

Структурная эволюция южной части зоны распространения суванякского метаморфического комплекса и его обрамления (Южный Урал)*

Б. Г. Голионко, А. А. Георгиевский

Геологический институт РАН,
Российская Федерация, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Для цитирования: Голионко, Б. Г., Георгиевский, А. А. (2023). Структурная эволюция южной части зоны распространения суванякского метаморфического комплекса и его обрамления (Южный Урал). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 68 (3), 553–579. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2023.307>

Рассмотрены мезоструктурные парагенезы суванякского метаморфического комплекса, слагающего западную часть зоны (антиформу) Уралтау, а также комплексов, слагающих западный борт Зилаирского синклиория и Сакмарскую зону (аллохтон), смежные с зоной Уралтау. Установлена последовательность их формирования и структурная эволюция изучаемого региона. Показано, что в деформационной истории изученного региона, связанной с позднепалеозойской межконтинентальной коллизией, завершившей геодинамическую эволюцию Уральского палеоокеана, выделяются три этапа деформации. Первый этап деформации D1, выразившийся в формировании складок F₁ и ассоциирующих с ними надвигов западной и юго-западной вергентности связан с перемещением Сакмарского аллохтона в западном направлении. Второй этап деформации D2, маркируемый образованием складок F₂ и соскладчатых надвигов восточной и северо-восточной, реже юго-восточной вергентности, обусловленных процессами ретрошарьирования. Ретрошарьирование происходило в условиях субширотного сжатия, направленного с востока на запад, при этом смещения всего пакета аллохтонных пластин на запад не происходило. Причиной этому могло быть наличие существенного препятствия, не позволившего аллохтону осуществлять дальнейшее продвижение в западном направлении. При продолжающемся давлении с востока, со стороны вулканогенных образований бывшей Магнитогорской островной дуги и невозможности продвижения на запад, более восточные комплексы пододвигались под более западные, а последние соответственно надвигались в восточном направлении. Третий этап деформации D3, отмеченный формированием асимметричных левосдвиговых складок с крутопадающими шарнирами, отвечает широко распространенным на всей территории Уральской складчатой области постколлизийным сдвиговым движениям, окончательно оформившим структурный облик региона.

Ключевые слова: зона (антиформа) Уралтау, Зилаирский синклиорий, Сакмарский аллохтон, структурная эволюция, этап деформации, асимметричные складки, шарнир, линейность, суванякский метаморфический комплекс, максютовский комплекс, вергентность.

* Работа проведена в соответствии с госзаданием по теме Геологического института РАН №123032400058-6.

