

УДК 551.242(470.55.57)

Ал.В. Тевелев¹

ОСОБЕННОСТИ КИНЕМАТИКИ ШОВНЫХ ЗОН ЮЖНОГО УРАЛА КАК ПРИЧИНА ФОРМИРОВАНИЯ КОНВЕРГЕНТНОЙ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Рассмотрено строение шовных зон, обрамляющих Восточно-Уральскую мегазону Южного Урала. Анализ мезомасштабных структур позволил доказать сдвиговую природу шовных зон. Их кинематика с левосторонней в раннем карбоне сменялась на правостороннюю в мезозое. Возраст этих дислокаций определен по возрасту синкинематических интрузивов. Шовные зоны имеют дивергентное строение, а расположенная между ними Восточно-Уральская мегазона — конвергентное.

Ключевые слова: Южный Урал, сутуры, мезоструктуры, кинематика сдвигов, транспрессия, дивергентные зоны, синкинематические интрузивы.

This article deals with structure of suture zones, bordering the East-Ural megazone of the South Urals. Analysis of mesoscale structures allowed to prove the strike-slip nature of suture zones. Their kinematics was changed from left-sided in the Early Carboniferous to the right-sided in the Mesozoic. The age of these dislocations is determined by the age of synkinematic intrusions. The suture zones are of divergent structure, so the East-Ural megazone located between has the opposite, convergent structure.

Key words: South Urals, structures, mesostructures, strike-slip kinematics, transpression, divergent zones synkinematic intrusives.

Введение. Проведенные за последние 10–15 лет на Южном Урале работы по составлению Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 (второе издание) дали огромное количество новой оригинальной информации. Это позволило геологам переосмыслить историю развития региона в целом и строение его отдельных зон.

В геологической структуре Восточного склона Южного Урала традиционно выделяют Магнитогорскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую мегазоны. Магнитогорскую мегазону практически все исследователи считают палеозойской островной дугой, а Восточно-Уральская мегазона рассматривается обычно в качестве палеомикроконтинента, имеющего докембрийское метаморфическое основание [Пучков, 2000]. Расположенная еще восточнее Зауральская мегазона представляет собой коллаж разнообразных структурных элементов разной геодинамической природы. В современной структуре Южного Урала Восточно-Уральская мегазона отделена от Магнитогорской и Зауральской мегазон узкими Уйской и Копейской шовными зонами (рис. 1). Они представляют собой сутуры, сформировавшиеся в результате разновозрастных коллизий между микроконтинентом и окружающими его структурами. В современной структуре эти блоки разделены крупными разрывными зонами. К сожалению, работ, посвященных изучению кинематики разломов и крупных разрывных зон Южного Урала, до настоящего времени мало

[Плюснин, 1971; Bankwitz, Ivanov, 1997; Тевелев, Тевелев, 1999; Tevelev et al., 1998; Пчелинцев, 2001; Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006; Знаменский, 2006; Знаменский, Знаменская, 2006].

Для палеозойского развития Южного Урала уже разработано множество палеогеодинамических реконструкций, как на отдельные отрезки времени, так и на весь палеозой, только их перечисление заняло бы несколько страниц [Тевелев, 2001]. Существенный недостаток многих палеогеодинамических реконструкций — отсутствие четкого представления о кинематике взаимодействующих блоков, которое



Рис. 1. Схема положения структурных мегазон и зон Южного Урала: ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ГУР — Главный Уральский разлом, ММ — Магнитогорская мегазона, У — Уйская шовная зона, ВУМ — Восточно-Уральская мегазона, К — Копейская шовная зона, ЗУМ — Зауральская мегазона

