средне-Атлантического хребта, 5°30,6′–5°32,4′ с.ш. // *Докл. РАН*. — 2005. — Т. 404, № 1. — С. 94–99.
- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н.** Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и ежевской зон Южного Урала. — Екатеринбург: Наука, 1993. — 79 с.
- Брусницын А.И.** Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). — СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. — 200 с.
- Буканов В.В.** Горный хрусталь Приполярного Урала. — Л.: Наука, 1974. — 212 с.
- Булакова М.Д.** Ранний палеозой Северо-Востока СССР (седиментологический анализ). — Якутск, 1991. — 102 с.
- Буртман В.С.** Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. — М.: Наука, 1976. — 164 с.
- Буртман В.С.** Тянь-Шань и Высокая Азия. Палеозойская тектоника и геодинамика. — М.: ГЕОС, 2006. — 214 с.
- Бушляков И.Н., Калеганов Б.А., Краснобаев А.А.** Новые данные изотопного датирования гранитоидов и метаморфитов Ильменского комплекса // *Ежегодник—1993 / ИГГ УрО РАН*. — Екатеринбург, 1994. — С. 107–110.
- Вализер П.М., Ленных В.И.** Амфиболы голубых сланцев Урала. — М.: Наука, 1988. — 202 с.
- Варламов И.П.** Стратиграфия третичных континентальных отложений восточного склона Южного Урала // *Мат-лы по региональной геологии Сибири*. — Новосибирск, 1971. — С. 93–103. — (Тр. СНИИГИМС; Вып. 115).
- Вахрушев Г.В.** Мезозойские и третичные отложения западного склона Башкирского Урала // *Учен. зап. Саратовского ун-та*. — 1940. — Т. XV, Вып. 2: Геология и почвоведение. — С. 3–58.
- Вахрушев Г.В.** Меловая система. Общий обзор. Меловые отложения Башкирского Предуралья // *Геология СССР. Т. XIII: Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1: Геологическое описание*. — М.: Недра, 1964. — С. 372–373, 386–391.
- Вербицкая Н.П.** Особенности строения и история развития речных долин западного склона Южного Урала // *Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР к VI конгрессу INQUA*. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — С. 239–269.
- Вербицкая Н.П.** Региональные особенности неотектоники Южного Урала // *Материалы по геологии Урала*. — Л., 1964. — С. 133–161. — (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия; Т. 109).
- Верниковский В.А.** Тектоника и палеогеодинамика западного обрамления Сибирского кратона в связи с проблемой зоны сочленения с Западно-Сибирским осадочным бассейном // *Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Материалы совещ., 26 июля 2008 г.* — Тюмень, 2008. — С. 44–47.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др.** — М.: Наука, 1992. — 197 с.
- Вялухин Г.И., Студенко Н.С.** Кора выветривания в Магнитогорском мегасинклинории и роль мезозойской тектоники в ее формировании // *Коры выветривания Урала*. — Саратов: Изд-во СГУ, 1969. — С. 70–77.
- Гаряинов В.А., Васильева Н.А.** Палеогеография Орского Приуралья в палеогеновое и миоценовое время // *Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья*. — Саратов, 1970. — Вып. 7, Ч. 2. — С. 3–20.
- Гаряинов В.А., Твердохлебов В.П.** Медистые песчаники Оренбургской области // *Проблемы геологии Южного Урала и Поволжья*. — Саратов: Изд-во СГУ, 1964. — Вып. 2, Ч. 2: Осадочные породы и связанные с ними полезные ископаемые. — С. 3–15.
- Гафаров Р.А.** Структура складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы согласно данным региональных геофизических исследований. — М.: Наука, 1963. — 214 с.
- Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау / Отв. ред. А.А. Абдулин. — Алма-Ата: Наука, 1984. — 231 с.**
- Геология СССР. Т. XIII: Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1: Геологическое описание. — М.: Недра, 1964. — 567 с.**
- Геология СССР. Т. XXXIV: Тургайский прогиб. Книга 1, 2: Геологическое описание. — М.: Недра, 1971. — С. 534. С. 312.**

- Геохимия** изотопов в офиолитах Полярного Урала // *Отв. ред. А.В. Пейве*. — М., 1983. — 164 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 376).
- Гецен (Оловянишников) В.Г.** Тектоника Тимана. — Л.: Наука, 1987. — 172 с.
- Глубинное** строение и геодинамика Урала (Проект Уралсейс). — Тверь: ГЕРС, 2001. — 286 с.
- Глубинное** строение, тектоника, металлогения Урала / *В.М. Нечухин, Н.Г. Берлянд, В.Н. Пучков, В.Б. Соколов*. — Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1986. — 107 с.
- Глубинные** ксенолиты и верхняя мантия / *Отв. ред. В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов, Н.В. Соболев*. — Новосибирск: Наука, 1975. — 271 с.
- Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И.** Новейшая сдвиговая тектоника Западной Сибири и проблемы интерпретации региональных геолого-геофизических данных // *Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Мат-лы / 2-й Всерос. науч. конф. в Тюмени*. — Новосибирск, 2010. — С. 32–35.
- Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н.** Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогия. — Сыктывкар, 1999. — 213 с.
- Голубева И.И., Махлаев Л.В.** Меланократовые лампрофиры Урало-Тиманского региона в связи с перспективами алмазности // *Геология и металлогения ультраосновных основных комплексов Урала*. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. — С. 255–259.
- Горное производство** цветной металлургии Урала / *Под ред. В.С. Хохрякова*. — Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2004. — 653 с.
- Горожанин В.М.** К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // *Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты*. — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. — С. 41–45.
- Горожанин В.М.** Rb-Sr данные по вулканитам аршинской свиты (Южный Урал) // *Ежегодник—1996 / ИГ УНЦ РАН*. — Уфа, 1998а. — С. 175–180.
- Горожанин В.М.** Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // *Магматизм и геодинамика*. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998б. — С. 98–108.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А.** Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. — Екатеринбург: Наука, 1992. — 199 с.
- Грабежев А.И., Краснобаев А.А.** U-Pb возраст и изотопно-геохимическая характеристика Томинско-Березняковского рудного поля (Южный Урал) // *Литосфера*. — 2009. — № 2. — С. 14–27.
- Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю.** Петрохимические особенности орудносных гранитоидов медно-скарновых месторождений Урала // *Геология и металлогения ультраосновных — основных комплексов Урала*. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. — С. 428–433.
- Грачев А.Ф.** Мантийные плюмы и геодинамика // *Вестник ОГГГН РАН*. — 1998. № 3(5). — С. 129–158.
- Гудельман А.А., Лютиков Н.В., Анищенко Л.А.** Новые сведения о геологии Лемвинской структурно-формационной зоны по результатам бурения скважины 1-Восточно-Лемвинская // *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Мат-лы XV Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар. 13–16 апр. 2009 г. Сыктывкар, 2009*. — Т. 3. — С. 103–107.
- Гудошников В.В.** Мезозойские, кайнозойские отложения и коры выветривания Орского Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / СГУ. — Саратов, 1968. — 24 с.
- Гурская Л.И., Смелова Л.В.** Платинометальное минералообразование и строение массива Сгум-Кеу (Полярный Урал) // *Геология рудных месторождений*. — 2003. — Т. 45, № 3. — С. 353–371.
- Давыдов В.И., Черных В.В., Чувашов Б.И. и др.** Вулканические туфовые прослои в верхнем палеозое Южного Урала и перспективы в создании точно-калиброванной временной шкалы карбона // *Стратиграфия и палеогеография Евразии*. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. — С. 112–123.
- Дегтярев К.Е., Куренков С.А., Кузнецов Н.Б. и др.** Проблема выделения каледонид Зауралья (Южный Урал) // *Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии*. — М.: Наука, 1998. — С. 118–127.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А.** Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия / *Отв. ред. В.Н. Пучков*. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990. — 207 с.
- Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н. и др.** Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // *Литосфера*. — 2005. — № 2. — С. 68–96.
- Добрецов Н.Л.** Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. — Новосибирск: Наука, Сиб. Отд., 1974. — 436 с.
- Добрецов Н.Л.** Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // *Петрология*. — 1995. — Т. 3, № 1. — С. 4–23.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. — Новосибирск: Изд-во Сиб. Отд. РАН «ГЕО», 2001. — 409 с.
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И.** Металлогения крупных регионов России. — М.: Геоинформмарк, 2001. — 302 с.
- Дополнения** к стратиграфическому кодексу России / *Отв. ред. А.И. Жамойда*. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. — 112 с.
- Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н.** Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ // *Докл. АН СССР*. — 1990. — Т. 315, № 5. — С. 1086–1090.
- Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.М.** Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. — М.: Недра, 1976. — 158 с.
- Душин В. А.** Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. — М.: Недра, 1997. — 213 с.
- Душин В.А., Григорьев В.В.** Металлогения авлакоген-рифтогенных и рифтогенных магматических комплексов западного склона Урала // *Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры*. — Свердловск: УрО РАН, 1988. — С. 81–89.
- Душин В.А., Попов С.Н., Островский Л.Я.** Геология Горнохадатинского заповедника. — Екатеринбург: Изд-во УГА, 2001. — 64 с.
- Еськова Е.М.** Щелочные редкометальные метасоматиты Урала. — М.: Наука, 1976. — 291 с.
- Ефимов А.А.** «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала // *Геотектоника*. — 1977. — № 1. — С. 24–42.
- Ефимов А.А.** Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. — М.: Наука, 1984. — 232 с.

- Ефимов А.А., Потапова Т.А.** Об исходном составе жадитовых пород на Полярном Урале // *Метаморфогенная металлогения Урала*. — Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1992. — С. 128–136.
- Ефимов А.А., Пучков В.Н.** О происхождении офиолитовой ассоциации: Докл. Презид. УНЦАН СССР. — Свердловск, 1980. — 40 с.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И.** Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // *Геотектоника*. — 1993. — № 3. — С. 4–46.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И. и др.** U-Pb SHRIMP датирование цирконов гранитизированных габбро массива Денежкин Камень. Платиноносный пояс Урала // *Мат-лы III Российск. конф. по изотопной геохронологии*. — М.: ГЕОС, 2006. — С. 236–240.
- Ефимов В.И.** О генетических связях Асбестовского рудного поля и гранитными интрузиями // *Геология и металлогения Урала (Ежегодник—1999)*. — Екатеринбург, 2000. — С. 102–108.
- Жданова С. Н.** Петрография и метаморфизм пород Шумгинско-Кувашской зоны западный склон Южного Урала): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГГ УНЦ АН СССР. — Свердловск, 1978. — 23 с.
- Живкович А.Е., Чехович П.А.** Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра — М.: Наука, 1985. — 184 с.
- Жилин И.В., Пучков В.Н.** Геология и рудоносность Нязепетровской зоны (Средний Урал). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 184 с.
- Журавлев В.С.** Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных депрессий Европейской платформы. — М.: Наука, 1972. — 399 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А. и др.** Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. — Миасс: Изд-во Имин УрО РАН, 2009. — 376 с.
- Зайцев И.П.** Мезозойская тектоническая активизация и связанная с ней эндогенная металлогения урана // *Металлогения и геодинамика Урала: Тез. докл. III Уральск. Металлогенич. совещ.* — Екатеринбург, 2000. — С. 104–106.
- Захаров О.А., Пучков В.Н.** О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале: Докл. Президиуму УНЦ РАН. — Уфа, 1994. — 30 с.
- Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П.** Магматические комплексы пермской серии листов // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского*. — Пермь: Изд-во ПГУ, 2002. — С. 124–146.
- Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н.** Новые идеи о щелочно-ультрабазитовом вулканизме западного склона Среднего Урала // *Доордовикская история Урала. 3: Вулканизм*. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. — С. 30–46.
- Знаменский С.Е.** Позднеордовикско-раннесилурийский вулcano-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклиналя и связанное с ним оруденение (Ю. Урал): Препр. / АН СССР. Башкирский филиал. Ин-т геологии. — Уфа, 1984. — 20 с.
- Знаменский С.Е.** Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2009. — 348 с.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.** Структурные парагенезисы и фазы деформаций Восточно-Уральской мегазоны на широте профиля УРАЛСЕЙС (URSEIS-95) // *Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН*. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 18–29.
- Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю.** Минерогения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала / МПР РФ, ГУПР по Свердловской обл. — Екатеринбург, 2004. — 336 с.
- Золотов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.** Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГА, 2001. — 199 с.
- Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В., Зильберман А.М. и др.** Геодинамика и металлогения магматических формаций западного склона Среднего и Южного Урала // *Металлогения и геодинамика Урала: Тез. докл. III Уральск. металлогенич. совещ.* — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. — С. 45–48.
- Иванов К.П.** Триасовая трапповая формация Урала. — М.: Наука, 1974. — 155 с.
- Иванов К.С.** Основные черты геологической истории (1,6–2 млрд. лет) и строение Урала: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Екатеринбург, 1998. — 252 с.
- Иванов К.С.** Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии в происхождении Урала // *Докл. РАН*. — 2001. — Т. 377, № 2, — С. 231–234.
- Иванов К.С., Винничук Н.Н.** Геологическая природа главного уральского гравитационного супермаксимума // *Докл. РАН*. — 2001. — Т. 376, № 5. — С. 654–657.
- Иванов К.С., Калеганов Б.А.** К-Аг возраст флогопитовых пироксенитов массива Светлый Бор // *Ежегодник—1992 / ИГГ УрО РАН*. — Екатеринбург, 1993. — С. 61–62.
- Иванов К.С., Пучков В.Н.** Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). — Свердловск, 1984. — 86 с.
- Иванов К.С., Шмелев В.Р.** Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // *Докл. РАН*. — 1996. — Т. 347, № 5. — С. 649–652.
- Иванов К.С., Карстен Л.А., Малоски Г.** Первые данные о возрасте субдукционного (эклгит-глаукофансланцевого) метаморфизма на Полярном Урале // *Палеозоны субдукции: тектоника, метаморфизм, осадконакопление*. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. — С. 121–128.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А.** Первые сведения о кремнистых толщах ордовика на западном склоне Урала // *Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана*. Свердловск: УрО РАН, 1990. — С. 16–21.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А.** Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // *Ежегодник—1988 / ИГГ УрО АН СССР*. — Свердловск, 1989. — С. 12–13.
- Иванов К.С., Снигирева М.П., Мянник П., Бороздина Г.Н.** Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений раннего палеозоя, вскрытых Уральской сверхглубокой скважиной СГ-4 // *Литосфера*. — 2004 а. — № 4. — С. 89–101.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В.** Геохронологические исследования Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна: итоги за 50 лет изучения // *Литосфера*. — 2005. — № 3. — С. 117–135.
- Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н. и др.** Строение зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // *Литосфера*. — 2004 б. — № 2. — С. 108–124.
- Иванов К.С., Шмелев В.Р., Ронкин Ю.Л., Савельева Г.Н., Пучков В.Н.** Зональные габбро-ультрамафитовые комплексы // *Структура и динамика литосферы Восточной Европы*. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРО-БА. — М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС., 2006. — С. 437–445.