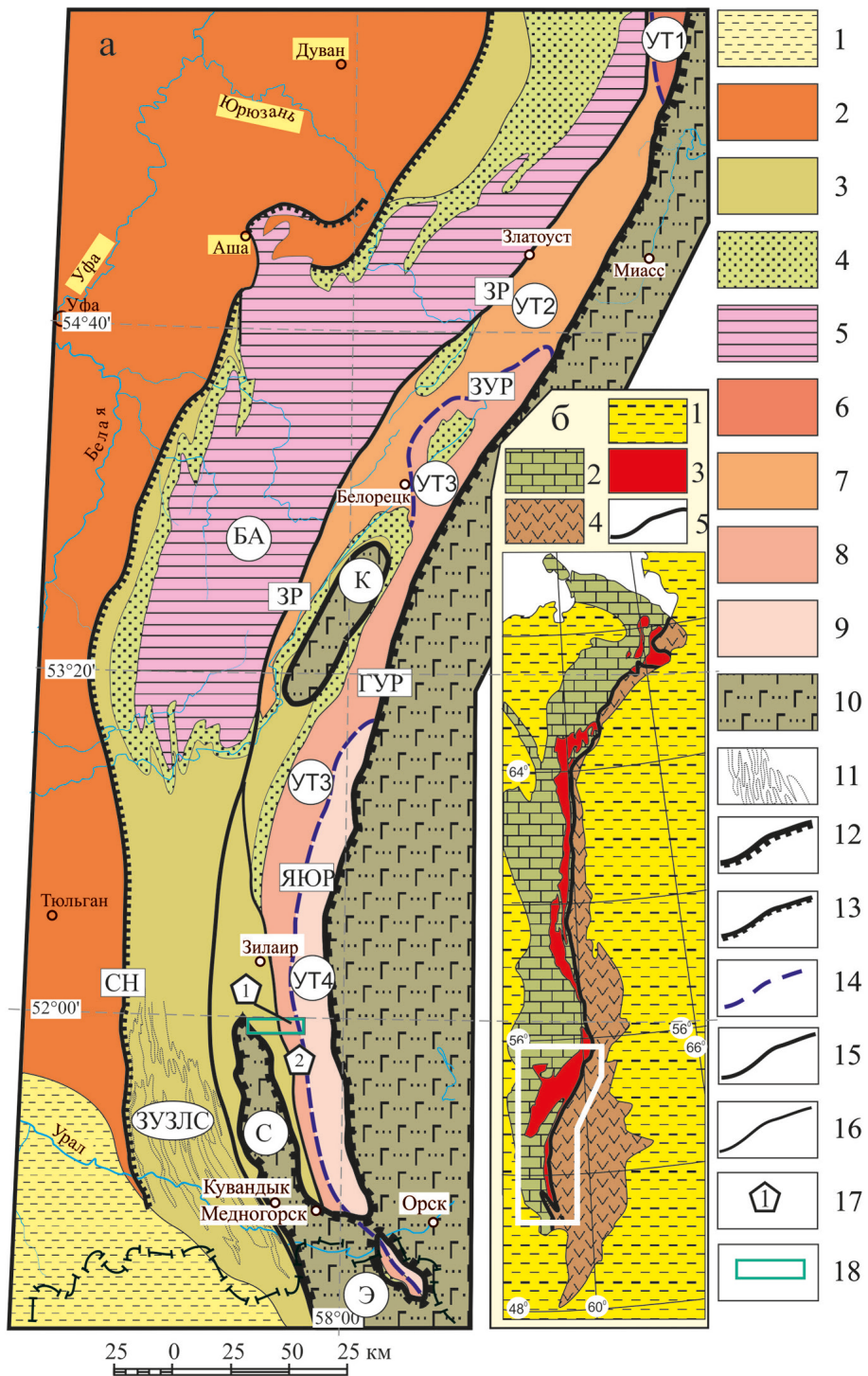
1. Введение

Изучение структурной эволюции и соотношения различных структурно-формационных зон Южного Урала — важная задача, позволяющая существенно уточнить характер тектонического и геодинамического развития данного региона. Несмотря на существенный прогресс, достигнутый в этом вопросе за последние десятилетия, до сих пор некоторые проблемы еще не нашли своего окончательно-го решения. Одной из таких проблем является характер структурных соотношений комплексов, слагающих зону Уралтау, а также соотношения структур самой зоны Уралтау и граничащих с ней Зилаирского синклинория и Сакмарской зоны (аллохтона). Решению этой задачи и будет посвящена эта работа. Основным методом исследования выбран мезоструктурный анализ, то есть изучение плоскостных и линейных элементов складчатых структур, развитых в пределах обнажения и установления взаимоотношений разновозрастных складок с целью изучения структурной эволюции изучаемого региона. Методика мезоструктурных исследований неоднократно изложена в отечественной (Казаков, 1976) и иностранной литературе (Turner and Weiss, 1963; Ramsay and Huber, 1987). Построение структурных диаграмм производилось при помощи программы Stereo 32.

2. Краткий геологический очерк

Для южной части Уральской складчатой области характерна отчетливо проявленная тектоническая зональность. Здесь выделяются (Пучков, 2010) палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы, разделенные полосой развития серпентинизированных гипербазитов, габброидов и тектонического меланжа, выделяемой как Главный Уральский разлом (ГУР). По зоне ГУР образования палеоокеанического сектора надвинуты на образования палеоконтинентального. В составе палеоконтинентального сектора Уральской складчатой области выделяются Предуральский прогиб и Западноуральская мегазона, состоящая из Зилаирского синклинория, Башкирского антиклинория, зоны (антиформы) Уралтау, Кракинского аллохтона и Сакмарской зоны (аллохтона) (рис. 1)