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: atevelev@rambler.ru

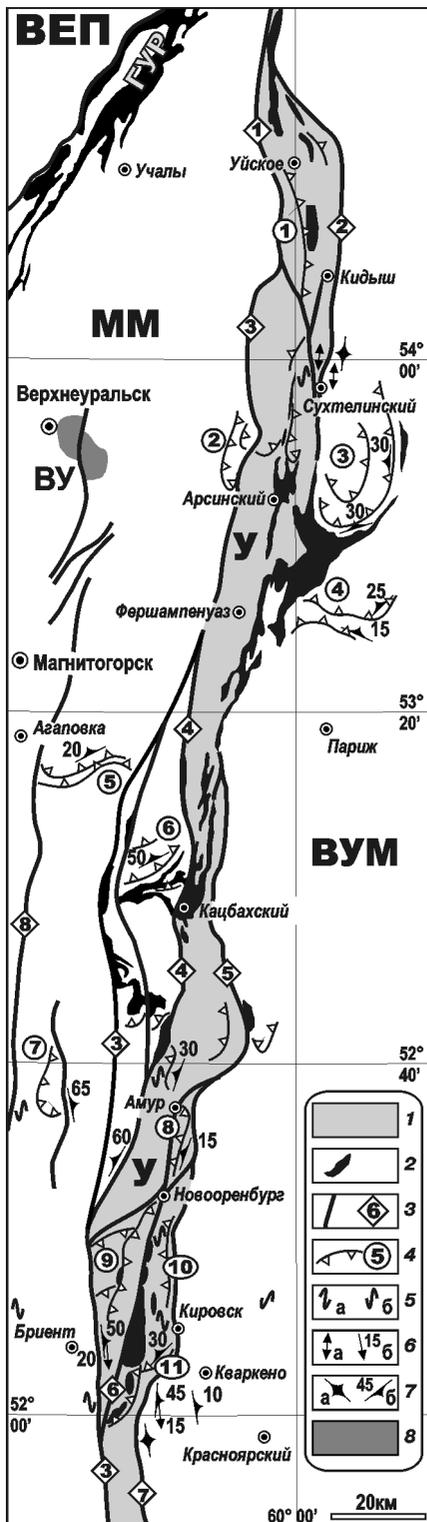


Рис. 2. Схема строения Уйской шовной зоны: 1 — шовная зона; 2 — массивы серпентинитов (серпентинитовый меланж); 3 — разрывы и их номера (в ромбиках): 1 — Алтынташский, 2 — Петропавловский, 3 — Браиловский, 4 — Кацбахский, 5 — Александровский, 6 — Западно-Кировский, 7 — Калининский, 8 — Карабулакско-Богдановский; 4 — надвиги и номера крупных надвиговых пакетов, в том числе аллохтонов, сопряженных со сдвиговой зоной (в кружках): 1 — Уйский, 2 — Арсинский, 3 — Сухтелинский, 4 — Астафьевский, 5 — Агаповский, 6 — Кацбахский, 7 — Ждановский, 8 — Амурский, 9 — Сатубалбинский, 10 — Новооренбургский, 11 — Кваркенский; 5 — присдвиговые складки (а — Z-образные, правосторонние, б — S-образные, левосторонние); б — элементы залегания линейности (а — горизонтальной, б — наклонной); 7 — элементы залегания плоско-параллельных структур (а — вертикальных, б — наклонных). ВУ — Верхнеуральский плутон. Остальные буквенные обозначения см. на рис. 1

является одним из основных, если не самым главным, моментом при анализе современных геодинамических обстановок [Тевелев, 2005].

Как показывают структурные исследования, проводившиеся на Южном Урале [Bankwitz, Ivanov, 1997; Tevelev et al., 1998; Пчелинцев, 2001; Тевелев, Кошелева, 2002; Знаменский, 2006; Знаменский, Знаменская, 2006; Тевелев и др., 2006], сдвиговые деформации с большой амплитудой реализуются в виде шовных сдвиговых зон и крупных разрывов, а

малоамплитудные рассеяны по локальным меридиональным разрывам внутри относительно однородных мегазон. Большая часть малых структурных элементов (мезоструктур) сосредоточена именно в шовных зонах и вблизи крупных разрывов.

В задачи работы входила расшифровка структуры, кинематики и истории формирования шовных зон, ограничивающих Восточно-Уральскую мегазону. Основные задачи сведены к а) геологическому картированию шовных зон и прилегающих районов, б) выявлению и описанию мезоструктурных элементов, в) восстановлению динамической обстановки на разных этапах развития региона, г) определению кинематики сдвиговых зон на разных этапах, д) выявлению обстановки формирования синкинематических интрузивов. Эти задачи решались в течение 15 лет при проведении среднемасштабных геологических исследований по подготовке к изданию трех листов Госгеолкарты-200, охватывающих Восточно-Уральскую мегазону и структуры ее обрамления на протяжении почти 250 км.

Мезоструктуры Уйской шовной зоны. Уйская шовная зона в целом представляет собой пакет от круто стоящих до пологонаклонных тектонических пластин (рис. 2). Они сложены интенсивно дислоцированными вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными ордовикскими, девонскими и каменноугольными комплексами. Часть из них в менее дислоцированном виде известна в Магнитогорской мегазоне, а часть — в Восточно-Уральской мегазоне. Другие комплексы принадлежат исключительно Уйской шовной зоне, к ним относятся: девонский карбонатно-черносланцевый со сфалерит-пиритовой минерализацией, позднефранский абасарокит-шошонитовый, эйфельско-раннефранский кремнистый (конденсированный разрез). Ограничения Уйской шовной зоны представлены Браиловским взбросо-сдвигом на западе и Восточно-Кировским взбросо-сдвигом на востоке.

Уйская зона хотя и выделяется достаточно уверенно на всем протяжении, но на разных отрезках имеет разную структуру. В северной части (район пос. Уйское) наблюдаются многочисленные мелкие надвиговые пластины, в которых чередуются вулканогенно-осадочные каменноугольные породы и вулканы среднего—позднего девона, по А.В. Жданову и др. (2003). По надвигам развиты blastsмилониты. Мелкие складки, иногда опрокинутые, имеют западную вергентность. Южнее (от пос. Кидыш до пос. Новооренбург) выделяется центральный отрезок шовной зоны. Его восточная граница почти повсеместно проходит по протяженным блокам серпентинитов. В строении центрального отрезка Уйской зоны преобладают девонские вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы, слагающие крутые линейные складки. К особенностям шовной зоны относится существенный динамометаморфизм пород, в них, по В.М. Мосейчуку (2000), повсеместно развит кливаж,

крутопадающий на запад. Вдоль разломов развиты зоны бластомилонитов.

Южнее, в восточной части шовной зоны (от пос. Амурский до пос. Новооренбург) наблюдается Амурский пакет надвигов, который состоит по крайней мере из восьми маломощных тектонических пластин, пологопогружающихся на запад ($10\text{--}20^\circ$). Набор и возраст формаций в пластинах весьма разнообразны: от среднедевонской флишоидной, содержащей цинково-колчеданное оруденение, и позднедевонской абсарокит-шошонитовой до среднекаменноугольной карбонатной. Вблизи сместителей породы часто превращены в бластомилониты. Бурением на Амурском цинковом месторождении вскрыты зоны бластомилонитов мощностью несколько десятков метров.