- Иванов О.К.** Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. — Екатеринбург: Изд-во УГУ, 1997. — 488 с.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н.** Вопросы тектоники на международном коллоквиуме «Варисиды Западной Европы» (г. Ренн, Франция, 1974 г.) // Геотектоника. — 1975. — № 4. — С. 115–118.
- Иванов С.Н., Русин А.И.** Поздневендская стадия развития Урала // Геотектоника. — 2000. — № 3. — С. 21–32.
- Институт Геологии и Геохимии.** Главные результаты научной и научно-организационной деятельности между 1997–2001: Информационный выпуск. — Екатеринбург: УрО РАН, 2002. — 175 с.
- Исаев В.А.** Литология и условия образования нижнеордовикских отложений в Сакмарской зоне Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1989. — 83 с.
- Исаев В.А., Малахов И.А., Воронина Л.К.** Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика Южного Урала // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 278, № 5. — С. 1205–1209.
- История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане / В.Н. Волков, Е.М. Маркович, И.З. Фаддеева и др.** — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — Ч. 1. — 314 с.
- История развития Уральского палеоокеана / Под ред. Л.П. Зоненшайна, В.В. Матвеевкова.** — М.: ИО АН СССР, 1984. — 164 с.
- Казаков П.В.** Неоген-эоплейстоценовые отложения и проявления новейшей тектоники на Южно-Уральском плоскогорье // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2003. — С. 25–28.
- Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю. и др.** Палеомагнитные данные по мезозойским комплексам обрамления Сибирской платформы как отражение внутриплитных сдвиговых деформаций Центрально-Азиатского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского пояса. От океана к континенту: Мат-лы совещ. — Иркутск: ИЗК РАН, 2004. — Т. 1, Вып. 2. — С. 151–155.
- Казанцев Ю.В.** Синформа Магнитогорского синклинория // Докл. АН СССР. — 1991. — Т. 316, № 5. — С. 1183–1188.
- Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др.** Первая тектоносейсмическая карта восточного Башкортостана. — Уфа: АН РБ и ИГ УНЦ РАН, 1995. — 44 с.
- Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др.** Сейсмогенез и структура Центрального Башкортостана. — Уфа: АН РБ и ИГ УНЦ РАН, 1996. — 71 с.
- Калинин Е.П., Суханов Н.В., Пучков В.Н.** К проблеме геологической интерпретации калий-аргоновых дат // Материалы 5-й Коми молодежн. конф. — Сыктывкар, 1972. — С. 20–24.
- Калиновский А.Б., Попова Т.Н., Каликов В.Н.** Эвклазфенакит-гентгельвиновая минеральная ассоциация на севере Урала // Новые и слабо изученные минералы и минеральные ассоциации Урала. — Свердловск, 1986. — С. 61–62.
- Камалетдинов М.А.** Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974. — 230 с.
- Каменский А.И.** К геоморфологии Южного Урала // Уч. записки Московск. гор. пед. Ин-та им. В.П. Потемкина. — 1957. — Т. 66. — С. 87–96. — (Тр. географ. ф-та; Вып. 5).
- Кановалов В.В., Кайдалов В.И.** О формировании Оренбургского вала. — М.: Недра, 1979. — С. 47–51. — (Тр. ВНИГНИ; Вып. 4 (149)).
- Каньгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К. и др.** Палеозой Шучинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западносибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. — 2004. — Т. 45, № 1. — С. 59–78.
- Каретин Ю.С.** Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса // Геология метаморфических комплексов. — Свердловск: Изд-во СГИ, 1976. — С. 66–73.
- Карпинский А.П.** Геологические исследования, проведенные на Урале летом 1883 года // Собр. соч. АН СССР. — М., 1939. — Т. 2. — С. 15–26.
- Карпухина Е.В.** Петрология и геохронология ультрамафитовых и мафитовых пород западного склона Урала (Пермский район): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — М., 2000. — 23 с.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З.** Петрология щелочного вулканизма — индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. — 2001. — Т. 9, № 5. — С. 480–503.
- Карстен Л.А., Маслов А.В.** Новые данные о геологическом строении юго-западного обрамления Хобейского мегантиклинория (Приполярный Урал) // Ежегодник–94 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1995. — С. 31–34.
- Карстен Л.А., Пучков В.Н.** Новые данные о возрасте польинского и лагортинского комплексов на Приполярном Урале // Ежегодник–86 / ИГГ УрО РАН. — Свердловск, 1987. — С. 3–14.
- Карстен Л.А., Пучков В.Н.** Эклогиты Приполярного Урала // Метаморфизм Урала. — Свердловск: Изд-во СГИ, 1990. — С. 54–63.
- Карстен Л.А., Пучков В.Н., Иванов К.С.** Новые данные о геологическом строении и метаморфизме максютового комплекса (Южный Урал) // Ежегодник–93 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1994. — С. 20–25.
- Кей Л.С., Крофорд Д.С., Бартли Д.К., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Пучков В.Н.** С- и Sr-изотопная хемотратиграфия как инструмент для уточнения возраста рифейских отложений Камско-Бельского алакогена Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2007. — Т. 15, № 1. — С. 15–34.
- 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. 27–35.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М.** Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — № 9. — С. 119–124.
- Келлер Б.М., Крылов И.Н., Розанов А.Ю.** О границе палеозоя и докембрия на Урале // Советская геология. — 1975. — № 7. — С. 28–35.
- Климат** и эпохи глобальных климатических трансформаций / Отв. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. — М.: Наука, 2004. — 299 с.
- Клишевич В.Л., Храмов А.Н.** Палеогеодинамическая модель Урало-Тяньшанской складчатой системы для ранней перми // Докл. РАН. — 1995. — Т. 341, № 3. — С. 381–385.
- Клюжина М.Л.** Палеогеография Урала в ордовикском периоде. — М.: Наука, 1985. — 187 с.
- Князев Ю.Г.** Стратификация разрезов суваянского комплекса антиклинория Урал-Тау // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Мат-лы VI науч.-практ. конф., г. Уфа, март, 2006 г. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 57–59.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.** Новый тип благородно-металлической минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. — 2006. — № 4. — С. 415–421.

- Ковалев С.Г., Мичурин С.В.** Геохимическая специализация углеродистых осадков на западном склоне Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. — 2005. — № 2. — С. 1–11.
- Козлов В.И.** Угленосные отложения палеогена и неогена Тирлянской мульды // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. — Уфа: БФАН СССР, 1976. — С. 213–227.
- Козлов В.И.** Верхний рифей и венд Южного Урала. — М.: Наука, 1982. — 128 с.
- Козлов В.И.** К стратиграфии додевонских осадочных комплексов западного Башкортостана (к 90-летию со дня рождения К.Р. Тимергазина) // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Мат-лы V Респ. геол. конф. — Уфа, 2003. — Т. 1. — С. 218–223.
- Козлов В.И.** Стратиграфия додевонских осадочных толщ западного Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Мат-лы конф. «Первые Тимергазинские чтения». — Уфа: Тау, 2004. — С. 45–83.
- Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Михайлов П.Н.** Нижний рифей платформенного Башкортостана и перспективы его нефтегазоносности // Минерально-сырьевая база республики Башкортостан: реальность и перспективы: Мат-лы Респ. науч.-практ. конф. — Уфа: Тау, 2002. — С. 704.
- Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н.** К вопросу о строении пограничных слоев верхнего рифея и венда в Тирлянском районе на Южном Урале // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Мат-лы VII Межрег. геол. конф., Уфа, ноябрь, 2008 г. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 112–117.
- Козлов В.И., Иванова Т.В., Горохов И.М. и др.** Литолого-петрографическая характеристика и перспективы нефтегазоносности доверхнедевонских отложений, вскрытых скважиной 1-Леузинская (северо-восток платформенного Башкортостана): Препр. / РАН. Уфимский науч. Центр. Ин-т геологии. ООО «ИК БашНИПИнефть». РАН. Ин-т геологии и геохронологии докембрия. — Уфа, 2003. — 40 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др.** Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст // Общие вопросы и принцип расчленения докембрия. — СПб.: Наука, 1994. — С. 133–156.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Нехорошева А.Г. и др.** Аршиний — новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Докл. РАН. — (в печати).
- Козьмин В.С.** Потенциал золотоносности коры выветривания Софроновского месторождения Полярного Урала // Металлогения и геодинамика Урала: Тез. докл. III-го Уральского. металлоген. совещ. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. — С. 112–115.
- Колоколов А.А., Львов К.А.** О следах оледенения на Южном Урале // Изв. Всес. геогр. Об-ва. — 1945. — № 1–2. — С. 88–107.
- Конonenko И.И., Халевин Н.И., Блюмин М.А., Ярошенко В.Р.** Современная геодинамика Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990. — 94 с.
- Константиновская Е.А.** Геодинамика коллизии дуга — континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. — 1999. — № 5. — С. 15–36.
- Контарь Е.С., Либарова Л.Е.** Металлогения меди, цинка, свинца на Урале/Уралгеолком. — Екатеринбург, 1997. — 233 с.
- Копп М.Л.** Мобилистическая тектоника платформ Юго-Восточной Европы. — М.: Наука, 2004. — 340 с. — (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).
- Копп М.Л.** Лозьвинские дислокации Северного Зауралья: реакция на неотектоническое пододвигание Западно-сибирской платформы под Урал // Докл. РАН. — 2007. — Т. 417, № 6. — С. 792–798.
- Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Труфанов Г.Н.** Формации, тектоника и геологическая история Новоземельских киммерид // Геотектоника. — 1989. — № 6. — С. 40–61.
- Кориневский В.Г.** Новые данные по стратиграфии и вулканизму позднего ордовика Южного Урала // Доордовикская история Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. — С. 54–59.
- Кориневский В.Г.** Палеозойские офиолиты Урала // Геотектоника. — 1989. — № 2. — С. 34–44.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.** Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. — Миасс: ИМИН УрО РАН, 2006. — 102 с.
- Коротеев В.А., Сазонов В.Н.** Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. — 259 с.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.** Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. — М.: Наука, 1979. — 132 с.
- Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.Ф.** Полигенность и полихронность вещественных комплексов шовных зон Урала // Петрогенезис и рудообразование: XIV чтения памяти А.Н. Заварицкого. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. — С. 31–36.
- Косарев А.М.** Субокеанические базальты на Южном Урале // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Труды VI Уральского. петрогр. совещ. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. — С. 29–30.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.** Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. — 2005. — № 4. — С. 24–40.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.** Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. — 2006. — № 1. — С. 3–21.
- Краснобаев А.А.** Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986. — 145 с.
- Краснобаев А.А., Баянова Т.Б.** Новые данные по цирконовой геохронологии Талдыкского блока Мугоджар // Ежегодник — 2005 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2006. — С. 297–300.
- Краснобаев А.А., Чердниченко Н.В.** Цирконовый архей Урала // Докл. РАН. — 2005. — Т. 400, № 4. — С. 510–514.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Чердниченко Н.В.** Цирконовая геохронология ильменгорской свиты и некоторые геологические следствия // Ежегодник—97 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1998 а. — С. 157–160.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н.** Машакский вулканизм: ситуация 2008 // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: III чтения памяти С.Н. Иванова. — Екатеринбург, 2008 а. — С. 61–63.
- Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Калеганов В.А.** Состав и возраст лампроитов куйбасовского комплекса // Ежегодник—1992 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1993. — С. 35–39.
- Краснобаев А.А., Нечехин В.М., Давыдов В.А., Соколов В.В.** Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы // Уральский

минералогический сборник № 8. — Миасс: ИМИН РАН, 1998 б. — С. 196–206.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконология лерцолит-гранатового пироксенит-дуניתового комплекса Узянского Крака (Ю.Урал) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия в фанерозойских орогенах. — Екатеринбург, 2008 б. — С. 58–61.

Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В., Давыдов В.А., Калеганов Б.А. Цирконология салдинского полиметаморфического комплекса: новые данные // Ежегодник—2002 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2003. — С. 60–65.

Краснобаев А.А., Бибикина Е.В., Степанов А.И. и др. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний — средний рифей // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. — М.: Наука, 1985. — С. 118–124.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. и др. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник—1995 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1996. — С. 13–16.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. РАН. — 2007. — Т. 416, № 2. — С. 1–6.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Ахмеровский гранитный массив — представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Докл. РАН. — 2008 в. — Т. 418, № 2. — С. 1–6.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник—2005 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2006. — С. 300–303.

Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралит — тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — М., 2009. — 49 с.

Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. Результаты изучения детритных цирконов из вендских песчаников поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала); тестирование представлений о первичной тектонической принадлежности протоуралит — тиманид // Геологический сборник № 7 / ИГГ УрО РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008 а. — С. 54–67.

Кузнецов Н.Б., Белова А.А., Рязанцев А.В., Аристов В.А. Стратиграфическое положение марганцевого оруденения в Западно-Магнитогорской зоне на Южном Урале // Новое в региональной геологии России и ближнего зарубежья: Мат-лы совещ. — М.: Изд-во РГГРУ, 2008 б. — С. 56–59.

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

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. — М.: ГЕОС, 2002. — 294 с. — (Тр. ГИН РАН, Вып. 490).

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. м.др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала / Уралгеолком. — Екатеринбург, 1997. — 274 с.

Левина Н.Б., Фунтиков Б.В., Батрак И.Е. Горно-долинное оледенение на Южном Урале // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий / ИГГ УрО РАН. — Уфа, 2001. — Т. 1. — С. 151–154.

Ленных В.И. Эклогит-глаукофансланцевые пояса Урала. — М.: Недра, 1977. — 158 с.

Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения мигматитового комплекса. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. — С. 3–45.

Ленных В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М. Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал) // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 228, № 5. — С. 1170–1197.

Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. — С. 30–57.

Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. Возраст и термальная история максютовского метаморфического комплекса (по Ar-Ag данным) // Петрология. — 2006. — Т. 14, № 1. — С. 1–18.

Лидер В.А. Геология Северо-Сосьвинского бурогоугольного бассейна // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 11. — М.: Недра, 1964. — 145 с.

Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика / А.М. Пыстин, В.Л. Андреев, А.И. Антошкина и др. — Сыктывкар: Геопринт, 2008. — 234 с.

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

Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неогархея до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук / МГУ. — М., 2009. — 41 с.

Лукиянова Л.И., Багдасаров Е.А., Маречев А.М. и др. Лампроиты Южного Урала // Геология и минералогия мобильных поясов / Уралгеолком. — Екатеринбург, 1997. — С. 174–186.

Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. О возрасте суваньякского комплекса зоны Уралтау // Геологический сборник № 8 / ИГГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 15–16.

Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006 а. — С. 110–113.

Маегов В.И., Ронкин Ю.Л., Ильясова Г.А. и др. Rb-Sr, Sm-Nd изотопный возраст и геохимические особенности монцодиоритов Покровского массива на Северном Урале // Ежегодник—2005 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2006 б. — С. 303–306.