Суванякский метаморфический комплекс, выделенный Д. Г. Ожигановым (в 1941 г.), слагает преимущественно западное крыло, а в северной части формирует целиком зону (антиформу) Уралтау — весьма протяженный (более 300 км, при ширине от 5 до 30 км) субмеридиональный структурный элемент Западно-Уральской мегазоны. На востоке зоны Уралтау описан лишь один незначительный ($10 \times 0.2 - 0.5$ км) выход комплекса, зажатый между образованиями максютовского метаморфического комплекса и Главного Уральского разлома (Горохов, 1962). От максютовского метаморфического комплекса, образующего центральную и восточную части антиформы Уралтау, основная область распространения суванякского комплекса отделена Янтышевско-Юлукским разломом, а с запада граничит с образованиями Зилаирского синклинория и Сакмарской зоны (аллохтона) (рис. 1). В отличие от максютовского метаморфического комплекса, представленного разнообразными метамагматическими и метаосадочными породами, метаморфизованными в пределах от зеленосланцевой до глаукофансланцевой и эклогитовой фации, суванякский комплекс сложен кварцито-сланцевыми толщами, метаморфизован-



ными в низкотемпературных субфациях зеленосланцевой фации (Пучков, 2010). Зона распространения суваянского метаморфического комплекса может быть условно разделена на северную (севернее широты г. Белорецка), центральную — до 52° северной широты и южную часть, простирающуюся вплоть до замыкания антиформы Уралтау.

Противоречивыми являются данные о возрасте суваянского комплекса, ранее относившегося к позднему докембрию. Находки палеозойской фауны в центральной части зоны его распространения (Родионов и Радченко, 1987; Артюшкова и др., 2003; Мавринская и Якупов, 2009) позволили отнести большую его часть к палеозою, в то же время севернее широты г. Белорецка образования комплекса прорваны гранитоидами Бурангуловского и Мазаринского массивов с возрастом 720 млн лет (Кузнецов, 2009; Пучков, 2010), что определяет поздний рифей в качестве верхнего возрастного предела комплекса в этой части его зоны развития.

Несмотря на хорошую обнаженность, южная часть зоны распространения суваянского комплекса изучена недостаточно, что затрудняет корреляцию выделяемых здесь подразделений с общепринятыми подразделениями комплекса,

Рис. 1. Схема тектонического районирования южного сегмента Западно-Уральской мегазоны и сопряженных структур (а). Составлено по: (Пучков, 2010, Голионко и др., 2023), с изменениями. Упрощенная схема тектонической зональности Урала (б)

Условные обозначения: (а) 1 — мезозойско-кайнозойские толщи чехла Прикаспийской впадины; 2–10 — Палеоконтинентальный сектор Уральской складчатой области: 2 — верхнепалеозойские комплексы осевой зоны и западного борта южного сегмента Предуральского прогиба, 3 — верхнепалеозойские комплексы восточного борта южного сегмента Предуральского прогиба и фамен-турнейские толщи Зилаирского синклинория, 4 — ранне- и среднепалеозойские комплексы Западноуральской мегазоны; 5–9 — неравномерно метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы южного сегмента зоны Центрально-Уральского поднятия: 5 — глубоко метаморфизованные раннедокембрийские образования (тараташский метаморфический комплекс) и неметаморфизованные верхнедокембрийские толщи Башкирского антиклинория (БА), объединенные; 6–9 — неравномерно метаморфизованные верхнедокембрийские и палеозойские комплексы антиформы Уралтау: 6 — Уфалейской (УТ1), 7 — Таганайско-Белорецкой (УТ2), 8 — Суваянской (УТ3) и 9 — Максютовской (УТ4) метаморфических комплексов, Э — Эбегинская антиформа; 10 — Палеоокеанический сектор Уральской складчатой области и аллохтонные структурные элементы Западно-Уральской мегазоны — Краинский (К) и Сакмарский (С) краевые аллохтоны (палеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы), а также офиолиты; 11 — структурные линии, иллюстрирующие развитие пакетов изоклинальных складок (Западноуральская зона линейных складок — ЗУЗЛС) в верхнепалеозойских толщах южной части восточного борта южного сегмента Предуральского прогиба; 12–15 — крупноамплитудные надвиги регионального значения: 12 — Главный Уральский разлом (ГУР), 13 — Сюренский надвиг (СН), 14 — разломы, разделяющие тектонические единицы в структуре зоны Уралтау: Янтышевско-Юлукский (ЯЮР), Западно-Уралтауский (ЗУР), Уфалейско-Александровский (УАР), 15 — Зюраткульский разлом (ЗР), разделяющий Башкирское поднятие и Таганайско-Белорецкую тектоническую единицу зоны антиформы Уралтау, и его южное продолжение в Зилаирском синклинории; 16 — прочие крупные разломы; 17 — места отбора проб на детритовый циркон: 1 — G18-1, 2 — R14-396; 18 — район работ; (б) 1 — мезозойско-кайнозойские толщи чехла Восточно-Европейской платформы, Печорской и Западно-Сибирской плит, Прикаспийской впадины; 2–3 — Палеоокеанический сектор Уральской складчатой области: 2 — палеозойские комплексы Западно-Уральской мегазоны и Предуральского прогиба, 3 — неравномерно метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы зоны Центрально-Уральского поднятия; 4 — неравномерно метаморфизованные, преимущественно палеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и ассоциирующие с ними осадочные комплексы, а также офиолиты и гранитоиды Палеоокеанического сектора Уральской складчатой области и аналогичные по составу и строению комплексы, слагающие в пределах Западно-Уральской мегазоны краевые Краинский и Сакмарский аллохтоны; 5 — Главный Уральский разлом.