На юге шовная зона отчетливо разделяется на западную и восточную части. Западнее Западно-Кировского разлома выделяется Сатубалбинский пакет тектонических пластин синформного строения, сложенных конденсированным разрезом эйфеля—нижнего франа и низкотитанистыми базальтами среднего—верхнего девона. Надвиги полого погружаются на юго-восток и восток, в их основании повсеместно наблюдаются линзы меланжированных серпентинитов. В строении восточной части южного отрезка шовной зоны участвуют нижнекаменноугольные терригенные и карбонатные комплексы, слагающие асимметричный грабен, восточное крыло которого надвинуто на Суундукский гранитоидный плутон Восточно-Уральской мегазоны. По углистым породам развиты графитовые зеркала скольжения. Западная и восточная части разделены аллохтоном, который сложен ордовикской кремнистой формацией и подстилается серпентинитовым меланжем.

Удовлетворительная обнаженность и большое число карьеров по добыче камня позволили изучить мезоструктурные элементы, по которым были восстановлены особенности кинематики разрывов и реконструированы поля напряжений.

Зеркала скольжения. В пределах шовной зоны наблюдаются многочисленные меридиональные вертикальные зеркала скольжения с горизонтальной или пологонаклонной штриховкой. Пример — зеркало скольжения в карьере (в районе пос. Сухтелинский), вскрывающем раннекаменноугольные базальты (рис. 3, 1), которое прямо указывает на сдвиг. Знак сдвига, как правило, не устанавливается.

Складки волочения с вертикальным шарниром, которые обычно объясняются сдвиговой кинематикой сопряженного с ними разрыва, встречаются в кремнистых алевролитах шелудивогорской толщи верхнего франа. Как правило, это сжатые подобные складки размером несколько метров (рис. 3, 2). Местами по таким складкам устанавливается и левый знак сдвига. Кроме того, складки волочения часто сопровождаются осевым кливажем, крутопадающим ($55\text{--}60^\circ$) на восток.

Кинк-зоны — явление в пределах Уйской шовной зоны редкое, они наблюдаются только в тонкослоистых франских кремнистых алевролитах и тонкорассланцованных породах (рис. 3, 3). Однонаправленные кинк-зоны всегда фиксируют сжатие, направленное под острым углом к слоистости (рис. 3, 4), в данном случае при преобладании правосторонних тангенциальных напряжений.

Рейдные складки выявлены в мраморизованных нижнекаменноугольных известняках и мраморах, расположенных в экзоконтактной зоне Суундукского плутона в районе пос. Кировский. Как правило, по ним невозможно определить кинематику зоны, но иногда отчетливо фиксируются правосдвиговые смещения (рис. 4).

Мезоструктуры западного обрамления Уйской шовной зоны. В полосе, прилегающей к Уйской шовной зоне со стороны Магнитогорской мегазоны, наблюдается множество мезоструктурных элементов, так или иначе отражающих кинематику самой шовной зоны. Наиболее интересные из них представлены сопряженными вертикальными зеркалами скольжения, которые пересекаются под углами немного меньше 90° (рис. 5, 1). При этом субмеридиональное зеркало находится в зоне SF-тектонитов, а субширотное не сопровождается рассланцеванием. Такие сопряженные зеркала скольжения образуются в обстановке простого сдвига. Субмеридиональное зеркало с рассланцеванием можно интерпретировать как генеральный скол Риделя (Y) или как вторичный скол Риделя (P), а субширотное — как антириделевский скол (R'). Такое расположение зеркал скольжения западнее Ждановского аллохтона предполагает левосдвиговую (рис. 5, 2) кинематику Карабулакско-Богдановского разрыва.

Редкая комбинация трещин скола и отрыва — правосторонний сдвиговый дуплекс растяжения — наблюдается в зоне того же разрыва западнее пос. Бриент (рис. 5, 3). В разрывах развита минерализация (эпидот, хлорит), но ее степень в отрывах (трещины T, по Риделю), которые ориентированы под углом 45° к меридиональным генеральным сдвигам (сколам Y), гораздо больше (рис. 5, 4).

Реальное смещение по Карабулакско-Богдановскому разрыву фиксируется по позднедевонскому Верхнеуральскому плутону (BY), амплитуда смещения которого составляет около 5–6 км (рис. 2).

Таким образом, для разрывов Уйской шовной зоны и ее западного обрамления достоверно установлена сдвиговая кинематика. Особенность сдвигов — разнонаправленный характер смещений, причина которого будет рассмотрена ниже.

Мезоструктуры Копейской шовной зоны. Копейская шовная зона имеет ширину от 10 км, она протягивается на сотни километров, отделяя Восточно-Уральскую мегазону от Зауралья (рис. 6). Ее основная структурная единица — Челябинский грабен (рамп),



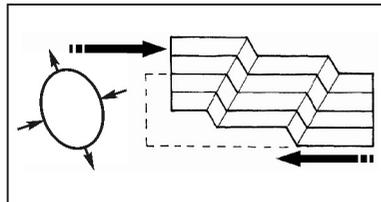
1



2



3



4

Рис. 3. Мезоструктуры Уйской шовной зоны: 1 — сдвиговое зеркало скольжения в жерловых раннекаменноугольных базальтах; 2 — складка волочения в верхнедевонских кремнистых алевролитах; 3 — правосторонняя кинк-зона в кремнистых алевролитах; 4 — схема полей напряжения при формировании кинк-зоны