Малахов И.А. Состав и типохимия барофильных минералов в терригенных формациях различного возраста из Красновишерского района Северного Урала и проблема алмазного потенциала туфзитов // Магматические и метаморфические породы Урала и их металлогения. — Екатеринбург: ИГГ УНЦ РАН, 2000. — С. 304–333.

Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb изотопный возраст цирконов из дунитов Нижнетагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Докл. РАН. — 2009. — Т. 427, № 1. — С. 101–105.

Мальков Б.А., Пучков В.Н. Стратиграфия и тектоника метаморфических толщ п-ова Канин и Северного Тимана // Тр. ИГГ КФАН СССР. — Сыктывкар, 1963. — Вып. 4. — С. 46–56.

Масленников В.В., Зайков В.В. Колчеданосные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала. — Миасс: ИМ УрО РАН, 1998. — 92 с.

- Маслов А.В.** Крупные осадочные комплексы различного состава и генезиса в разрезах венда востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Урала // Ежегодник—2005 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2006. — С. 68—84.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г.** Геохимические особенности аргиллитов верхнего венда северо-востока Русской платформы как индикаторы состава и эволюции источников сноса (предварительные данные) // Ежегодник—2003 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2004. — С. 104—118.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л.** О некоторых новых данных по возрасту магматических образований в типовом разрезе рифея // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Мат-лы VII Межрег. геол. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 120—122.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В.** Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала // Литосфера. — 2002. — № 2. — С. 54—95.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.** Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы): В 4 т. — Екатеринбург: УрО РАН, 2001. — Т. 1. — С. 351 с.
- Маслов А.В., Иванов К.С., Чумаков Н.М. и др.** Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала: Путеводитель геологических экскурсий. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. — 115 с.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. и др.** Состав источника и особенности геологического развития поздневендского бассейна форланда Тиманского орогена // Геохимия. — 2009. — № 12. — С. 1294—1318.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Мавринская Т.М.** Проблемные вопросы стратиграфии нижнего и среднего палеозоя южного Урала // Геологический сборник № 7 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 193—205.
- Медноколчеданные* месторождения Урала / В.А. Прокин, К.С. Иванов, В.А. Маслов, В.Н. Пучков и др. — Екатеринбург: УрО РАН, 1992. — Т. 3: Условия формирования. — 308 с.
- Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В.** Руды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — Миасс: ИМИН УрО РАН, 2003. — 122 с.
- Меньшиков Ю.П., Кузнецова Н.В., Шебухова С.В., Никишева Г.Н.** Тектоника северной половины Магнитогорского прогиба по геофизическим данным // Разломы земной коры Урала и методы их изучения. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. — С. 65—78.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. и др.** Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // Докл. РАН. — 2008. — Т. 418, № 4. — С. 500—505.
- Милановский Е.Е.** К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1963. — Т. 38(3). — С. 23—26.
- Минибаев Р.А., Сулутдинов З.М.** Первые результаты изучения зон надвиговых дислокаций Южного Урала палеомагнитным методом: Препр./РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. АН РБ. — Уфа, 2001. — 40 с.
- Молошаг В.П., Смирнов С.В.** Платиноидная минерализация Нуралинского гипербазит-габбрового массива (Южный Урал) // Записки РМО. — 1996. — Ч. 125, № 1. — С. 48—54.
- Муратов М.В.** Урало-Монгольский складчатый пояс // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. — М.: Наука, 1974. — С. 5—11.
- Наркисова В.В.** Петрохимия позднеордовикских — раннедевонских базальтоидов южной части Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и около-скважинного пространства): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / МГУ. — М., 2005. — 24 с.
- Наумов А.Д.** Пенеплены. Их геологическое значение как особой категории материков. — Саратов: Изд-во СГУ, 1981. — 404 с.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.** Геохронология и изотопная геохимия Ильмено-Вишневогорского комплекса в свете новых Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Pa изотопных данных (Урал) // Петрогенезис и рудообразование: XIV чтения памяти А.Н. Заварицкого. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. — С. 274—277.
- Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Серов П.А., Ронкин Ю.Л.** Изотопные составы и возраст карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Мат-лы III Российской конференции по изотопной геохронологии. 6—8 июня 2006 г. Москва. ИГЕМ РАН. — М.: ГЕОС, 2006. — Т. 1. — С. 40—54.
- Нижний рифей* Южного Урала / В.И. Козлов, А.А. Краснобаев, Н.Н. Ларионов и др. — М.: Наука, 1989. — 208 с.
- Никонов Н.И., Богацкий В.И., Мартынов А.В. и др.** Тимано-Печорский седиментационный бассейн: Атлас геологических карт. — Ухта. Республика Коми: Региональный дом печати, 2000.
- Николова Н.Ю., Ефанова Л.И., Швецова И.В., Казачкин М.И.** Золото в породах Тельпосской свиты // Вестник ИГ КНЦ РАН. — 2003. — № 4. — С. 2—6.
- Новейший вулканизм* Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата / Отв. ред. В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, О.А. Богатиков. — М.: ИГЕМ РАН; ИГЗ РАН, 2008. — 280 с.
- Носова А.А., Ларионова Ю.О., Веретенникова Н.В., Юткина Е.В.** Корреляция неопротерозойского вулканизма Юго-восточного Беломорья и Западного Урала: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен) // Докл. РАН. — 2008. — Т. 418, № 6. — С. 811—816.
- Объяснительная записка* к геологической карте Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. Лист N-40 (41)—Уфа / Отв. ред. В.И. Козлов. — 1:1 000 000 (нов. сер.). — СПб., 2002. — 356 с.+5 вкл.
- Овчинников Л.Н.** Полезные ископаемые и металлогения Урала. — М.: Геоинформмарк, 1998. — 412 с.
- Озеров В.С., Озерова Э.Н., Игнатович О.О.** Кембрийские диатремы верховьев Печоры (Северный Урал) // Литосфера. — 2006. — № 1. — С. 91—101.
- Оловянишников В.Г.** Верхний докембрий Тимана и п-ова Канин. — Екатеринбург: ИГ КНЦ УрО РАН, 1998. — 157 с.
- Оловянишников В.Г.** Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. — Сыктывкар: ГЕОПРИНТ, 2004. — 80 с.
- Орогенный* гранитоидный магматизм Урала / Под ред. Г.Б. Ферштатера. — Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. — 250 с.
- Папулов Г.Н.** Меловые отложения Урала. — М.: Наука, 1974. — 202 с.
- Перцев А.Н., Савельева Г.Н., Астраханцев О.В.** Магматическая природа ультрамафит-габбровой ассоциации мас-

сива Кытлым, Платиноносный пояс Урала // Петрология. — 2000. — Т. 8, № 4. — С. 370–393.

Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. — М.: Наука, 1968. — 248 с.

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

Петров Г.А. К вопросу о соотношении палеозойских и допалеозойских толщ в северной части Кваркушского антиклинория (Северный Урал). // Ежегодник—2003 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2004. — С. 131–133.

Петров Г.А. Геология и минералогия зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. — Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 2006. — 195 с.

Петров Г.А. Происхождение геологических комплексов Главного Уральского разлома на Северном Урале. — Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. — 181 с.

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

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Высокобарический метаморфизм Урала — две стадии? // Ежегодник—2004 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2005 а. — С. 97–102.

Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Новые данные по геохимии вендских магматических комплексов Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал) // Геология и металлогения базит-гипербазитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых поясов. — Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2004. — С. 225–229.

Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные геохимии и геодинамике // Литосфера. — 2005 б. — № 4. — С. 42–69.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. — 3-е изд., перераб. и дополн. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — 200 с.

Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / *Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман.* — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — 652 с.

Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). — Пермь: Изд-во УПУ, 1971. — 217 с.

Полтавец Ю.А. Скарново-магнетитовое оруденение Урала и связь его с вулканоплутоническим магматизмом: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук / ИГГ УрО АН СССР. — Свердловск, 1991. — 50 с.

Попов В.А., Попова В.И. Минералогия пегматитов Ильменских гор: Минералогический альманах. — М.: Ассоциация Экоств, 2006. — Т. 9. — 152 с.

Попов В.В., Храмов А.Н., Иосифиди А.Г., Тайт Дж. Палеомагнетизм верхневендских осадочных пород Зимнего берега Белого моря // Палеомагнетизм горных пород, теория, практика, эксперимент. — Борок; М., 2000. — С. 37–39.

Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. РАН. — 2006. — Т. 409, № 1. — С. 107–109.

Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал, Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера. — 2003. — № 4. — С. 3–18.

Попова В.И. Золотые месторождения Миасской долины // Металлогения древних и современных океанов. — Миасс: ИМИН РАН, 2002. — С. 98–106.

Порошин Е.Е., Багдасаров Э.А. Акцессорные гранаты вулканических пород Урала и Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР. — 1980. — Т. 251, № 4. — С. 956–959.

Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроитового магматизма Урала // III Российская конференция по изотопной геохронологии. — Москва: ГЕОС, 2006. — С. 123–125.

Прокин В.А. Полезные ископаемые Урала. Природа Урала; Вып. 10. — Екатеринбург: Изд-во «Банк культурной информации», 2002. — 256 с.

Прокин В.А., Серавкин И.Б., Буслаев Ф.П. и др. Медноколчеданные месторождения Урала. Условия образования. — Екатеринбург: УрО РАН, 1992. — 306 с.

Пучков В.Н. О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими породами // Тр. КФАН СССР. — 1968. — Вып. 8. — С. 50–54.

Пучков В.Н. Находки конодонтов на севере Урала и их стратиграфическое значение // Докл. АН СССР. — 1973 а. — Т. 209, № 3. — С. 668–670.

Пучков В.Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала // Геотектоника. — 1973 б. — № 6. — С. 54–62.

Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. — Сыктывкар: ИГ КФАН СССР, 1974. — 44 с.

Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. — Л.: Наука, 1975. — 208 с.

Пучков В.Н. Батимальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. — М.: Наука, 1979. — 260 с.

Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. — 1993. — № 3. — С. 18–33.

Пучков В.Н. Тектонические фазы и циклы в контексте тектоники литосферных плит // Геотектоника. — 1994. — № 4. — С. 90–94.

Пучков В.Н. Новые данные по геологии подкраинских аллохтонных комплексов (Южный Урал) // Ежегодник—1994 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1995. — С. 3–9.

Пучков В.Н. Геодинамический контроль метаморфизма на Урале // Геотектоника. — 1996 а. — № 2. — С. 16–33.

Пучков В.Н. Формирование Урало-Новоземельского складчатого пояса — результат неравномерной, косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника. — 1996 б. — № 5. — С. 66–75.

Пучков В.Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского антиклинория // Докл. РАН. Сер. геол. — 1997. — Т. 352, № 5. — С. 667–671.

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

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского пояса // Геология и геофизика. — 2003. — № 1/2. — С. 28–39.

Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. — М.: ГЕОС, 2005. — С. 309–342.

Пучков В.Н. О возрасте уральских офиолитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения, геодинамика / Под ред. В.А. Коротеева. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. — С. 121–129.

Пучков В.Н. Некоторые общие закономерности орогенических процессов // Общие и региональные проблемы

тектоники и геодинамики: Мат-лы ХLI тектонич. совещ. — М.: ГЕОС, 2008 а. — С. 130–133.

Пучков В.Н. Соотношение уралид, казахстанид и алтаид в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна: Мат-лы междунар. совещ. — Тюмень, 2008 б. — С. 175–179.

Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. — 2009. — № 1. — С. 3–22.

Пучков В.Н. Дайковые рои и ассоциирующие с ними магматические комплексы на Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. — М.: ГЕОС, 2010. — Т. 2. — С. 182–183.

Пучков В.Н., Абдрахманов Р.Ф. Особенности газогидро-геотермальных явлений горы Янгантау и прилегающих территорий // Литосфера. — 2003. — № 4. — С. 65–77.

Пучков В.Н., Данукалова Г.А. Новые данные о характере тектонических деформаций мел-палеогенового пенеплена, Южный Урал // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2004. — С. 183–184.

Пучков В.Н., Данукалова Г.А. Деформация акчагыльского ватерпаса в Башкирском Приуралье // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Мат-лы 6-й науч.-практ. конф. г. Уфа, март, 2006 г. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 27–30.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Геология аллохтонных батинальных комплексов Уфимского амфитеатра. — Свердловск: ИГГ УНЦ РАН, 1982. — 61 с.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Первые сведения о вулканогенно-кремнистых толщах на востоке Урала // Докл. АН СССР. — 1985. — Т. 285, № 4. — С. 966–970.

Пучков В.Н., Казанцева Т.Т. О крупной погребенной антиклинали в Кизильской зоне Южного Урала // Докл. РАН. — 2009. — Т. 429, № 3. — С. 1–5.

Пучков В.Н., Козлов В.И. Особенности тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области // Георесурсы. — 2005. — № 1. — С. 24–26.

Пучков В.Н., Маслов А.В. Новая крупная работа в области региональной геотектоники // Литосфера. — 2005. — № 3. — С. 167–176.

Пучков В.Н., Раабен М.Е. Байкальская моласса на севере Урала // Докл. АН СССР. — 1972. — Т. 254, № 3. — С. 689–692.

Пучков В.Н., Светлакова А.Н. Строение Урала в сечении Трицкого профиля // Докл. РАН. — 1993. — Т. 333, № 3. — С. 348–351.

Пучков В.Н., Карстен Л.А., Иванов К.С. Состав и тектоническое положение эколгит-глаукофановых комплексов Приполярного Урала // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 271, № 3. — С. 676–680.

Пучков В.Н., Перес-Эстаун А., Браун Д., Альварес-Маррон Х. Краевой складчато-надвиговый пояс орогена: структура и происхождение на примере Башкирского Урала // Вестник ОГГГН РАН: электрон. научн. журнал. — 1998. — № 13. — С. 70–99. URL: <http://www.scgis.ru>.

Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. — Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. — С. 85–95.

Пучков В.Н., Розен О.М., Журавлев Д.З., Бибикина Е.В. Контаминация вулканитов силура Тагильской синформы докембрийскими цирконами // Докл. РАН. — 2006. — Т. 411, № 6. — С. 1–4.

Пучков В.Н., Иванов К.С., Мизенс Г.А. и др. Геологическое развитие и металлогения палеозойской пассивной окраины на западном склоне Урала // Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры. — Свердловск: УрО РАН, 1988. — С. 90–96.

Пучков В.Н., Коровко А.В., Иванов К.С. и др. Режевская структурно-формационная зона // Путеводитель геологических экскурсий. — Свердловск: УрО АН СССР, 1989. — С. 53–45.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок. // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 3–4.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М., Козлов В.И. и др. Новые U-Pb датировки машакской свиты Ю. Урала и их сравнительная оценка // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 3–14.

Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал). — Екатеринбург: УрО РАН, 2000. — 296 с.

Пушкарев Е.В. Эксплозивные брекчии с включениями высокобарических пород основного и ультраосновного состава в Миндякском лерцолитовом массиве (Башкортостан) — состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий: Мат-лы IV Респ. геол. конф. г. Уфа, март 2006 г. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2001. — Т. 1 — С. 155–168.