установленными в центральной и северной частях области его развития. В разное время породы, развитые здесь, относились к нескольким разновозрастным стратиграфическим подразделениям. На ранних стадиях исследований они относились к каялинской и катралинской свитам кембрийского возраста (Ключихин, 1959), затем эти же комплексы были отнесены к акбиикской и белекейской свитам, которые, по данным (Криницкий и Криницкая, 1965), на основании сопоставления со сходными по составу комплексами, развитыми севернее изучаемого района, соответствуют ордовику и нерасчлененным отложениям ордовика и силура соответственно. На наиболее современной геологической карте масштаба 1:1 000 000 (Лядский и др., 2013) развитые в районе толщи суваняжского комплекса отнесены к нерасчлененным отложениям поимской и тереклинской свит, сопоставляемых с нижним кембрием.

Согласно данным недавно проведенных изотопно-геохимических исследований зерен обломочного циркона (Рязанцев и др., 2019; Голионко и др., 2023), минимальный возраст обломочных цирконов из кварцитов суваняжского комплекса — 512 ± 5 млн лет, что близко к границе раннего и среднего кембрия (Cohen et al., 2022). Соответственно, этот возраст является нижним возрастным пределом для пород суваняжского метаморфического комплекса в изучаемом районе. В пробах отмечается резкий венд-кембрийский возраст пик, а также малочисленные группы цирконов позднерифейско-раннепротерозойского возраста. Близкий характер возрастного распределения выявлен для возрастов зерен циркона из ордовикских терригенных толщ Сакмарских аллохтонов и Восточно-Уральского поднятия (Рязанцев и др., 2019). Все это позволяет предполагать ордовикский возраст и для пород суваняжского комплекса в исследованном районе.

Судя по полученным Th/U отношениям (Голионко и др., 2023), среди изученных зерен циркона из кварцитов суваняжского комплекса вряд ли присутствуют зерна метаморфической природы, наиболее вероятно магматическое происхождение всех зерен. Предположительно, первичный источник цирконов с возрастными 500–650 млн лет для суваняжского комплекса — магматиты каялинской (лушниковской) островной дуги вендского возраста, для комплексов которой известны датировки 590 ± 4 млн лет (Самыгин и др., 2007), $577,8 \pm 8,6$ и $543,2 \pm 4,6$ млн лет (Самыгин и др., 2010).

Янтышевско-Юлукский разлом, разделяющий суваняжский и максютовский метаморфические комплексы, протягивается на 200 км. Вдоль простирания разлома углы падения и даже его направление меняются. Так, на большей части разлом характеризуется западными падениями под углом $30\text{--}60^\circ$, а к северу от д. Темясово приобретает субвертикальное падение, на отдельных участках, судя по результатам картирования, наблюдаются обратные восточные падения под углом около 70° . По данным (Захаров и Пучков, 1994), разлом представляет собой зону сложного строения с развитыми в ней пластинами серпентинитов, метагабброидов и тектонически перемешанных в различной степени метаморфизованных образований максютовского и суваняжского комплексов. В отношении морфогенетического типа Янтышевско-Юлукского разлома мнения исследователей разделились. О. А. Захаров и В. Н. Пучков (Захаров и Пучков, 1994) рассматривали Янтышевско-Юлукский разлом как зону поддвига, по которой породы суваняжского комплекса пододвинуты под образования максютовского комплекса. В противоположность

этому в работе (Brown et al., 1998) Янтышевско-Юлукский разлом определен как ретрошарьяж, по которому суваянские породы надвинуты на максютовские. А в работе (Hetzl, 1999) на основании изучения кренуляционного кливажа в суваянских породах в зоне динамического влияния разлома данное тектоническое нарушение определено как сброс.