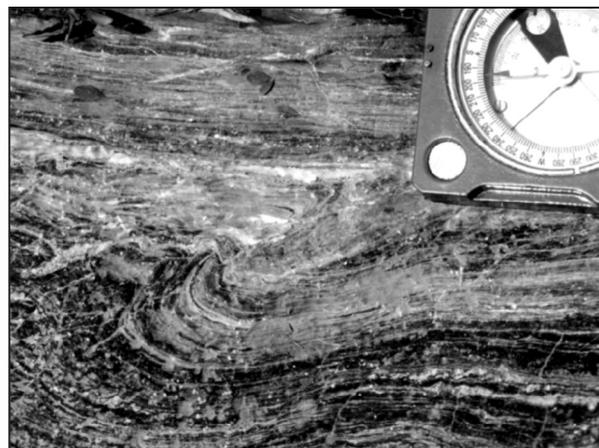


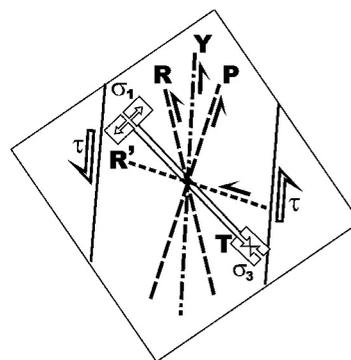
Рис. 4. Правосторонние реидные складки в нижнекаменноугольных мраморах



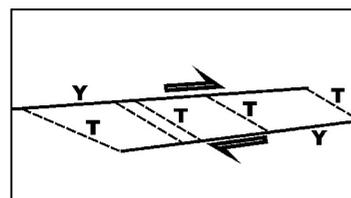
1



3



2



4

Рис. 5. Мезоструктуры западного обрамления Уйской шовной зоны: 1 — сопряженные зеркала скольжения (объяснения см. в тексте); 2 — схема положения сколов Риделя применительно к зеркалам скольжения; 3 — правосторонний сдвиговый дуплекс растяжения (фото Арк.В. Тевелева); 4 — схема интерпретации сдвигового дуплекса растяжения, приведенного на рис. 3, 4

выполненный триасовыми формациями. Копейская шовная зона представляет собой пакет маломощных крутостоящих тектонических пластин, в которые изредка включены блоки сильнодеформированных комплексов пограничных мегазон. К собственным «эндемичным» комплексам относятся ранне-среднекаменноугольный терригенно-карбонатный, а также ранне-среднетриасовый высокотитанистых натриевых базальтов и средне-позднетриасовый терригенный красноцветный.

Копейская зона имеет примерно одинаковое строение на всем протяжении: на севере, в районе г. Копейск она имеет максимальную ширину и включает ниже-среднеюрскую лимническую угленосную толщу. Южнее зона сужается, на дневной поверхности обнажаются триасовые комплексы, а часто только каменноугольные. В некоторых местах Копейская зона полностью пережата и представлена одним разрывом. В ее пределах сильно деформированы и «эндемичные» комплексы, здесь наблюдаются участки тектонического осадочного меланжа (терригенный триас), зоны расланцевания, катаклаза и т.п. Мезоструктурные элементы в Копейской шовной зоне и вблизи нее так же разнообразны, как и в Уйской.

Высокая степень тектонизации пород создает благоприятные условия для образования *складок волочения*. Такие складки наблюдаются, например, в расланцованных позднедевонских андезитах (рис. 7, 1). Сланцеватость, подчеркнутая кварцевыми жилами,

подвернута против часовой стрелки, что определяет левосдвиговую компоненту меридионального разрыва.

В пределах шовной зоны оказываются сильнодеформированными не только стратифицированные, но и интрузивные образования. В частности, позднедевонские граносиениты в некоторых местах катаклазированы, а иногда разбиты густой сетью кливажных трещин. Кливажные пластины при приложении напряжений ведут себя как слои и сминаются в правосторонние вертикальные флексуры (рис. 7, 2).

Мелкие *кинк-зоны* зафиксированы в расланцованных андезитах. Однонаправленные кинк-зоны фиксируют сжатие, направленное под острым углом к слоистости (рис. 7, 3). При этом преобладают правосторонние тангенциальные напряжения.

Очень редко в тех же породах встречаются своеобразные *структуры вращения (R-тектониты)*. Они возникают из мелких складок волочения с вертикальным шарниром при отрыве прочного пласта в замке складки. Продолжающееся движение по разрыву приводит к тому, что оторванный замок примерно цилиндрической формы начинает вращаться за счет трения между крыльями разрыва (рис. 7, 4). На фото видно, что структура вращения связана с левосторонним смещением по меридиональному разрыву.

Мезоструктуры восточного обрамления Копейской шовной зоны. В Зауральской мегазоне вблизи Копейской шовной зоны наблюдается серия мезоструктурных элементов, происхождение которых