Пушкарев Е.В., Хазова Н.А. Комплекс параллельных даек Хабаровинского массива: спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник—1990 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1991. — С. 40–43.

Пушкарев Е.В., Бирюзова А.М., Серов П.А. Шпинель-кианит-кордиеритовые гранатиты — индикаторы пиковых параметров и возраста гранулитового метаморфизма в экзоконтактном ореоле Восточно-Хабаринского габбро-ультрамафитового комплекса на Южном Урале // Ежегодник—2007 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2008 а. — С. 173–181.

Пушкарев Е.В., Серов П.А., Бирюзова А.П. Изотопные Sm-Nd данные о раннедевонском возрасте динамометаморфизма в основании офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала // Докл. РАН. — 2007. — Т. 413, № 2. — С. 224–228.

Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия // Ежегодник—2007 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2008 б. — С. 277–285.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Модель формирования Уральского сегмента земной коры в раннем протерозое: Препр. / РАН. Уральское отд. Коми науч. центр. — Сыктывкар, 2001. — 32 с.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. — Сыктывкар: Геопринт, 2006. — С. 176–194.

Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись Уральского докембрия. — Екатеринбург: УрО РАН, 2002. — 167 с.

Раевский А.Н. Ортоамфиболиты сайтовского комплекса Сысертско-Ильменогорской структуры // Ежегодник—1985 / ИГГ УНЦ АН СССР. — Свердловск, 1986. — С. 71–73.

- Рапопорт М.С., Баранников А.Г.** Особенности магматизма и эндогенной металлогении мезозоя Урала // Геология и минералогия мобильных поясов / Уралгеолком. — Екатеринбург, 1997. — С. 197–209.
- Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В.** Радиозотопная геология в задачах и примерах. — Новосибирск: ГЕО, 2005. — 268 с.
- Расулов А.Т.** Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала: Препр. / АН СССР. Уральский НЦ. Ин-т геологии и геохимии. — Свердловск, 1982. — 43 с.
- Расцветаев Л.М.** Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. — М.: ГЕОС, 1997. — С. 136–140.
- Рейхов М.К., Иванов К.П., Расулов А.Т.** Радиометрические датировки магматических пород Ильинско-Борисовской впадины Зауралья // Петрогенезис и рудообразование: XIV чтения памяти А.Н. Заварицкого. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. — С. 277–279.
- Ремизов Д.Н.** Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). — Екатеринбург: УрО РАН, 2004. — 221 с.
- Родионов В.Ю., Радченко В.В.** О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского мегантиклинория // Биостратиграфия девона и карбона Урала. — Уфа: ИГ БНЦ АН СССР, 1988. — С. 15–22.
- Рождественский А.П.** Развитие рельефа Урала в кайнозое. Четвертичное время: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1997. — 22 с.
- Рождественский А.П., Зиняхина И.К.** Развитие рельефа Южного Урала в мезозое. Меловой период: Препр. / РАН. Уфимский НЦ. Ин-т геологии. — Уфа, 1994а. — 41 с.
- Рождественский А.П., Зиняхина И.К.** Развитие рельефа Южного Урала в кайнозое. Палеогеновый период: Препр. / РАН. Уфимский НЦ. Ин-т геологии. — Уфа, 1994б. — 44 с.
- Рождественский А.П., Зиняхина И.К.** Развитие рельефа Южного Урала в кайнозое. Неогеновый период: Препр. / РАН. Уфимский НЦ. Ин-т геологии. — Уфа, 1997. — 45 с.
- Ронкин Ю.Л.** Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник—1988 / ИГГ УрО АН СССР. — Екатеринбург, 1989. — С. 107–110.
- Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.** Аналитические погрешности и вероятные артефакты при U-Pb SIMS датировании цирконов // Петрогенезис и рудообразование: XIV чтения памяти А.Н. Заварицкого. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. — С. 279–282.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П.** К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: первые Sm-Nd данные // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. — Пермь: Изд-во ПГУ, 1997а. С. 66–68.
- Ронкин Ю.Л., Калеганов Б.А., Пушкарев Е.В., Лепихина О.П.** К проблеме изотопного возраста офиолитов Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. — Пермь: Изд-во ПГУ, 1997б. — С. 64–66.
- Ронкин Ю.Л., Семенов И.В., Лепихина О.П., Попова О.Ю.** Интрузивы Магнитогорской раннекаменноугольной рифтогенной структуры: Sr-Nd изотопные ограничения // Ежегодник—2005 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2006а. — С. 314–318.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др.** (U-Pb SHRIMP II) возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сълвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. РАН. — 2006б. — Т. 411, № 3. — С. 1–6.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак Ф.П. и др.** Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP-II ограничения // Докл. РАН. — 2007а. — Т. 415, № 3. — С. 370–378.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др.** Машакское рифтогенное событие Рифейского стратотипа (Ю. Урал): новая изотопно-геохронологическая основа. // Структура, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. — Сыктывкар, Геопринт. 2005а. — С. 305–307.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Петров Г.А. и др.** In situ U-Pb (SHRIMP)-датирование цирконов граносиенитов Троицкого массива Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, Средний Урал // Докл. РАН. — 2007б. — Т. 412, № 1. — С. 1–6.
- Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др.** «In situ» U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (южный Урал) // Литосфера. — 2005б. — № 1. — С. 135–142.
- Ронкин Ю.Л., Синдлер С., Маслов А.В. и др.** Древнейшие (3,5 млрд. лет) цирконы Урала: U-Pb (SHRIMP-II) и TDM- ограничения // Докл. РАН. — 2007в. — Т. 415, № 5. — С. 651–657.
- Ронкин Ю.Л., Синдлер С., Хетцель Р. и др.** Т-т эволюция Тараташского и Александровского комплексов (Южный Урал): U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ⁴⁰Ar-³⁹Ar изотопные ограничения // Метаморфизм и геодинамика. — Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2006в. — С. 101–104.
- Ронкин Ю.Л., Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. и др.** Sr-Nd систематика гранитоидов Уфалейской зоны (Южный Урал) // Ежегодник—2005 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2006г. — С. 318–322.
- Рудный потенциал** Ханты-Мансийского автономного округа. Стратегия и тактика геологоразведочного и горнорудного производства / Под ред. К.К. Золоева, М.С. Рапопорта, А.В. Суранова, В.Н. Хрынова. — Екатеринбург; Ханты-Мансийск, 2001. — 176 с.
- Руженцев С.В.** Краевые офиолитовые аллохтоны. — М.: Наука, 1976. — 170 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С.В., Самыгин С.Г.** Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. — 2004. — № 4. — С. 20–44.
- Румянцева Н.А.** Щелочной вулканизм западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Ч. 3: Вулканизм. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. — С. 3–29.
- Русин А.И.** Карта метаморфизма северной части Кваркушского поднятия (Северный Урал) // Ежегодник—1995 / ИГГ УНЦ РАН. — Екатеринбург, 1996. — С. 96–99.
- Русин А.И.** Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле эволюции литосферы складчатых поясов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2005. — 46 с.
- Русский В.И., Алексеев В.П., Кошевой В.Н., Волостнов Н.В.** О проявлениях тектономагматической активизации в нижнемезозойских угленосных отложениях Урало-Тургайской зоны // Металлогения и геодинамика Урала: Тез. докл. III-го Уральск. металлогенич. совещ. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. — С. 75–78.
- Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н., Юхлин К.** Среднеуральский трансект ESRU. Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА. — М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. — С. 390–401.

- Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В. и др.** Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений / Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. — М.: Наука, 2005. — С. 84–134.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.** Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. — 2008. — № 5. — С. 40–78.
- Савельев А.А., Бибикина Е.В., Савельева Г.Н. и др.** Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале обстановка и возраст формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 2001. — Т. 76, Вып. 1. — С. 22–29.
- Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Ардисламов Ф.Р., Сначев В.И.** Вулканогенные породы машакской свиты средне-го рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. — 2009. — № 4. — С. 3–26.
- Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И.** Особенности формирования базальтов восточного склона Южного Урала в раннепалеозойское время // Геология, полезные ископаемые и проблемы геэкологии Башкортостана: Мат-лы VI науч.-практ. конф. г. Уфа, март 2006 г. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006а. — С. 106–108.
- Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И.** Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования $O-S_1$ базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический Сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН, Уфа, 2006б. — С. 86–104.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. — М.: Наука, 1987. — 246 с.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н.** Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив // Петрология. — 1995. — Т. 3, № 2. — С. 115–132.
- Савельева Г.Н., Пучков В.Н., Спадеа П.** Офиолиты Урала // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE. Вып. 2. — М.: ГЕОКАРТ, GEOS, 2006а. — С. 421–436.
- Савельева Г.Н., Савельев А.А., Перцев А.Н.** Метаморфизм в истории офиолитов // Геотектоника. — 1995. — № 2. — С. 15–28.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В. и др.** Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. — 1999. — № 2. — С. 36–60.
- Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г. и др.** Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. — 2008. — № 6. — С. 25–45.
- Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др.** Офиолиты зон сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. — М.: Наука, 1998. — С. 93–117 — (Тр. ГИН РАН; Вып. 500).
- Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н. и др.** Тектоно-магматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала; данные U-Pb датирования цирконов из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006б. — С. 160–164.
- Савельева К.П.** Рудоносные коры выветривания Урала // Геология и минералогия мобильных поясов / Уралгеолком. — Екатеринбург, 1997. — С. 210–225.
- Савичев А.Н.** Уфалейский кварцево-жильный район: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / УРГГУ. — Екатеринбург, 2005. — 24 с.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А.** Золоторудная минерализация, связанная с альпийскими гипербазитами: закономерности строения (на примере Урала) // Литосфера. — 2002. — № 4. — С. 63–77.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.** Золото Урала. — 2-е изд. — Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. — 622 с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.** Проблема «молодого» эндогенного золота на Урале // Литосфера. — 2005. — № 1. — С. 128–134.
- Салдин В.А.** Стратиграфическая позиция райизской свиты на Полярном Урале // Геология Европейского севера России. Вып. 3. — Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1999. — С. 29–37.
- Салихов Д.Н., Бабуров А.В.** Редкоземельные элементы в ордовикских эффузивах учалинского сегмента Вознесенско-Присакмарской меланжевой зоны // Ежегодник-1997 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1999. — С. 211–214.
- Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н.** Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. — Уфа: БФАН СССР, 1984. — 112 с.
- Самыгин С.Г., Руженцев В.С.** Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. РАН. — 2003. — Т. 392, № 2. — С. 226–229.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Нижнеордовикские отложения Эбетинской синформы (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые. — 2005. — № 3. — С. 292–306.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.** Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. — М.: Наука, 2005. — С. 9–35.
- Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е.** Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения магнитогорских и тагильских комплексов // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. — М.: Наука, 1998. — С. 73–92.
- Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В., Корякин Ю.В.** Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН. — 2007. — Т. 416, № 1. — С. 81–85.
- Светлакова А.Н., Разуваев В.Н., Горожанина Е.Н., Пучков В.Н., Днистрянский В.И., Гореликов В.И., Побережский С.М., Горожанин В.М.** Новые данные о строении Предуралья по результатам сейсмических работ // Докл. РАН. — 2008. — Т. 423, № 4. — С. 1–5.
- Свяжина И.А., В.Н.Пучков, А.В.Овчаренко.** Палеомагнитные реконструкции движений литосферных блоков Урала и Северного Казахстана от ордовика до ныне // Мат-лы МТК. — Новосибирск, 2004. — Т. 2. — С. 145–147.
- Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А.** Палеомагнетизм ордовика Урала. — Екатеринбург, 2003. — 136 с.
- Семенов И.В.** Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. — 362 с.
- Семихатов М.А.** Поздний докембрий. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — Вып. 38. — 131 с.
- Семихатов М.А., Шуринов К.А., Аксенов Е.М. и др.** Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — № 4. — С. 3–14.

- Сегедин Р.А.** Палеогеновая система. Южная оконечность Урала, Орь-Илекская возвышенность. Мугоджары. Периферия южной оконечности Урала. // Геология СССР, Т. XXI: Западный Казахстан. Ч. 1: Геологическое описание. Кн. 1. — М.: Недра, 1970. — С. 627–647.
- Серавкин И.Б.** Минерагеня Южного Урала // Литосфера. — 2002 а. — № 3. — С. 19–37.
- Серавкин И.Б.** Палеовулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала // Литосфера. — 2002 б. — № 1. — С. 37–60.
- Серавкин И.Б., Пучков В.Н.** Сравнение металлогении уральд и варисцид Западной и Центральной Европы в геодинамическом контексте // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. — 2009. — № 14. — С. 27–34.
- Серавкин И.Б., Родичева З.И.** Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс: Препр. / АН СССР. Уральское отд. Башкирский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1990. — 53 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.** Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. — Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. — 318 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.** Главный Уральский разлом и основные этапы его образования // Геотектоника. — 2003. — № 3. — С. 42–64.
- Сигов А.П.** Мезозойская и кайнозойская металлогения Урала. — М.: Недра, 1969. — 296 с.
- Сиднев А.И.** Переуглубленные долины бассейнов рек Белой и Камы в плиоцене и плейстоцене // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. — М.: Наука, 1984. — С. 103–110.
- Сиднев А.И.** История развития гидрографической сети плиоцена в Приуралье. — М.: Наука, 1985. — 224 с.
- Симонов В.А., Салихов Д.Н., Ковязин С.В., Дунаев А.Ю.** Особенности кристаллизации хромитовых руд Верхне-Убалинского месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов. — Миасс: ИМИН УрО РАН, 2006. — С. 140–145.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Тихунов Ю.В. и др.** Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. — М., 1998. — Т. 2. — С. 181–183.
- Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Крамм У. и др.** U–Pb датирование единичных кристаллов циркона с применением трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$: на примере нефелиновых сиенитов Бердяшского массива, Южный Урал // Мат-лы 2-й Рос. конф. по геохронологии. — СПб., 2003. — С. 461–465.
- Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р. и др.** Тараташский и Александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): T-t ограничения // Ежегодник—2005 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2006. — С. 322–330.
- Скрипий А.А., Юнусов Н.К.** Структуры сжатия и растяжения в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. — 1989. — № 23. — С. 515–522.
- Смирнов В.Н., Бороздина Г.Н., Десятниченко Л.И. и др.** О времени раскрытия Уральского палеоокеана (биостратиграфические и геохимические данные) // Геология и геофизика. — 2006 а. — Т. 47, № 6. — С. 755–761.
- Смирнов В.Н., Десятниченко Л.И., Бороздина Г.Н. и др.** Оценка времени раскрытия палеоокеана на Среднем Урале по новым геохимическим и биостратиграфическим данным // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. — Екатеринбург: ИГГ УНЦ РАН, 2004. — С. 72–75.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Краснобаев А.А. и др.** Результаты R–Ag датирования Адуйского гранитного массива (Восточный склон Среднего Урала) // Литосфера. — 2006 б. — № 2. — С. 148–156.
- Смирнов Г.А.** Уфимский амфитеатр. Стратиграфическое описание. М.: Изд-во АН СССР, 1956. — 173 с.
- Смирнов С.В.** Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского массива ультрабазитов и связанное с ней оруденение платиноидов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1995. — 18 с.
- Смирнов Ю.Д., Боровко Н.Г., Вербицкая Н.Д. и др.** Геология и палеогеография западного склона Урала. — Л.: Недра, 1977. — 200 с.
- Сначев А.В., Пучков В.Н.** Первые находки палладий-золото-редкометальной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Докл. РАН. — В печати.
- Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначев В.И.** Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — 176 с.
- Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А.** Большаковский габбровый массив — фрагмент южно-уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Докл. РАН. — 2009. — Т. 429, № 1. — С. 1–3.
- Сначев В.И., Кузнецов Н.С., Рачев П.И., Ковалев С.Г.** Магматизм и металлогения северной части Восточно-Уральской рифтовой системы: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1994. — 33 с.
- Соболев Н.В.** Коэсит как индикатор сверхвысоких давлений в континентальной литосфере // Геология и геофизика. — 2006. — Т. 47, № 1. — С. 95–104.
- Соболева А.А.** Вулканыты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 2004. — 146 с.
- Соболева А.А., Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Васильев А.В.** Зеленые сланцы Лемвинской зоны // Вестник ИГ КНЦ РАН № 1. — Сыктывкар, 2010. — С. 14–20.
- Соборнов К.О., Бушуев Ф.С.** Кинематика зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины // Геотектоника. — 1992. — № 4. — С. 39–43.
- Соколов В.Б.** Строение земной коры Урала // Геотектоника. — 1992. — № 5. — С. 3–19.
- Соколов В.Б.** Результаты и проблемы изучения земной коры методом отраженных волн // Глубинное строение и развитие Урала. — Екатеринбург: Наука, 1996. — С. 111–123.
- Старостин В.И., Игнатов П.А.** Геология полезных ископаемых. — М.: Изд-во Академический Проект. Фонд «Мир», 2004. — 512 с.
- Стефановский В.В.** Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). — Екатеринбург, 1997. — С. 97–139.
- Стефановский В.В., Шуб В.С.** Схема стратиграфии неогеновых отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). — Екатеринбург, 1997. — С. 79–96.
- Стратиграфическая схема** рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области / В.И. Козлов, Е.М. Аксенов, Н.Д. Сергеева и др. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. — 81 с.