Завершающие деформации суваянского комплекса датируются поздним палеозоем (Пучков, 2010; Кузнецов, 2009).

В отношении геодинамического происхождения суваянского комплекса вопрос до сих пор остается дискуссионным: одни исследователи считают его частью палеозойской окраины палеоконтинента Балтика (Пучков, 2010), другие, исходя из результатов изучения детритового циркона (U-Pb возрасты и Hf изотопия) из суваянского комплекса, аргументируют его чужеродность Балтике и родственность кадомско-авалонским Пери-Гондванским террейнам (Кузнецов и Романюк, 2021).

Как уже было сказано выше, с запада суваянский комплекс граничит с образованиями Зилаирского синклиория. Ранее эти породы относились к верхней подсвите катралинской свиты позднекембрийского возраста (Ключихин, 1959) и, таким образом, были включены в состав суваянского комплекса. В настоящее время (Лядский и др., 2013) развитые здесь вулканомиктовые гравелиты, песчаники и алевролиты отнесены к зилаирской свите позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, слагающей здесь восточное крыло Зилаирского синклиория, к западу от которого развит сложнодислоцированный пакет тектонических чешуй, сложенных в данном районе осадочными и магматическими горными породами в возрастном диапазоне от ордовика до среднего девона, относящихся к Сакмарской зоне (аллохтону) (Пучков, 2010). На юге образования зоны Уралтау непосредственно контактируют с породами Сакмарского аллохтона.

3. Результаты структурного анализа

Для установления характера деформаций суваянского метаморфического комплекса и его обрамления были проведены структурно-геологические исследования в районе среднего течения р. Сакмара ниже д. Янтышево. В этом месте интересующие нас комплексы вскрыты в береговых обрывах широтного отрезка реки на протяжении 15 км, что дает отличные возможности для изучения последовательности формирования и соотношения структур (рис. 2).

Описания структур будут проводиться с востока на запад, соответственно сверху вниз по течению, что позволит последовательно пересечь все развитые здесь структурно-формационные комплексы.

В начале широтного отрезка р. Сакмара, напротив д. Янтышево, в скальных обнажениях правого борта долины наблюдаются породы максютовского метаморфического комплекса, представленные слюдястым и графитовыми кварцитами. Структура комплекса определяется развитием зигзагообразных асимметричных складок (по форме напоминающих Z), опрокинутых на северо-восток (рис. 3). Пологие крылья этих структур погружаются в юго-западном направлении под углом 20–45°, а северо-восточные крылья характеризуются крутыми падениями на северо-восток под углом 60–75° в асимметричных складках, а также падениями на

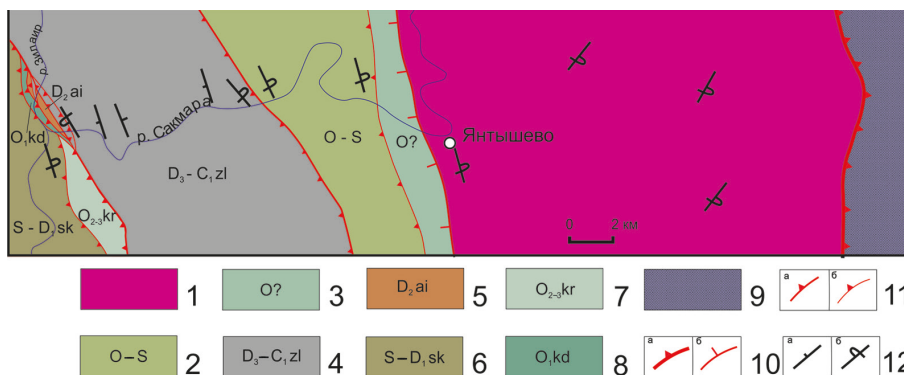


Рис. 2. Схема геологического строения среднего течения р. Сакмара. Составлено по: (Ключихин, 1962; Криницкий и Криницкая 1965; Лядский и др., 2013) с изменениями