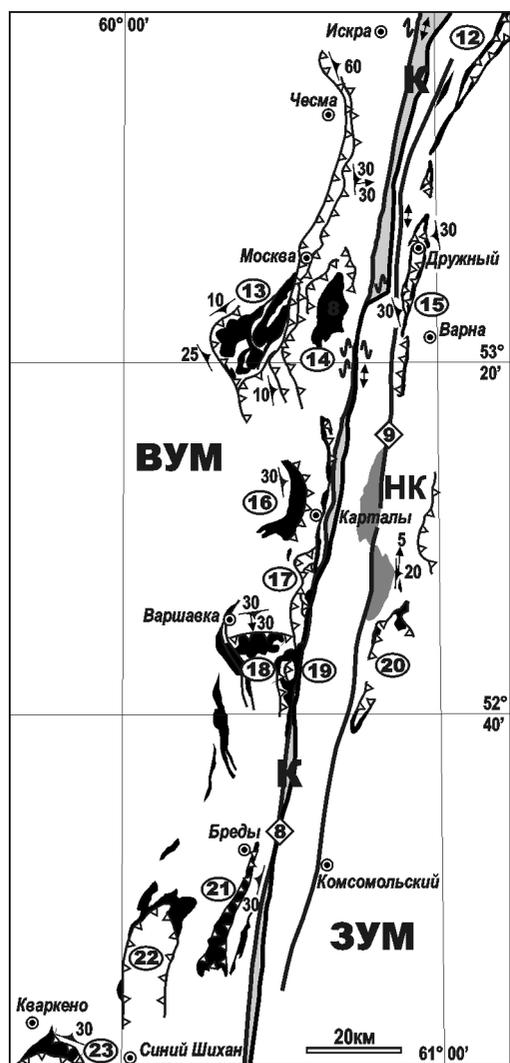


Рис. 6. Схема строения Копейской шовной зоны: НК — Новокатенинский массив габбро; разломы: 8 — Копейский, 9 — Новокатенинский; крупные надвиговые пакеты, в том числе аллохтоны, сопряженные со сдвиговой зоной: 12 — Камышный, 13 — Татищевский, 14 — Успенковский, 15 — Дружинский, 16 — Верблюжегорский, 17 — Вишневатский, 18 — Варшавский, 19 — Елизаветпольский, 20 — Гражданский, 21 — Брединский, 22 — Коряжный, 23 — Айдырлинский. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2

связано с кинематикой шовной зоны. К ним относятся вертикальные и пологие зеркала скольжения с меридиональной линейностью (штриховкой); серии косых разнонаправленных сдвигов, фиксирующих субширотное сжатие и субмеридиональное растяжение; меридиональные сдвиги. По Новокатенинскому сдвигу отмечено непосредственное смещение одноименного раннекаменноугольного массива габброидов амплитудой около 20 км (рис. 3).

Таким образом, для разрывов Копейской шовной зоны и ее восточного обрамления также достоверно установлена сдвиговая кинематика. Особенность сдвигов, как и в Уйской шовной зоне, — разнонаправленный характер смещений, причина которого будет рассмотрена ниже.

Смена направления смещения по шовным сдвиговым зонам. Многочисленные мезоструктурные

элементы, изученные в пределах шовных зон и их обрамления, показывают, что направление смещения по генеральным сдвигам не оставалось постоянным, а менялось со временем. Ранее [Плюснин, 1971; Иванов, 1998] на Южном Урале выделяли две главные стадии коллизионных деформаций: на ранней формировались надвиги и шарьяжи, а на поздней — левые сдвиги. Возраст шарьирования остается дискуссионным, но в последние годы выяснилось, что к самым поздним деформациям относятся правые сдвиги [Тевелев, Кошелева, 2002; Знаменский, Знаменская, 2006]. Возраст правых сдвигов предполагается позднепалеозойским—мезозойским.

Некоторые из изученных мезоструктур прямо указывают на смену знака смещения одного и того же сдвига. Так, левосторонняя присдвиговая складка волочения, описанная выше (рис. 7, 1), оказывается разорванной последующим правым сдвигом (рис. 8, 1), т.е. эта структура формировалась в два этапа: первый этап (пластическая деформация) — меридиональная левосторонняя присдвиговая вертикальная флексура, второй этап (хрупкая деформация) — правый сдвиг с амплитудой 0,9 м (синтетический скол Риделя, У или Р). Хотя такая последовательность наиболее вероятна, все-таки этот пример не дает однозначного ответа на вопрос о последовательности смещений.

Более сложная структура изучена в гранодиоритах Чернореченского массива предположительно раннекаменноугольного возраста (рис. 8, 2). Здесь откартирована маломощная (до 30 см) зона милонитов, маркирующая сдвиг-надвиг. В милонитах зажат плоский блок гранитов. Правосторонний широтный сдвиг, смещающий милониты (д), можно интерпретировать как антириделевский скол (R') при левостороннем смещении (рис. 8, 3) по серии субмеридиональных риделевских сколов. Левосторонний широтный сдвиг, смещающий ксенолит габбро, можно интерпретировать как антириделевский скол при правостороннем смещении (рис. 8, 4) по серии субмеридиональных риделевских сколов. Последовательность смещений определяется деформацией широтного сдвига, а реконструкция полей напряжения показывает, что сначала сдвиги формировались в условиях левосторонней транспрессии, а затем правосторонней.

Определение возраста сдвигов по возрасту синкинематических интрузивов. Детальный структурно-геологический анализ условий формирования разновозрастных магматических тел позволил сделать вывод, что значительная часть из них сформировалась в условиях трансенсивной тектоники, а их инициация, развитие и окончательное становление были связаны с функционированием разномасштабных сдвиговых зон [Тевелев, Тевелев, 1996, 1999]. Выяснилось, что существуют разные пути структурно-вещественной эволюции присдвиговых образований, однако структурно-геологический анализ многочисленных зон разрывов, содержащих магматические тела, убеждает, что последние развиваются только

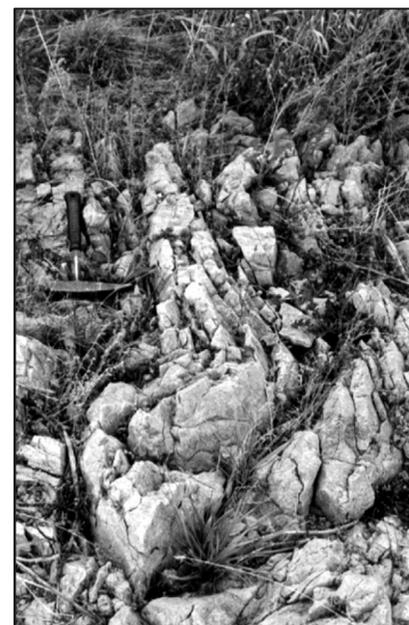
в условиях локального присдвигового растяжения. Определение возраста разрывных нарушений всегда представляло сложную задачу, поскольку разрывы очень редко отчетливо запечатываются более молодыми образованиями. Однако определение синкинematических условий формирования отдельных интрузивных массивов позволяет решать и эту задачу для вмещающих их разрывов. Разумеется, при таком подходе необходимо твердо установить связь между кинематикой разрывов и строением интрузивных тел. С общей левосдвиговой кинематикой Уйской и Копейской шовных зон хорошо согласуются условия формирования раннекаменноугольных интрузивов тоналитового ряда [Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006] — Каменской группы массивов и Неплюевского плутона, а также среднетриасовых интрузивов щелочных гранитоидов и лейкогранитов [Тевелев и др., 2008].