- Стратиграфические схемы** Урала (докембрий, палеозой). — Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1993. — 151 схема.
- Стратиграфические схемы** Урала (мезозой, кайнозой). — Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1997. — 27 схем.
- Стратотип рифея.** Палеонтология. Палеомагнетизм — М.: Наука, 1982. — 176 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 368).
- Стратотип рифея.** Стратиграфия. Геохронология. — М.: Наука, 1983. — 183 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
- Строение,** эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / В.Ю. Алимов, Ю.А. Волченко, В.В. Первозчиков и др. / Отв. ред. В.Н. Пучков и Д.С. Штейнберг. — Свердловск, 1990. — 228 с.
- Сулейманов А.К.** Работы ОГТ по профилю Урсейс // Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА. — М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. — С. 363–373.
- Сурин Т.Н.** Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (Калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. — 126 с.
- Суслов С.Б., Зорин В.Н., Кинев А.Н. и др.** Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации 1:200 000. Сер. Пермская. Лист О-40-ХVII. — 2-е изд. — Пермь: Геокарта, 2002. — 172 с.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А.** Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). — М.: Изд-во МГУ, 2002. — 123 с.
- Тевелев Ал.В., Фурина М.А.** Кинематика раннемезозойских сдвиговых зон Южного Урала // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. — М.: ГЕОС, 2010. — Т. 2. — С. 341–345.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Пикулик Е.А., Правикова Н.В.** Уйско-Новооренбургская шовная зона Южного Урала (структура границы палеоостровной дуги и микроконтинента) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. — М.: ГЕОС, 2010. — Т. 2. — С. 337–341.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В.** Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестник МГУ. Сер. геол. — 2009. — № 2. — С. 29–38.
- Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л. и др.** Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Приуралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. — М.: Наука, 2005. — С. 213–247. — (Тр. ГИН РАН; Вып. 561).
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др.** Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. — М.: Изд-во МГУ, 2006. — 300 с.
- Тейлор Л.А., Специус З.В., Уэйли Р. и др.** Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов // Геология и геофизика. — 2005. — Т. 46, № 12. — С. 1198–1206.
- Тектоника Урала** / А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечехин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков. — М.: Наука, 1977. — 119 с.
- Тектоническая история** Полярного Урала / А.Н. Диденко, С.А. Куренков, С.В. Руженцев и др. — М.: Наука, 2001. — 91 с. — (Тр. ГИН РАН; Вып. 531).
- Тектоническая расслоенность** литосферы / Отв. ред. А.В. Пейве. — М., 1980. — 215 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Тектоническое районирование** и минерагения Урала / К.К. Золов, Д.А. Додин, В.А. Коротеев и др. Сер. Аналитические обзоры «Очерки по региональной геологии России», Вып. 3. — М.: ГЕОС, 2006. — 180 с.
- Тимонин Н.И.** Геологическое строение Тимано-Печорской плиты. — Екатеринбург: УрО РАН, 1998. — 240 с.
- Тимонина Р.Г.** Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. — Л.: Наука, 1980. — 102 с.
- Третьяков А.А., Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.** Структурное положение и геохронологическое датирование гранатовых ультрабазитов на Южном Урале // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. — М.: ГЕОС, 2008. — Т. 2. — С. 343–349.
- Трифонов В.Г.** Неотектоника Евразии. — М.: Научный Мир, 1999. — 252 с.
- Трифонов В.Г.** Новейшая геодинамика коллизионных орогенов — проблемы и решения // Фундаментальные проблемы геотектоники. — М.: ГЕОС, 2007. — Т. 2. — С. 272–275.
- Трифонов В.Г.** Возраст и механизмы новейшего горообразования. // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. — М.: ГЕОС, 2008. — Т. 2. — С. 349–353.
- Трофимов А.П., Лючкин В.А., Пивоваров А.П. и др.** Геолого-геохимическая модель золоторудного железо-скарнового месторождения Новогоднее-Монто на Полярном Урале // Скарны, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn...). — Екатеринбург: ИГГ УНЦ РАН, 2005. — С. 102–107.
- Тужикова В.И.** История нижнекаменноугольного угленосия на Урале. — М.: Наука, 1973. — 257 с.
- Удовкина Н.Г.** Эклогиты Полярного Урала на примере южной части хребта Марун-Кеу. — М.: Наука, 1971. — 190 с.
- Удoratина О.В., Ларионов А.Н.** Возраст гранитоидов массива Тайкеу (Полярный Урал): U-Pb данные // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Мат-лы 11-й Международ. конф. — Сыктывкар: Геопринт, 2005. — С. 346–349.
- Уральские** изумрудные копи // Уралтерра. — № 1. — 2002. — 1 диск CD-R.
- Уткин В.И., Дружинин В.С., Хачай Ю.В., Гуляев А.Н.** Геодинамика Урала: Пояснительная записка к проекту НИР. — Екатеринбург, 1999. — 19 с.
- Фашии метаморфизма** / Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев, Н.В. Соболев, В.В. Хлестов. — М.: Наука, 1970. — 432 с.
- Федоров Ю.Н.** Строение и перспективы нефтегазоносности области сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского мегабассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2004. — 28 с.
- Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.** Дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация из Хабаровинского массива // Петрология пост-гарцбургитовых интрузий Кемпирсайско-Хабаринской офиолитовой ассоциации. — Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. — С. 81–152.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Montero П.** Гранитоиды // Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА. — М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. — С. 449–461.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородин Н.С. и др.** Новые данные по геохимии Платиноносного Пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. — 1999. — № 4. — С. 352–370.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др.** Интрузивный магматизм ранних стадий развития уральского эпиконтинентального орогена: U-Pb геохронология (LAICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия. — 2009а. — № 2. — С. 150–170.

- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др.** Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов в дунитах уральских массивов платиноносного типа // *Петрология*. — 2009 б. — Т. 17, № 5. — С. 539–558.
- Формации** Сакмарского аллохтона / *И.В. Хворова, Т.А. Вознесенская, Б.П. Золотарев, М.Н. Ильинская, С.В. Руженцев*. — М.: Наука, 1978. — 232 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).
- Формирование** земной коры Урала / *С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др.* — М.: Наука, 1986. — 265 с.
- Фредерикс Г.Н.** Тектоника Уфимского плато // *Записки Минер. об-ва. Нов. сер.* — 1932. — Т. 4.61, Вып. 1. — С. 17–21.
- Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.** Карбонатитовые месторождения России. — М.: НИИ-Природа, 2003. — 494 с.
- Фундамент** Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / *Л.Т. Белякова, В.И. Богацкий, Б.П. Богданов, Е.Г. Довжикова, В.М. Ласкин*. — Киров: Областная типография, 2008. — 288 с.
- Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов (год 2000). — М.: Научный Мир, 2001. — 606 с.
- Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Душин В.А., Федотов А.А.** О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // *Тектоника, геодинамика: общие и региональные аспекты*. — М.: ГЕОС, 1998. — Т. 2. — С. 244–246.
- Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.** U-Pb возраст плагиогранитов офиолитовой ассоциации Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал) // *Докл. РАН*. — 2008. — Т. 419, № 4. — С. 524–529.
- Хамитов Р.А., Чернов А.Л., Исхаков И.А. и др.** Изучение перспектив нефтегазоносности додевонских отложений на территории Башкортостана // *Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы*. — Уфа: Тау, 2002. — С. 60–76.
- Херасков Н.П.** Тектоника и формации: Избранные труды. — М.: Наука, 1967. — 404 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.** Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // *Геотектоника*. — 2010. — № 1. — С. 5–28.
- Чайковский И.И.** Процессы формирования и внедрения алмазоносных пирокластитов на западном Урале // *Литосфера*. — 2002. — № 3. — С. 69–86.
- Червяховский А.Г.** Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал) // *Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале*. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 35–61. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 77).
- Чесноков Б.В., Попов В.А.** Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // *Докл. АН СССР*. — 1965. — Т. 62, С. 909–910.
- Чибрикова Е.В., Олли В.А.** Первые находки акритарх в метаморфическом комплексе хребта Урал-Тау (Южный Урал) // *Изв. Отделения наук о Земле и экологии АН РБ*. — Уфа, 1997. — № 1. — С. 42–48.
- Чибрикова Е.В., Олли В.А.** Еще раз о допалеозойских отложениях на Южном Урале и в Приуралье. // *Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Мат-лы VI Межрег. науч.-практ. конф.* — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 54–56.
- Чувашов Б.И.** Динамика развития Предуральского краевого прогиба // *Геотектоника*. — 1998. — № 3. — С. 22–37.
- Шалагинов В.В.** Глаукофановые сланцы восточного склона Урала. — Свердловск: Изд-во СГИ, 1975. — С. 15–29. — (Тр. Свердловского Горного Института; Вып. 116).
- Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатиков О.А. и др.** Мезозойский циркон из габбро-норитов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, 6° с.ш. (район впадины Маркова) // *Докл. РАН*. — 2004. — Т. 396, № 5. — С. 675–679.
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Астраханцев О.В., Лучицкая М.В.** Источники вещества гнейсово-амфиболитового аллохтонного комплекса Ильменогорской зоны Восточного Урала: результаты геохимических и изотопных исследований // *Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Мат-лы совещ.* — М.: ГЕОС, 2000. — С. 588–592.
- Шатский Н.С.** Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ, статья 1 // *Академик Шатский. Избранные труды*. — М.: Наука, 1964. — Т. 2. — С. 369–425. — (Перепечатка статьи из *Изв. АН СССР. Сер. геол.* № 1. 1946).
- Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоуц Э. и др.** Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // *Докл. РАН*. — 2000. — Т. 371, № 4. — С. 519–523.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А.** Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма Максютковского комплекса (Южный Урал) // *Докл. РАН*. — 1997. — Т. 352, № 6. — С. 812–815.
- Шевко А.Я., Гора М.П., Лапковский А.А., Житова Л.М.** Модель образования самородного железа в породах Джеалтульского массива // *Петрогенезис и рудообразование: XIV чтения памяти А.Н. Заварицкого*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. — С. 332–334.
- Шило Н.А.** Учение о россыпях. — Владивосток: Дальнаука, 2002. — 576 с.
- Широбокова Т.И.** Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1992. — 139 с.
- Шишкин М.А.** Геология зоны сочленения елецких и лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук. — Сыктывкар, 2003. — 20 с.
- Шишкин М.А., Лапшин Н.В.** Докембрийские гипербазиты Полярного Урала // *Геология и минералогия докембрия Северо-Востока Европейской платформы и севера Урала*. — Сыктывкар: ИГ КНЦ УрОРАН, 1996. — С. 61.
- Шмелев В.Р.** Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // *Литосфера*. — 2005. — № 2. — С. 41–59.
- Эвгеосинклиальные** габбро-гранитоидные серии // *Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др.* — М.: Наука, 1984. — 264 с.
- Эклогиты** и глаукофановые сланцы в складчатых областях / *Н.Л. Добрецов, Н.В. Соболев, В.С. Шацкий и др.* — Новосибирск: Наука, 1989. — 205 с.
- Юдин В.В.** Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. — Екатеринбург: Наука, 1994. — 286 с.
- Юдович Я.Э., Махлаев Л.В., Кетрис М.П.** Минералогические особенности ультракалиевого базальтоида с хребта Енганэ-Пэ, Полярный Урал // *Минераловедение и минералогенезис*. — Сыктывкар, 1988. — С. 34–40. — (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; Вып. 66).
- Юдович Я.Э., Ефанова Л.И., Швецова И.В. и др.** Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты. — Сыктывкар: Геопринт, 1998 а. — 97 с.
- Юдович Я.Э., Шишкин М.А., Лютиков Н.В. и др.** Геохимия и рудная минерализация черных сланцев Лемвинской зоны на севере Урала. — Сыктывкар: Пролог, 1998 б. — 340 с.

- Юшкин Н.П., Кунц А.Ф., Таранина Т.И.** Бариты Уральско-Пайхойской провинции. — Екатеринбург, УрО РАН, 2002. — 337 с.
- Юшкин Н.П., Пыстин А.М., Бурцев И.Н. и др.** Минеральные ресурсы Республики Коми. — Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997. — 52 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. — 156 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. — 1993. — № 4. — С. 56–65.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. — 1995. — № 6. — С. 32–44.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношение магматизма и геодинамики // Геотектоника. — 2003. — № 2. — С. 75–86.
- Янкаускас Т.В.** Растительные микрофоссилии верхне-го докембрия и кембрия Европейской части СССР и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. — М., 1982. — 52 с.
- Яншин А.Л.** Геология Северного Приуралья. — М.: Изд-во Московск. об-ва испыт. природы, 1953. — 736 с.
- Яншин А.Л.** Юрская система. Общий обзор // Геология СССР. Т. XIII: Башкирская АССР и Оренбургская область. — М.: Недра, 1964. — С. 342–347.
- Яхимович В.Л., Адрианова О.С.** Южноуральский буругольный бассейн // Кайнозой Башкирского Предуралья. — Уфа: ГГИ БФАН СССР, 1959. — Т. 1, Ч. 3. — 300 с.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Вербицкая Н.П. и др.** Кайнозой Башкирского Предуралья. — М.: Наука, 1971. — Т. 2, Ч. 3: Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в кайнозой. — 138 с.
- Яхимович Н.Н.** Кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала и проблемы их изучения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 4. — М.: Недра, 1965 а. — С. 108–117.
- Яхимович Н.Н.** Антропогеновые отложения восточного склона Южного Урала // Антропоген Южного Урала. — М.: Наука, 1965 б. — С. 99–139.
- Abrajevitch A.V., Van der Voo R., Levashova N.M., Bazhenov M.L.** Paleomagnetism of the mid-Devonian Kurgasholok Formation, Southern Kazakhstan: Constraints on the Devonian paleogeography and oroclinal bending of the Kazakhstan volcanic arc // Tectonophysics. — 2007. — V. 441. — P. 67–84.
- Agard P., Lemoine M.** Faces of the Alps: structure and geodynamic evolution. — Paris: Commission of the geological map of the world, 2005. — 49 p.
- Alexeiev D.V., Cook H.E., Buvtyshkin V.M., Golub L.Y.** Structural evolution of the Ural–Tian Shan junction: A view from Karatau ridge, South Kazakhstan // Comptes Rendus Geoscience. — 2009. — V. 341, No 2–3. — P. 287–297.
- Alvarez-Marrón, J.** Tectonic Processes during Collisional Orogenesis from Comparison of the Southern Uralides with the Central Variscides // Orogenic Processes in the Uralides / *D. Brown, C. Juhlin, and V. Puchkov (eds.)*. — AGU Geophys. Mono. Series. 132. Washington: DC, 2002. — P. 83–99.
- Alvarez-Marrón J., Brown D., Pérez-Estaún A., Puchkov V., Gorozhanina Y.** Accretionary complex structure and kinematics during Paleozoic arc-continent collision in the southern Urals // Tectonophysics. — 2000. — V. 325. — P. 175–191.
- Atlas of geological maps of Central Asia. Tectonic map. Scale 2 500 000. Urals / O. Petrov, Yu. Leonov, Li Ting Dong, O. Tomurtogoo, Hwang Jae Ha (eds.)*. St-Pb: Map Publishing House, 2008.
- Bastida F., Aller J., Puchkov V.N. et al.** A cross-section through the Zilair nappe (Southern Urals) // Tectonophysics. — 1997. — V. 276, No 1–4. — P. 253–263.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al.** Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. — 2001. — No 13. — P. 407–412.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P.** Granitoids of the Uralides: Implications for the Evolution of the Orogen // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / *D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.)*: AGU Geophys. Mono. Series. 132. Washington: DC, 2002. — P. 211–232.
- Beane, R.J., Connelly J.H.** ⁴⁰Ar–³⁹Ar, U–Pb and Sm–Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, Southern Ural Mountains // Journal of the Geological Society. — 2000. — 157. — P. 811–822.
- Beckholmen M., Glodny J.** Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarqush metamorphic basement, Northern Urals, Russia // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / *D.G. Gee, V. Pease (eds.)*. — Geological Society, London, Memoirs. — 2004. — V. 30. — P. 125–134.
- Bell K.** Carbonatites: relationships to mantle-plume activity // Mantle plumes: their identification through time. — Geol. Soc. of America Spec. Paper. — 2001. — 352. — P. 267–290.
- 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.
- Beutler G.** Verbreitung und Charakter der altkimmerischen Hauptdiskordanz in Mitteleuropa // Z. geol. Wiss., Berlin. — 1979. — 5. — S. 617–632.
- Beysac O., Negro F., Simoes M. et al.** High-pressure metamorphism in Taiwan: from oceanic subduction to arc – continent collision? // Terra Nova. — 2008. — 20 (2). — P. 118–126.
- Black L.P., Kato S.L., Allen S.M. et al.** TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chemical Geology. — 2003. — 200 (1–2). — P. 155–170.
- Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G., Taran L.N.** Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European craton: ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological constraints // Tectonophysics. — 2001. — 339. — P. 39–66.
- Bogdanova, S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N.** The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. — 160. — P. 23–45.
- Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., Krasnobayev A.A.** Silurian age for a gabbro of the Platinum-bearing belt of the Middle Urals (Russia): evidence for beginning of closure of the Uralian ocean // European Lithosphere Dynamics / *D.G. Gee, R.A. Stephenson (eds.)*. — Geological Society, London, Memoirs. — 2006. — V. 32. — P. 443–448.
- Bosch D., Krasnobaev A.A., Efimov A.A. et al.** Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum belt // Terra Nova. — 1997. — V. 9. — P. 122.
- Bostick B.C., Jones R.E., Ernst W.G. et al.** Low temperature microdiamond aggregates in the Maksyutov Metamorphic Complex, South Ural Mountains, Russia // American Mineralogist. — 2003. — V. 88. — P. 1709–1717.
- Brown D., Puchkov V.** Arc-continent collision in the Uralides, an IGCIP-453 «Uniformitarianism revisited: a comparison between modern and ancient orogens» conference and fieldtrip. — Ufa: DesignPoligraphService, 2004. — 76 p.

- Brown D., Alvarez-Marrón J., Pérez-Estaún A., Gorozhanina Ye., Baryshev V., Puchkov V.** Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the Southern Urals // *Tectonics*. – 1997. – V. 16. – P. 551–562.
- Brown D., Alvarez-Marrón J., Pérez-Estaún A., Puchkov V., Gorozhanina Y., Ayarza P.** Structure and evolution of the Magnitogorsk forearc basin: Identifying upper crustal processes during arc-continent collision in the Southern Urals // *Tectonics*. – 2001. – V. 20. – P. 364–375.
- Brown D., Juhlin C., Ayala C., Tryggvason A., Bea F., Alvarez-Marrón J., Carbonell R., Seward D., Glasmacher U., Puchkov V., Pérez-Estaún A.** Mountain building processes during continent-continent collision in the Uralides // *Earth-Science Reviews*. – 2008. – 89. – P. 177–195.
- Brown D., Juhlin C., Tryggvason A., Friberg M., Rybalka A., Puchkov V., Petrov G.** Structural architecture of the southern and middle Urals foreland from reflection seismic profiles // *Tectonics*. – 2006a. – V. 25. – P. 1–12.
- Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al.** Arc-continent collision in the Southern Urals // *Earth-Science Reviews*. – 2006b. – 79. – P. 261–287.
- Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al.** Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key paleomagnetic poles // *Tectonophysics*. – 2000. – 319. – P. 167–198.
- Burke K., Ashwal L.D., Webb S.J.** New way to map old sutures using deformed alkaline rocks // *Geology*. – 2003. – 31 (5). – P. 391–394.
- Carbonell R., Lecerf D., Itzin M. et al.** Mapping the Moho beneath the southern Urals with wide-angle reflections // *Geophysical Research Letters*. – 1998. – V. 25, No 22. – P. 4229–4232.
- Carbonell R., Pérez-Estaún A., Galart J. et al.** Crustal root beneath the Urals: Wide-angle evidence // *Science*. – 1996. – V. 274. – P. 222–223.
- Carlson R.W., Pearson D.G., James D.E.** Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle // *Rev. Geophys.* – 2005. – 43. – P. 1–24.
- Chemenda A., Matte Ph., Sokolov V.** A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low temperature rocks // *Tectonophysics*. – 1997. – V. 276, No 1–4 (Europrobe volume). – P. 217–227.
- Chopin C.** Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2004. – 212. – P. 1–14.
- Cobbold P.R., Meisling K.E., Mount V.S.** Reactivation of obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil // *AAPG Bull.* – 2001. – 85. – P. 1925–1944.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.** Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity // *Earth-Science Reviews*. – 2005. – 72. – P. 39–66.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.** European geography in a global context from the Vendian to the end of the Paleozoic // *European Lithosphere Dynamics / D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.)*. – Geological Society, L., Memoirs. – 2006. – V. 32. – P. 83–95.
- Corfu F., Svensen H., Neumann E.-R. et al.** U–Pb and geochemical evidence for a Cryogenian magmatic arc in central Novaya Zemlya, Arctic Russia // *Terra Nova*. – 2010. – V. 22, Is. 2. – P. 116–124.
- Davis D., Suppe J., Dahlen D.A.** Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // *J. Geoph. Res.* – 1983. – 88. – P. 1153–1172.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. et al.** Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*. – 2008. – 100. – P. 66–92.
- Dunphy W., Fletcher J.M., Cassidy I.K. et al.** Compilation of SHRIMP U–Pb geochronological data. Yilgarn Craton, Western Australia, 2001–2002. – *Geoscience Australia Record*. – 2003. 15. – 139 p.
- 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 (Europrobe volume). – P. 229–251.
- Echtler H.P., Stiller M., Steinhoff F. et al.** Preserved collisional crustal structure of the Southern Urals revealed by vibroseis profiling // *Science*. – 1996. – V. 274. – P. 224–226.
- Edwards R.L., Wasserburg C.J.** The age and the emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm–Nd systematics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 1985. – V. 72, No 4. – P. 389–404.
- Eide E.A., Echtler H.P., Hetzel R., Ivanov K.S.** Cooling age, diachroneity and Paleozoic orogenic processes in the Middle and Southern Urals // *EUG-9: Abstracts*. – European Union of Geosciences, Strasbourg, 1997. – P. 119.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al.** Geochemical Characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // *Geological Digest No 5 / Geol. Institute of the Ufimian scientific centre of RAS. Ufa: DesignPoligraphService*, 2006. P. 119–161. [Геологический сборник No 5 / ИГ УНЦ РАН, Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 119–161.]
- Field trip guide: Riphean and Vendian Reference Sections of the South Urals / Yu.R. Bekker, V.I. Kozlov, V.N. Puchkov et al. Editors: Yu.R. Bekker, V.N. Puchkov, S.P. Shokalsky.** – St. Petersburg: VSEGEI OSL, 2006. – 71 p.
- Franko W.** The Mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution // *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt / Geol. Soc. Spec. Publ.*, – L., 2000. – P. 35–61.
- Friberg M., Larionov A., Petrov G.A., Gee D.G.** Paleozoic amphibolite–granulite facies magmatic complexes in the hinterland of the Uralide Orogen // *Int J Earth Sci.* – 2000. – V. 89. – P. 21–39.
- Gaggero L., Spadea P., Cortesogno L. et al.** Geochemical investigation of the igneous rocks from the Nurah ophiolite melange zone, Southern Urals // *Tectonophysics*. – 1997. – V. 276. – P. 139–161.
- Gee D.G., Pease V.L. (eds.)** The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. – Geological Society, L., Memoirs. – 2004. – V. 30. – 248 p.
- Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorenz H.** The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the paleo-continent Laurentia, Baltica and Siberia // *European Lithosphere Dynamics / D.G. Gee, R.A. Stephenson (eds.)*. – Geological Society, London, Memoirs. – 2006. – V. 32. – P. 507–520.
- Geoffroy L.** Volcanic passive margins // *C. R. Geoscience*. 2005. – 337. – P. 1395–1408.
- Giese U., Glasmacher U., Kozlov V.I., Matenaar I., Puchkov V.N. et al.** Structural framework of the Bashkirian anticlinorium, SW Urals // *Geol. Rdsch.* – 1999. – 87. – P. 526–544.
- Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N.** Thermo-tectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Urals, Russia, as revealed by apatite fission-track data. // *Tectonophysics*. – 2002. – 354. – P. 25–48.
- Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Stroink L., Alekseyev A., Puchkov V.N., Willner A.P.** The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // *Prec. Res.* – 2001. – V. 110, No 1(4). – P. 185–213.

- Glasmacher U., Matenaar I., Bauer W., Puchkov V.N.** Diagenesis and incipient metamorphism in the western fold-and-thrust belt, SW Urals, Russia // *Int. J. Earth Sci. (Geol.Rdsch.)*. – 2004. – 93. – P. 361–383.
- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology west of the Main Uralian Fault, southern Urals Russia // *Geol. Rdsch.* – 1999. – 87. – P. 515–525.
- Glodny J., Austrheim H., Montero P., Rusin A.** The Marun-Keu metamorphic complex, Polar Urals, Russia: protolith ages, eclogite facies, fluid – rock interaction, and exhumation history // *EUG-10: Abstracts Cambridge Publications*. – 1999. – 80 pp.
- Glodny J., Austerhem H., Molina J.F. et al.** Rb-Sr record of fluid – rock interaction in eclogites: the Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2003. – 67. – P. 4353–4371.
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al.** Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2002. – 66. – P. 1221–1235.
- Glodny J., Pease V.L., Montero P. et al.** Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and Early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V.L. Pease (eds.)*. – Geological Society London Memoirs. – 2004. – V. 30. – P. 87–105.
- Gomez -Pugnaire M.N., Karsten L., Lopes Sanches-Viscaino V.** Phase relationships and P-T conditions of coexisting eclogite-blueschists and their transformation to greenschist facies rocks in the Nerka complex (Northern Urals) // *Tectonophysics.* – 1997. – 276. – P. 195–216.
- Gradstein F.M., Ogg O.J., Smith A.G. et al.** A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes.* – 2004. – V. 27, No 2. – P. 83–100.
- Gurnis M., Hall C., Lavier L.** Evolving force balance during incipient subduction // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* – 2004. – V. 5, No 7. – P. 1–31.
- Harangi S., Downes H., Seghedi I.** Tertiary – Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region // *European Lithosphere Dynamics / D.G. Gee, R.A. Stephenson (eds.)*. – Geological Society, London, Memoirs. – 2006. – V. 32. – P. 167–190.
- Hartz E.H., Torsvik T.H.** Baltica upside down: A new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean // *Geology.* – 2002. – V. 30. – P. 255–258.
- Herrington R.J. (ed.)** Mineralization in the Uralide Orogen: A synthesis of the current state-of-art // *Plenary sessions on GEODE Project.* – Grenoble, 2002a. – P. 1–13.
- Herrington R.J., Armstrong R.N., Zaykov V.V. et al.** Massive Sulfide deposits in the South Urals: Geological setting within the framework of the Uralide orogen // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present.* – AGU Geoph. Monograph Series. – 2002b. V. 132. – P. 155–182.
- Hetzl R.** Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov complex, southern Urals, Russia // *Geol. Rdsch.* – 1999. – V. 87. – P. 577–588.
- Hetzl R., Glodny J.** A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)* – 2002. – V. 91. – P. 231–245.
- Hetzl R., Romer R.L.** A moderate exhumation rate for the high-pressure Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // *Geological Journal.* – 2000. – 35. – P. 327–344.
- Hetzl R., Echtler H., Seifert W. et al.** Subduction- and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high pressure/low temperature Maksyutov complex, Antingan area, Southern Urals, Russia // *GSA Bull.* – 1998. – V. 110. – P. 916–930.
- Hoffman P.F., Li Z.X.** A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2009. – 277. – P. 158–172.
- Iglesia Llanos M.P., Tait J.A., Popov V., Abalmassova A.** Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2005. – 240. – P. 732–747.
- Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G. D. et al.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Usolskii sill in the South-eastern Siberian Large Igneous Province: evidence for long-lived magmatism // *Terra Nova.* – 2005. – 17. – P. 203–208.
- Jonas P.** Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulphide deposits in the Main Uralian Fault zone (South Urals): Unpublished PhD dissertation. – Technische Universität Bergakademie Freiberg. – 2003. – 327 p.
- Jones P.B.** Quantitative geometry of thrust and fold belt structures. – AAPG, Tulsa, Ocla., 1987. – 26 p.
- Juhlin C., Friberg M., Echtler 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, No 5. – P. 710–725.
- Kaczmarek M.-A., Müntener O.** Exhumation of mantle lithosphere: field relations, and interaction processes between magmatism and deformation (field trip to the Northern Lanzo peridotite) // *Ophioliti.* – 2005. – 30(2). – P. 125–134.
- Kashubin S., Juhlin C., Friberg M. et al.** Crustal structure of the Middle Urals based on seismic reflection data // *European Lithosphere Dynamics / D.G. Gee, R.A. Stephenson (eds.)*. – Geological Soc., London, Memoirs. – 2006. – V. 32. – P. 427–442.
- Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D. et al.** Lithosphere-scale image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling // *Science.* – 1996. – V. 274. – P. 226–228.
- Lallemant S., Font Y., Bijwaard H., Kao H.** New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications // *Tectonophysics.* – 2001. – 335. – P. 229–253.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.** The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (eds.)*. – Geological Society, London, Memoirs. – 2004. – V. 30. – P. 69–74.
- Leech M.L., Ernst W.G.** Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1998. – V. 62, No 12. – P. 2143–2154.
- Leech M.L., Ernst W.G.** Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains: structural and oxygen constraints // *Lithos.* – 2000. – V. 52. – P. 235–252.
- Leech M.L., Stockli D.F.** The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov complex south Ural Mountains, from new apatite fission track data // *Tectonics.* – 2000. – V. 19, No 1. – P. 153–167.
- Leech M.L., Willingshofer E.** Thermal modeling of the UHP Maksyutov complex in the South Urals // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 2004. – 226. – P. 85–99.