Каменская группа массивов расположена на восточном борту Восточно-Уральской мегазоны, на его границе с Копейской шовной зоной. Группа представлена четырьмя массивами, которые вытянуты меридионально и имеют удлиненно-каплевидную форму с узким концом, направленным на юг. Размеры массивов 15÷17×4÷5 км. Все они под острым углом прижаты к Копейской сдвиговой шовной зоне. В эндоконтактах гранитоиды интенсивно гнейсированы. Анализ общей геологической ситуации, деформационной обстановки и кинематики мезоструктур внутри и в обрамлении массивов показывает, что внедрение гранитоидов связано с левосторонними сдвиговыми движениями по Копейской шовной зоне, когда в Восточно-Уральском мегаблоке возникли меридиональные зоны углового раскрытия, импульсно заполнявшиеся магматическим расплавом. Последующая тектонизация массивов связана с изменением направления смещения по генеральному сдвигу и вызванной этим трансформацией трансформативных присдвиговых зон в транспрессивные.

Неплюевский плутон расположен в Восточно-Уральской мегазоне, южнее широты ст. Карталы. Массив имеет в плане форму параллелограмма с длинными сторонами (18–20 км) северо-северо-



1



2



3



4

Рис. 7. Мезоструктуры Копейской шовной зоны: 1 — левосторонняя присдвиговая складка волочения (вертикальная флексура) в рассланцованных позднедевонских андезитах; 2 — правосторонняя вертикальная флексура в кливажированных позднедевонских граносиенитах; 3 — правосторонняя кинк-зона в рассланцованных позднедевонских андезитах; 4 — левосторонняя складка волочения и структура вращения в рассланцованных позднедевонских андезитах

западного простирания и короткими (12–14 км) — широтного. Гранитоиды отличаются четкими рвущими контактами, часто содержат ксенолиты вмещающих пород, но вместе с тем вдоль субмеридиональных границ массива почти повсеместно наблюдаются зоны рассланцевания. Широтные контакты, напротив, нормально интрузивные. По принятой модели Неплюевский массив формировался в качестве сдвигового магматического дуплекса в зоне локального растяжения, связанной с левым сдвигом северо-северо-западного простирания [Тевелев и

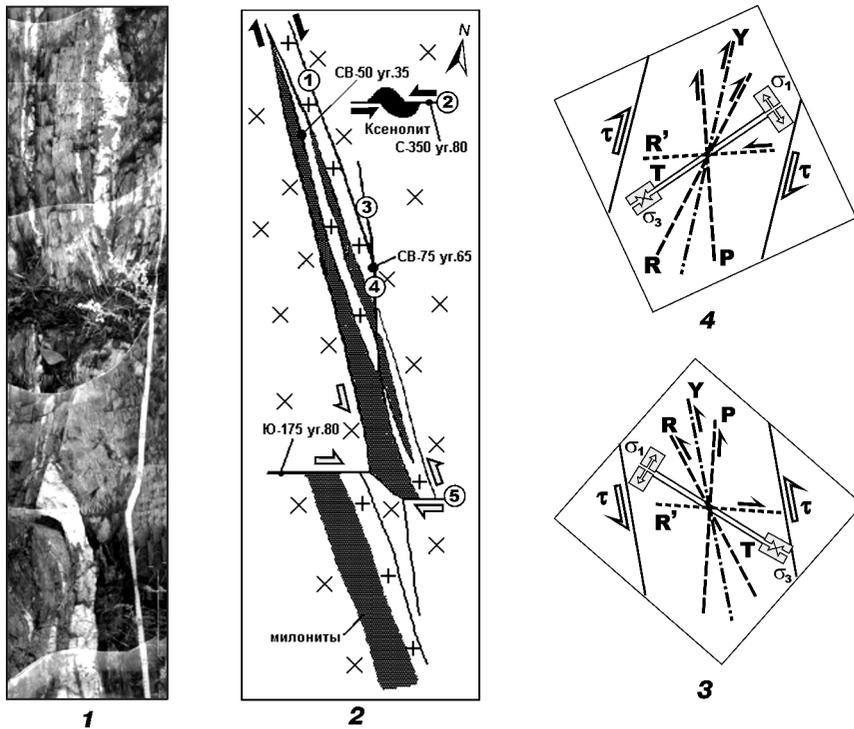


Рис. 8. Полихронные мезоструктурные элементы: 1 — левосторонняя вертикальная флексура в рассланцованных позднедевонских андезитах, смещенная правосторонним сдвигом; 2 — линейное тело милонитов в зоне левостороннего сдвига-надвига, смещенное правым сдвигом (буквы в кружочках — сколы Риделя, объяснения см. в тексте); 3, 4 — реконструкции полей напряжения: 3 — левосторонней транспрессии (первый этап), 4 — правосторонней транспрессии (второй этап)

др., 2006]. Ширина зоны перехвата составляет около 10 км, а общая амплитуда смещения — до 20 км. По данным Rb—Sr-изотопии общая продолжительность формирования этого плутона составляет 6–7 млн лет (340–346 млн л.н.), что при общей амплитуде сдвига, равной 20 км, дает среднюю скорость смещения около 0,3–0,4 см/год, что соответствует скорости смещения по современным континентальным сдвигам.