- Lehmann B., Heiforst J., Hein U. et al.** The Bereznikovskoye gold trend, southern Urals, Russia // *Min. Deposita.* – 1999. – 34. – P. 241–249.
- Lennykh V.I., Valizer P.M.** High-pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex Southern Urals): 4-th International eclogite field symposium. – Novosibirsk, 1999. – 64 pp.
- Lütznier H., Falk F., Ellenberg J. et al.** Übersicht über die variscische Molasseentwicklung in Mitteleuropa und am Ural // *Z. geol. Wiss.* – 1979. – 7(9). – S. 1157–1167.
- Matenaar I., Glasmacher U., Pickel W., Giese U., Pazukhin V.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Stroink L., Walter R.** Incipient metamorphism between Ufa and Beloretzk, western fold-and-thrust belt, Southern Urals, Russia // *Geol. Rundsch.* – 1999. – 87. – P. 545–560.
- Matte P., Maluski H., Caby R. et al.** Geodynamic model and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating for the generation and emplacement of the high-pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals // *Les Comptes Rendus l'Académie des Sciences* 1993. – 317. – P. 1667–1674.
- Mattinson J.M.** Zircon U-Pb chemical abrasion («CA-TIMS») method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages // *Chemical Geology.* – 2005. – 220. – P. 47–66.
- Meert J.G., Torsvik T.H.** The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // *Tectonophysics.* – 2003. – 375. – P. 261–288.
- Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R.** The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Mineralium Deposita.* – 1999. – 34. – P. 250–272.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu. et al.** Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics.* – 2005. – 398. – P. 225–243.
- Mezger K., Krogstad E.J.** Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation // *J. Metamorph. Geol.* – 1997. – V. 15, No. 1. – P. 127–140.
- Mikhailov V.O., Tevelev A.V., Berzin R.G. et al.** Constraints on the Neogene-Quaternary Geodynamics of the Southern Urals: comparative study of Neotectonic data and results of Strength and Strain Modelling along the URSEIS Profile // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.).* – AGU Geophysical Monograph Series. – 2002. – 132. – P. 273–286.
- Montanini A., Tribuzio R., Anczkiewicz R.** Exhumation history of of subcontinental garnet pyroxenite-bearing mantle from the external Liguride ophiolites (Northern Apennine, Italy): implications for rifting and mantle exhumation processes at ocean-continent transition // *Ofioliti.* – 2005. – 30(2). – P. 199–200.
- Müntener O., Piccardo G.B., Polino R., Zanetti A.** Revisiting the Lanzo peridotite (NW Italy): «asthenospherization» of ancient mantle lithosphere // *Ofioliti.* – 2005. – 30(2). – P. 111–124.
- Nicolas A.** Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. – Kluwer Acad. Pub., 1989. – 367 pp.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al.** Late Precambrian to Triassic history of the East-European craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics.* – 1996. – 268. – P. 23–63.
- Nimis P., Omenetto P., Bushmann B. et al.** Geochemistry of igneous rocks associated with Cu (Co, Ni, Au) VMS mineralizations of the Main Uralian Fault Zone // *CERCAMS–6 Workshop Mineral Deposits of the Urals.* – The NHM, London, 2005. – P. 24–25.
- Olovyanishnikov V.G., Roberts D., Siedlecka A.** Tectonics and sedimentation of the Meso- to Neoproterozoic Timan-Varanger belt along the Northeastern margin of Baltica // *Polarforschung* 68, 1998 (erschienen 2000). – P. 267–274.
- Ori G.G., Friend P.F.** Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets // *Geology.* – 1994. – V. 12. – P. 475–478.
- Pease V., Dovshikova E., Beliakova L., Gee D.G.** Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V.L. Pease (eds.).* – Geological Society, London, Memoirs. – 2004. V. 30. – P. 75–85.
- Pease V., Daly J.S., Elming S.A., Kumpulainen R., Moczydlowska M., Puchkov V. et al.** Baltica in the Cryogenian, 850–630 Ma // *Precambrian Research.* – 2008. – 160. – P. 46–65.
- Pointon M.A., Chew D., Ovtcharova M., Sevastopulo G.D.** High-precision CA-ID-TIMS U-Pb dating of Carboniferous volcanic ash layers // *Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes (Southern Urals Session): Proceedings of the International Field Meeting, Ufa – Sibai, 13–18 August, 2009.* – Ufa: DesignPoligraphService, 2009. – P. 219.
- Popov V., Iosifidi A., Khramov A. et al.** Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // *J. Geophys. Res.* – 2002. – URL: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2001JB001607.shtml>.
- Puchkov V.N.** The collisional origin of the eclogite-glaucophane-schist belt of the Urals // *Ofioliti.* – 1989. – 14(3). – P. 213–220.
- Puchkov V.N.** Structure and geodynamics of the Uralian orogen // *Orogeny through time: Geological Society Special Publications No 121.* L., 1997. – P. 201–234.
- Puchkov V.N.** Did the Late Vendian supercontinent exist? // *Assembly and break-up of Rodinia Supercontinent: evidence from South Siberia / Ed. by E.V. Sklyarov.* – Irkutsk, 2001. – P. 172–178.
- Puchkov V.N.** Neotectonics of the Urals // *Intern Meeting «Upper Pliocene and Pleistocene of the Southern Urals regions INQUA-SEQS'02».* – Ufa, 2002a. – P. 70–72.
- Puchkov V.** Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.).* – AGU Geophysical Monograph Series. – 2002b. – V. 132. – P. 9–32.
- Puchkov V.N.** The diachronous (step-wise) arc – continent collision in the Urals // *Tectonophysics.* – 2009a. – 479. – P. 175–184.
- Puchkov V.N.** The evolution of the Uralian orogen // *Special Publications Geological Society.* – L., 2009b. – V. 327. – P. 161–195.
- Puchkov V., Danukalova G.** The Late Pliocene and Pleistocene history of the Southern Urals region against a background of neotectonic data // *Quaternary International.* – 2009. – V. 201, Is. 1–2. – P. 4–12.
- Puchkov V., Brown D., Pérez-Estaún A., Alvarez-Marrón J.** Controls of the Paleozoic continental margin on the Ural's foreland structure: Abstr. of 32th IGC. – 2004. – On CD-R.
- Ramezani J., Schmitz M.D., Davydov V.I. et al.** High-precision U-Pb zircon age constraints on the Carboniferous – Permian boundary in the southern Urals stratotype // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2007. – 256. – P. 244–257.

- Reichow M.K., Barfod D.N., Condon D.J., Mark D.F., Millar I.L., Puchkov V.N., Saunders A.D., Ardislamov F.** The Siberian Traps volcanism and its environmental impact through Permian-Triassic times. – Portland, USA, 2009a. – T. 84: Volcanism, Impacts, Mass Extinctions, and Global Environmental Change. – Paper 133–3.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et al.** The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Sci. Letters*. – 2009b. – Vol. 277, Is. 1–2. – P. 9–20.
- Remizov D, Pease V.L.** The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. – Geological Society, London, Memoirs. – 2004. – V. 30. – P. 107–123.
- Ricken W., Schrader S., Oncken O., Plesch A.** Turbidite basin and mass dynamics related to orogenic wedge growth; the Rheno-Hercynian case // *Orogenic Processes: quantification and modelling in the Variscan Belt*. – Geol. Soc. London Spec. Publ. – 2000. – 179. – P. 257–280.
- Roberts D., Siedlecka A., Olovyanishnikov V.G.** Neoproterozoic, passive-margin, sedimentary systems of the Kanin Peninsula, and northern and central Timan, NW Russia // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (eds.)*. – Geological Society, London, Memoirs. – 2004. – 30. – P. 5–17.
- Rodgers J.** Fold-and-thrust belts in sedimentary rocks. Part 1: Typical examples // *Am. J. of Sci.* – 1990. – V. 290. – P. 321–359.
- Ronkin Y.L., Efimov A.A., Lepikhina O.P. et al.** New U-Pb ID-TIMS and SHRIMP dating of zircon from Kytlym granites, Pt-bearing belt, Urals // 83th Annual Meeting of the DMG. – Aachen, 2005. – P. 112.
- Savelieva G.N., Nesbitt R.Q.A.** Synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites // *Journ. Geol. Soc.* – 1996. – V. 153. – P. 525–537.
- 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. – 276. – P. 117–137.
- Sazonov V.N., van Herk A.H., de Boorder H.** Spatial and temporal distribution of gold deposits in the Urals // *Economic Geology*. 2001. – V. 96. – P. 685–703.
- Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V.** The Late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals: an extension of the Cadomian arc? // *Prec. Res.* – 2001. – 110. – P. 255–275.
- Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J. et al.** The Mindyak Palaeozoic Iherzolite ophiolite, Southern Urals: geochemistry and geochronology // *Ophioliti*. – 1999. – 245 (2). – P. 239–246.
- Schulte B.A., Blümel P.** Metamorphic evolution of eclogite and associated garnet-mica schist in the high-pressure metamorphic Maksyutov complex, Ural, Russia // *Geol. Rdsh.* – 1999. – 87. – P. 561–576.
- Schulte B., Sindern S.** K-rich fluid metasomatism at high-pressure metamorphic conditions: Lawsonite decomposition in rodingitized rocks of the Maksyutovo Complex, Southern Urals (Russia) // *J. Metamorphic Geol.* – 2002. – 20. – P. 529–541.
- Schwab M.** The Harz Mountains // *Sedimentary and tectonic structures in the Saxothuringian and Rhenohercynian Zones: Guidebook of Excursions*. – Potsdam: Central Inst. For Physics of the Earth, 1984. – P. 34–77.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.** Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. – 1993. – V. 364. – P. 299–307.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A.** Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia / A. Yin, M. Harrison (eds.)*. – Cambridge: Cambridge University Press, 1996. – P. 486–640.
- Seward D., Pérez-Estaún A., Puchkov V.** Preliminary fission-track results from the southern Urals — Sterlitamak to Magnitogorsk // *Tectonophysics*. – 1997. – V. 276. No 1–4 (Europrobe volume). – P. 281–290.
- Seward D., Brown D., Hetzel R. et al.** The Syn- and Post-Orogenic Low Temperature Events in the Southern and Middle Urals: Evidence From Fission-Track Analysis // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.)*. – AGU Geophysical Monograph Series. – 2002. – V. 132. – P. 257–272.
- Sharma M, Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A. et al.** High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1995. – 135. – P. 101–114.
- Shatov V., Seltmann R., Moon C.** The Yubileinoe Porphyry Au (-Cu) Deposit, the South Urals: Geology and Alteration Controls of Mineralization // *CERCAMS-6 Workshop Mineral Deposits of the Urals*. – L.: The Natural History Museum, 2005. – P. 37–39.
- Sinclair H.D.** Flysh to molasse transition in peripheral foreland basins: the role of passive margin versus slab breakoff // *Geology*. – 1997. – V. 25, No 12. – P. 1123–1126.
- Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.** Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic – Early Cambrian rifting and collisional events // *Geol. Soc. America Spec. Paper*. – 2007. – 423. – P. 549–578.
- Spadea P., Zanetti A., Vanucci R.** Mineral chemistry of ultramafic massifs of the Southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the Lower Palaeozoic ophiolites of the Uralian Ocean // *Ophiolites in Earth History*. – Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. – 2003. – 218. – P. 567–596.
- Stampfli G.N., Kozur H.W.** Europe from Variscan to the Alpine cycles // *European Lithosphere Dynamics / D.G. Gee, R.A. Stephenson (eds.)*. – Geological Society, London, Memoirs. – 2006. – V. 32. – P. 97–82.
- Stern R.J.** Subduction zones // *Reviews of Geophysics*. – 2002. – 40 (4). – P. 1–39.
- Stern R.J.** Subduction initiation: spontaneous and induced // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2004. – 226. – P. 275–292.
- Tamaki K., Honza E.** Global tectonics and formation of marginal basins: role of the Western Pacific // *Episodes*. – 1991. – V. 14, No 3. – P. 224–230.
- Tectonics of Europe** and adjacent areas. Variscides, epi-Paleozoic platforms and Alpides. Explanatory note to the International tectonic map of Europe and adjacent areas, scale 1:2 500 000 / *A.V. Peive et al. (eds.)*. / International Committee of Tectonic Maps. – M.: Nauka Publishing House, 1982. – 628 pp.
- Tessalina B.S., Bourdon G., Pushkarev E. et al.** MinUrals – IGP contribution. Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals Iherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics // *CERCAMS-6 Workshop Mineral Deposits of the Urals*. – L.: The Natural History Museum, 2005. On CD-R.
- The geodynamic map** of Rodinia. The Earth 900 mln. years ago. 1:20 000 000 / *Project leaders S.V. Bogdanova, X.Z. Li*. // *Prec. Res.* – 2008. – 160. – P. 1–2.
- Torres M.E., Bohrmann G., Dube T.E.** Formation of modern and Paleozoic stratiform barite as cold methane seeps on continental margins // *Geology*. – 2003. – 31(10). – P. 897–900.
- Torsvik T.H., Rehnström E.F.** Cambrian paleomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography // *Journal of the Geological Society*. – L., 2001. – 158. – P. 321–329.

- Tryggvason A., Brown D., Perez-Estaun A.** Crustal architecture on the southern Uralides from true amplitude processing of the URSEIS vibroseis profile // *Tectonics*. – 2001. – 20. – P. 1040–1052.
- Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Halvorsen E.** The Egersund dykes (SW Norway): a robust Early Ediacaran (Vendian) palaeomagnetic pole from Baltica // *Geophys. J. Int.* – 2007. – 168. – P. 935–948.
- Warren C.J., Searle M.P., Parrish R.R., Waters D.J.** Reply to *Comment by F. Boudier and A. Nicolas* on «Dating the geologic history of Oman's Semail Ophiolite: insights from U–Pb geochronology» by *C.J. Warren, R.R. Parrish, M.P. Searle and D.J. Waters* // *Contrib Mineral Petrol.* – 2007. – 154. – P. 115–118.
- Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N.** Laser ^{40}Ar – ^{39}Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia) // *Geol. Mag.* – 2004. – 141 (2). – P. 161–172.
- Willner A.P., Ermolaeva T., Gorozhanina Y.N., Puchkov V.N., Arzhavitina M., Pazukhin V.N. et al.** Surface Signals of an Arc–Continent Collision: The Detritus of the Upper Devonian Zilair Formation in the Southern Urals, Russia // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present*. – Geophysical Monograph. – 2002. – 132. – P. 183–209.
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R.** Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // *Precambrian Research*. – 2001. – V. 110, (1–4). – P. 215–239.
- Willner A., Sindern S., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V. et al.** Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica // *Prec. Res.* – 2003. – 134. – P. 1–20.
- Véymarn A.B., Puchkov V.N., Abramova A.N. et al.** Stratigraphy and geological events at the boundary of the Famennian / Frasnian ages in the Southern Urals // *Geological Quarterly*. – 2004. – V. 48 (3). – P. 233–244.
- Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G.** Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals // *Journ. of Asian Earth Sciences*. – 2004. – 23. – P. 745–759.
- Xiao W.J.** Late Permian to Mid-Triassic continent-arc collision in the Tien Shan: implication for the architecture of Central Asia // *The Maquarie Arc Conference and field trips. IGCP–524: Abstracts / Geological Society of Australia*; no. 92. – Sydney, N.S.W.: Geological Society of Australia, 2009. – P. 142–146.
- Yardley B.W.D.** An introduction to metamorphic petrology. – Longman Earth Science Series, 1991. – 250 pp.
- Yuan-Hsi Lee, Chien-Chi-Chen, Tsun-Kwei et al.** Mountain building mechanisms in the Southern Central Range of the Taiwan orogenic belt – from accretionary wedge deformation to arc-continent collision // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. – 252. – P. 413–422.
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Nimis P., Tesalina S.G.** Co-bearing massive sulfide deposits associated with ultramafic rocks of the Main Urals Fault, South Urals. // *CERCAMS–6 Workshop Mineral Deposits of the Urals*. – The NHM, London, 2005. – P. 43–44.
- Zhang Lifei, Lu Zeng, Du Jingxue et al.** The tectonic model of a paired metamorphic belt for UHP meta-ophiolitic belt in western Tianshan, NW China // *33th IGC: Abstr.* – Oslo, 2008. On CD-R.
- Zhang Q.R., Chu X.L., Feng L.J.** Discussion on the Neoproterozoic glaciations in the South China Block and their related paleolatitudes // *Chinese Sci. Bull.* – 2009. – 54. – P. 1786–1796.
- Ziegler P.A.** Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys // *AAPG Memoir*. – 1999. – 43. – P. 164–196.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.** Geology of the USSR, a plate tectonic synthesis. – American Geophysical Union, Geodynamic Series 21, 1990. – 242 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
О структуре и содержании монографии	5
Сокращения, принятые в монографии.....	5
Структурные этажи и зоны Урала и Приуралья	5
Глава 1. Архейско-раннепротерозойский этаж. Структуры Волго-Уралии	6
Общая геологическая характеристика	6
Металлогения архейско-раннепротерозойского комплекса	8
Глава 2. РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИЙ ЭТАЖ И СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС ТИМАНИД	9
Краткие сведения об истории изучения тиманид. Современное состояние вопроса	9
Притиманский перикратон и сопредельные авлакогены	14
Камско-Бельский авлакоген	15
Тектонические условия формирования перикратонного авлакогенно-платформенного комплекса Приуралья в позднем протерозое	20
Экстерниды тиманид (Башкирский, Кваркушский и Тиманский антиклинории) и их связь с Восточно-Европейской платформой	21
Стратиграфия и корреляция рифея и венда в экстернидах тиманид.....	21
Башкирский антиклинорий	21
Кваркушский антиклинорий	36
Тиман	41
Реконструкция структур экстернид тиманского орогена	46
Интерниды тиманид (кристаллический фундамент Тимано-Печорской плиты и западного склона севера Урала, в пределах Центрально-Уральской мегазоны)	49
Реконструкция структур интернид тиманского орогена.....	51
Реликты океанической коры в интернидах тиманид	51
Признаки субдукции и коллизии в тиманидах	53
Энсиалические структуры тиманид	57
<i>Приполярный и Северный Урал</i>	58
<i>Полярный Урал</i>	60
О тектонике и геодинамике тиманид (выводы и проблемы)	63
Тиманский орогенез	65
Особенности металлогении тиманид	66
Глава 3. ОРДОВИКСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАЖ И УРАЛИДЫ	70
Общая характеристика и корреляция структур Урала и Приуралья	70
Тектоническая зональность Урала	73
Формационные комплексы — индикаторы, геодинамика и эволюция Урала на палеозойско-раннемезозойском этапе	75
Рифтогенные формации, предварявшие заложение Палеоуральского океана	75
Начало образования палеозойских офиолитов и геодинамика спрединга	80
Краткая региональная характеристика палеозойских офиолитов Урала	81
Офиолиты Восточно-Уральской мегазоны	84
Офиолиты Зауральской мегазоны	85
Офиолиты Полярного Урала	86
Проблема датировки уральских офиолитов.....	88
Заложение Палеоуральского океана и образование пассивной континентальной окраины.....	95
История вопроса	95
Современное состояние вопроса	97
Геодинамика развития континентальной окраины	98
Геодинамика процессов субдукции	107
История Тагильской островной дуги	107
Когда Тагильская дуга столкнулась с континентом Лавруссия?.....	112
Зональные (расслоенные) габбро-гипербазитовые комплексы Платиноносного пояса ...	113

История Магнитогорской островной дуги	117
Коллизия Магнитогорской дуги и пассивной окраины континента	119
Проблема взаимоотношений Магнитогорской и Тагильской островных дуг	120
Высокобарический метаморфизм в зоне ГУР	121
<i>Хронология субдукции</i>	125
Диахронная, двухэтапная коллизия Магнитогорской дуги и пассивной окраины континента Лавруссия	153
Завершающие этапы субдукции	156
Геодинамика жесткой коллизии	156
Развитие уралид в общем контексте коллизионного этапа развития Урало-Монгольского пояса	160
Поздние этапы развития уралид	163
Рифтогенез и суперплюм: триасовые события	163
Древнекиммерийский орогенез	168
Структурно-тектоническая характеристика уральского орогена	169
Палеоконтинентальный сектор	169
Палеоокеанический сектор	196
Зона ГУР и проблема антиформы Уралтау	196
Особенности глубинного строения Урала по данным интерпретации трансуральских профилей URSEIS-95 и ESRU-SB	205
Металлогения уралид	210
Закономерные черты и индивидуальные особенности развития уралид (Уральский складчатый пояс)	218
Некоторые особенности развития рифтовых и спрединговых процессов	219
Некоторые особенности развития субдукционных процессов	219
Некоторые особенности коллизионных процессов	219
О соотношении глобальной коррелируемости и локальности геодинамических событий, фаз и циклов	220
Черты относительной индивидуальности уралид	220
Металлогения уралид Урала как отражение его общих и индивидуальных черт	221
Глава 4. ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ (ЮРА – МИОЦЕН)	222
Мезозойская эра	222
Юрский период	222
Меловой период	225
Кайнозойская эра	229
Палеогеновый период	229
Неогеновый период. Миоценовая эпоха	231
Металлогения платформенного комплекса	234
Глава 5. ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭТАЖ. НЕО-ОРОГЕНИЧЕСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ	236
Плиоценовая эпоха	236
Четвертичный период	237
Нео-орогенез: этап, комплекс, структуры, геодинамика	239
Деформация мел-палеогенового пенеплена	243
Металлогения нео-орогенного комплекса	244
О соотношении Урала и Западно-Сибирской плиты	245
Глава 6. НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ	246
Еще раз о металлогении	249
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	250
The general features of geological structure and development of the area (a summary)	251
Литература	255

CONTENTS

INTRODUCTION	3
On the structure of the monograph.....	5
Abbreviations accepted in the monograph	5
Structural stages and zones of the Urals and Cis-Urals	5
Chapter 1. ARCHEAN-PALEOPROTEROZOIC STAGE. STRUCTURES OF THE UOLGO-URALIA	6
General geological characteristics	6
Metallogeny of the Archean-Paleoproterozoic complex	8
Chapter 2. RIPHEAN-VENDIAN STAGE AND A FOLBELT OF TIMANIDES	9
A short overview of the history of study of timanides. The state of art	9
Timanian pericraton and adjacent aulacogens	14
Kama-Belsk aulacogen.....	15
The tectonic conditions of a formation of the pericratonic aulacogen-platform Cis-Uralian complex in the Late Proterozoic	20
Externides of Timanides (Bashkirian, Kvarkush and Timanian anticlinoria) and their connection with the East-European platform	21
The stratigraphy and correlation of the Riphean and Vendian in the externides of timanides	21
Bashkirian anticlinorium	21
Kvarkush anticlinorium	36
Timan	41
The reconstruction of the externides structure of the Timanian orogen	46
Internides of Timanides (crystalline basement of the Timano-Pechora plate and the western slope of the Urals, in the limits of the Central Uralian megazone)	49
The reconstruction of the internides structure of the Timanian orogen	51
Relics of an oceanic crust in the internides of timanides	51
Indications of subduction and collision in timanides	53
Ensialic structures of timanides	57
<i>The Northern and Cis-Polar Urals</i>	58
<i>The Polar Urals</i>	60
On the tectonics and geodynamics of the Timanides (conclusions and problems)	63
Timanian orogeny.....	65
Metallogeny of Timanides	66
Chapter 3. ORDOVICIAN – EARLY MESOZOIC STAGE AND URALIDES	70
The general characteristics and correlation of the structures of the Urals and Cis-Urals	70
Tectonic zones of the Urals	73
Geodynamic indicators, geodynamics and evolution of the Urals at the Paleozoic-Mesozoic stage	75
Riftogenic formations, forestalling the origin of the Paleouralian ocean.....	75
The beginning of formation of the Paleozoic ophiolites and geodynamics of spreading	80
A short regional characteristics of the Uralian ophiolites.....	81
Ophiolites of the East-Uralian zone	84
Ophiolites of the Transuralian zone	85
Ophiolites of the Polar Urals	86
A problem of dating of the Uralian ophiolites	88
The origin of the Paleouralian ocean and formation of passive continental margin	95
The history of the question	95
The state of art	97
The geodynamics of development of the continental margin	98
The geodynamics of subduction.....	107
The history of the Tagil island arc	107

When the Tagil arc collided with Laurussia continent?	112
Zonal (concentric) gabbro-ultramafic complexes of the Platinum-bearing Belt	113
The history of Magnitogorsk island arc	117
The collision of the Magnitogorsk arc and a passive margin of a continent	119
The problem of the relationships of Magnitogorsk and Tagil arcs.....	120
The high-baric metamorphism in the MUF zone	121
<i>The chronology of subduction</i>	125
Diachronous, two-stage collision of the Magnitogorsk arc and a passive margin of Laurussia....	153
The final stages of subduction	156
The geodynamics of a “hard” collision	156
The development of the Uralides in a general context of a collisional development of the Uralo-Mongolian foldbelt	160
The latest stages of development of the Uralides.....	163
Rifting and superplume: Triassic events	163
Old Cimmerian orogeny	168
Structural-tectonic characteristics of the Uralian orogen	169
Paleocontinental sector	169
Paleoceanic sector.....	196
MUF zone and a problem of Uraltau nantiform	196
The deep structure of the Urals according to an interpretation of trans-Uralian seismic profiles URSEIS-95 and ESRU-SB.....	205
Metallogeny of the Uralides	210
Regular features and individuality in development of the Uralides	218
Some specific features of rift and spreading processes	219
Some specific features of spreading processes.....	219
Some specific features of collisional processes.....	219
Global and local features of geodynamic events. Phases and cycles	220
A relative individuality of the Uralides	220
Metallogeny of the Uralides as a reflection of their regular and individual features	221
Chapter 4. A PLATFORM STAGE OF DEVELOPMENT OF THE URALS AND ADJACENT AREAS (MIDDLE JURASSIC – MIOCENE)	222
Mesozoic era	222
Jurassic Period	222
Cretaceous Period	225
Cenozoic era	229
Paleogene Period.....	229
Neogene Period, Miocene Epoch.....	231
Metallogeny of the platform complex	234
Chapter 5. PLIOCENE-QUATERNARY STAGE. A TRANSITION TO A NEO-OROGENIC STAGE	236
Pliocene Epoch	236
Quaternary Period.....	237
Neo-orogenic: stage, complex, structures, geodynamics	239
Deformation of the Cretaceous-Eocene peneplain	243
Metallogeny of the neo-orogenic stage	244
On relationships between the Urals and West Siberian plate	245
Chapter 6. SUMMARY	246
Again on the metallogeny	249
CONCLUSION	250
The general features of geological structure and development of the area	251
References	255

Научное издание

Пучков Виктор Николаевич

ГЕОЛОГИЯ УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ
(актуальные вопросы стратиграфии, тектоники,
геодинамики и металлогении)

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института геологии
Уфимского Научного центра РАН

Подготовка оригинал-макета А. Черников

Подписано в печать 10.03.2010.
Формат 60×84¹/₈. Бум. офсет. № 1. Гарнитура «Ньютон».
Усл. печ. л. 32,55. Уч.-изд. л. 37,18. Тираж 500 экз. Заказ 243.

ООО «ДизайнПолиграфСервис»
г. Уфа, ул. К. Маркса, 37, корп. 3, оф. 205
Тел.: (347)291-13-60
Эл. почта dizain_press@mail.ru

Отпечатано в полном соответствии
с представленным оригинал-макетом
в ООО «ДизайнПолиграфСервис»