Среднетриасовые интрузивы локализованы в трансенсивных зонах, связанных с правыми сдвигами. Так, Чекинский и Богдановский массивы щелочных гранитоидов малочекинского комплекса [Тевелев и др., 2008] имеют в плане форму параллелограммов, длинные стороны (6,5–7 км) которых вытянуты меридионально и выражены сдвигами, а короткие стороны (около 2 км) с северо-восточным простиранием имеют отчетливо интрузивные контакты. Такая морфология массивов предполагает их формирование в участках присдвигового растяжения правого Карабулакско-Богдановского взбросо-сдвига при амплитуде смещения 5–7 км. Малочекинская группа массивов щелочных пород того же комплекса локализована в зоне Браиловского взбросо-сдвига, который образует правосторонний сдвиговый дуплекс шириной 2,5–3 км и протяженностью около 15–18 км. Среднетриасовые дайки флюоритсодержащих лейкократовых гранит-порфиров кисинетского комплекса [Тевелев и др., 2008] имеют северо-северо-восточное простирание, они часто Z-образно изо-

гнуты и внедрялись в трещины отрыва, сопряженные с Карталинским правым взбросо-сдвигом.

Таким образом, левые меридиональные сдвиги и связанные с ними структурные парагенезы являются более древними — раннекаменноугольными, а правые — наиболее молодыми коллизионными структурами складчатого сооружения Южного Урала. Необходимо отметить, что субмеридиональные раннемезозойские правые сдвиги — отнюдь не чисто уральское явление, они чрезвычайно широко развиты южнее, в Казахской складчатой области, т.е. это трансрегиональные молодые сдвиги.

Кинематическая модель формирования шовных зон. С шовными зонами, обрамляющими Восточно-Уральскую мегазону, связано множество надвиговых структур, как внутри зон, так и расположенных вблизи. С Уйской зоной сопряжено более десяти надвигов, самый крупный из них — Сухтелинский аллохтон [Тевелев и др., 1998], сложенный чередующимися тектоническими пластинами ордовикских базальтов и кремнистых пород эйфельско-раннефранского возраста (конденсированный разрез, аналогичный таковому в Уйской зоне). Серии надвигов, обычно подстилаемых серпентинитами, выжаты из Уйской зоны и на запад, и на восток (рис. 2). Большая часть из них замкнута на южном окончании и открыта на северном, но есть и обратные примеры. Состав тектонических пластин и их положение в общей структуре позволяют предположить, что они формировались в разных кинематических условиях — при право- и левосторонней транспрессии. В целом современная дивергентная структура Уйской шовной

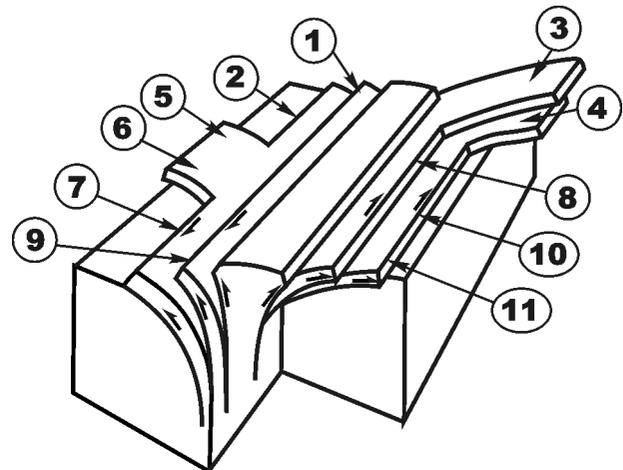


Рис. 9. Схематическая кинематическая модель формирования Уйской шовной зоны (цифры примерно соответствуют номерам аллохтонов, приведенным на рис. 2)

зоны относятся к так называемым цветочным или пальмовым структурам, которые формируются в транспрессивных зонах за счет выдавливания из них в обе стороны аллохтонных пакетов (рис. 9). При этом внутренние пакеты обычно имеют более крутое залегание, а внешние — более пологие и часто представлены шарьяжами. Характерно, что по общей морфологии аллохтоны, выдавленные в Магнитогорскую мегазону, не очень отличаются от пакетов пластин, надвинутых на Восточно-Уральскую мегазону.

С Копейской шовной зоной также сопряжено больше десяти надвигов, однако из-за того что зона сильно сплющена, внутренние надвиговые пластины существенно деформированы, разорваны сдвигами, поэтому их трудно идентифицировать и изображать на картах. Особенность дивергентной структуры Копейской зоны и ее обрамления состоит в том, что самые крупные аллохтоны надвинуты на Восточно-Уральскую мегазону. Все они либо сами представляют собой серпентинитовые меланжи либо подстилаются ими. В пределах Зауральской мегазоны аллохтоны, выжатые из Копейской зоны, сильно деформированы, сплющены, поэтому они слагают линейные синформы и обрывки синформ. Эти структуры тоже подстилаются серпентинитовым меланжем.

Дивергентной структурой шовных зон Восточно-Уральской мегазоны объясняется существование в самой мегазоне системы встречных надвигов, выдавленных в разное время из транспрессивных сдвиговых зон, т.е. конвергентным строением Восточно-Уральская мегазона обязана дивергентному строению шовных зон (рис. 10).

Выводы. 1. Формирование современной структуры Уйской и Копейской шовных зон, обрамляющих Восточно-Уральскую мегазону (палеомикроконтинент), происходило по крайней мере в два этапа: раннекаменноугольный и поздне триасовый.

2. Шовные зоны формировались в условиях сначала левосторонней, а затем правосторонней транспрессии.

3. Современная структура обеих шовных зон определяется дивергентным расположением выдавленных из них складчато-надвиговых пакетов.

4. Следствие дивергентного строения шовных зон — конвергентная структура Восточно-Уральского поднятия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Знаменский С.Е. Позднеколлизийные транспрессивные и транстенсивные структурные парагенезисы Магнитогорского мегасинклиория (Южный Урал) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Мат-лы XXXIX Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2006. С. 241–243.

Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Структурные парагенезисы и фазы деформаций Восточно-Уральской мегазоны на широте профиля УРАЛСЕЙС (URSEIS-95) // Геол. сб. Вып. 5. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 17–29.

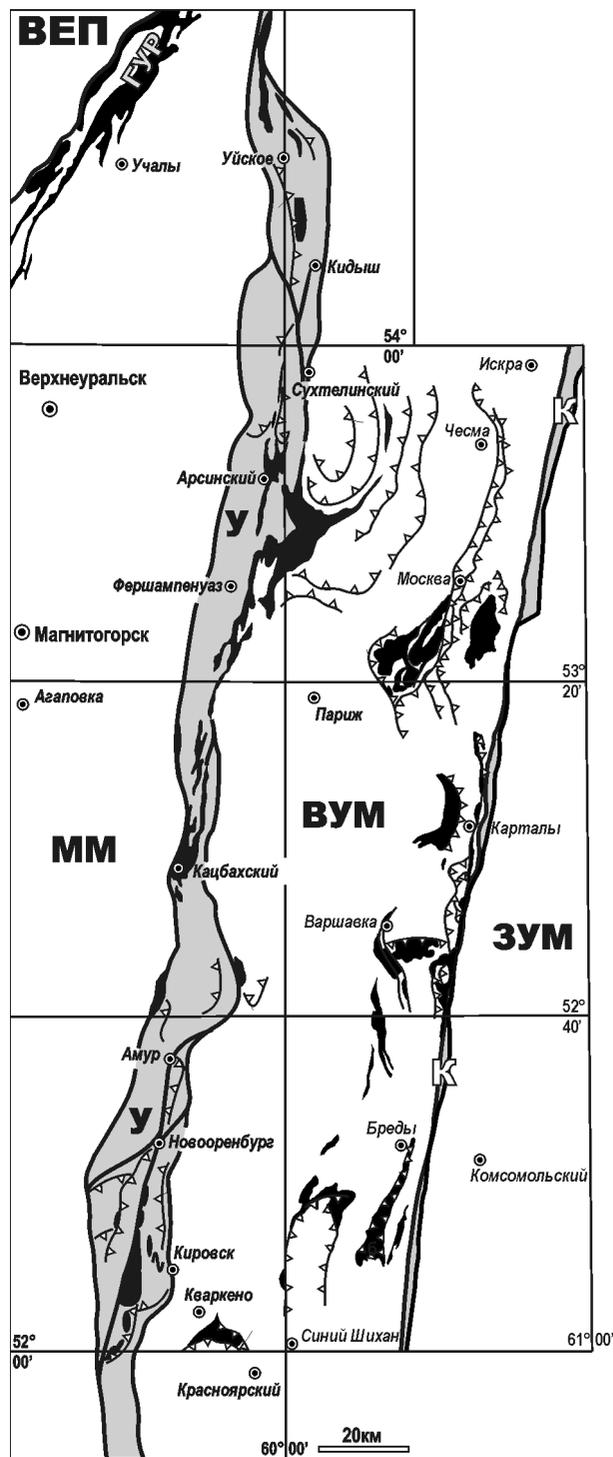


Рис. 10. Схема конвергентного строения Восточно-Уральской мегазоны. Условные обозначения см. на рис. 1, 2

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строение Урала: Автореф. докт. дисс. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: УТГУ, 1971. 217 с.

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

Пчелинцев С.В. Структурные парагенезисы и этапы деформаций Сугомакско-Кацбахской сдвиговой зоны на

широте г. Миасс (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2001. № 2. С. 20–25.

Тевелев Ал.В. Палеозойские зоны субдукции на Южном Урале (опыт обзора с анализом) // Тектоника неогоя: общие и региональные аспекты: Мат-лы XXXIV Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 220–223.

Тевелев Ал.В., Артюшкова О.В., Борисенко В.И. и др. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на Восточном склоне Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 5. С. 63–65.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Тр. лабор. геологии складчатых поясов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 124 с.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лабор. геологии складчатых поясов / Под ред. А.М. Никишина. Вып. 4. М., 2006. 300 с.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовая геодинамика Южного Урала в свете новых

изотопных данных // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Мат-лы XLI Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 317–321.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сопряженное развитие поверхностных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Докл РАН. 1996. Т. 246, № 5. С. 653–655.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика, процессы магмат. и метаморф.: Мат-лы Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 1999. С. 189–193.

Тевелев Арк.В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 254 с.

Bankwitz P., Ivanov K.S. The shear belt of the Eastern Urals — evidence for oblique collision of the South Urals // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала / Тез. докл. VI Уральского петрогр. совещ. Ч. 1. Екатеринбург, 1997. С. 54–58.

Tevelev Al.V., Kosheleva I.A., Tevelev Arc.V., Okhapkina E.Y. The boundary zones of the Eastern Urals. Moscow Europrobe Conf. 1998. P. 202–203.

Поступила в редакцию
24.10.2011