Условные обозначения: 1–3 — палеозойские комплексы антиформы Уралтау: 1 — максютовский метаморфический комплекс нерасчлененный; 2–3 — суваянский метаморфический комплекс: 2 — ордовикско-силурийские образования: метаалевролиты, метапесчаники, метагравелиты, хлорит-серпичитовые сланцы, 3 — ордовикские(?) образования: филлиты, кварциты, кварцито-песчаники; 4–8 — Западно-Уральская мегазона: 4 — верхний девон — нижний карбон, зилайская свита: песчаники, алевролиты гравелиты, конгломераты, 5 — средний девон, айтпайская свита, кремни, кремнистые брекчии, песчаники с обломками кремней, 6 — силур — нижний девон сакмарская свита: кремни, 7 — средний — верхний ордовик, кураганская свита: аргиллиты, алевролиты, базальты, 8 — нижний ордовик, кидрясовская свита: аркозовые песчаники; 9 — тектонический меланж зоны Главного Уральского разлома: серпентиниты, габброиды, 10–11 тектонические границы: 10 — главные тектонические границы: а — Главный Уральский разлом, б — Янтышевско-Юлукский разлом; 11 — второстепенные разломы и тектонические границы: а — западная граница суваянского метаморфического комплекса, б — прочие тектонические контакты; 12 — элементы залегания слоистости и сланцеватости: а — нормальные залегания, б — опрокинутые залегания.

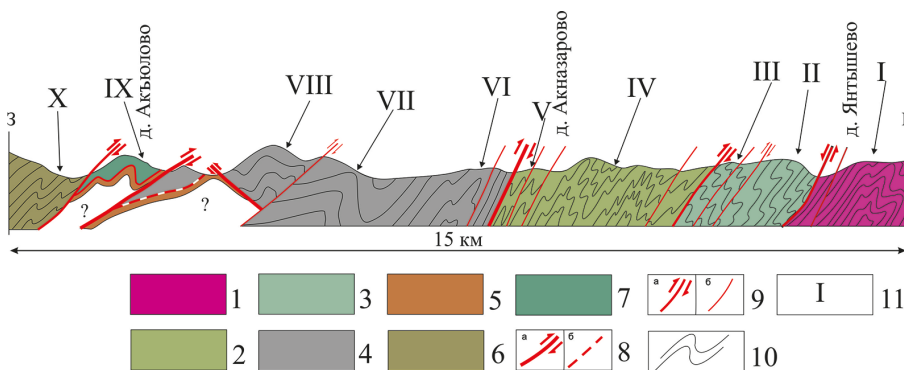


Рис. 3. Схематический геологический профиль по долине р. Сакмара от д. Янтышево до Акбүлөвө. Условные обозначения: 1–3 — палеозойские комплексы поднятия Уралтау: 1 — максютовский метаморфический комплекс нерасчлененный; 2–3 — суваянский метаморфический комплекс: 2 — ордовикско-силурийские образования: метаалевролиты, метапесчаники, метагравелиты, хлорит-серпичитовые сланцы, 3 — ордовикские (?) образования: филлиты, кварциты, кварцито-песчаники; 4–6 — Западно-Уральская мегазона: 4 — Зилайский синклиниорий — верхний девон — нижний карбон, зилайская свита: песчаники, алевролиты гравелиты, конгломераты, 5–7 — Сакмарская зона (аллохтон): 5 — средний девон, айтпайская свита, кремни, кремнистые брекчии, песчаники с обломками кремней, 6 — силур — нижний девон сакмарская свита: кремни, 7 — нижний ордовик, кидрясовская свита: аркозовые песчаники; 8–9 — тектонические границы: 8 — границы структурно-формационных зон: а — наблюдаемые, б — предполагаемые; 9 — прочие тектонические границы: а — главные, б — второстепенные; 10 — структурные линии по направлению слоистости и сланцеватости, 11 — места проведения детальных структурных наблюдений, римские цифры совпадают с номерами структурных диаграмм на рис. 5 и 11.

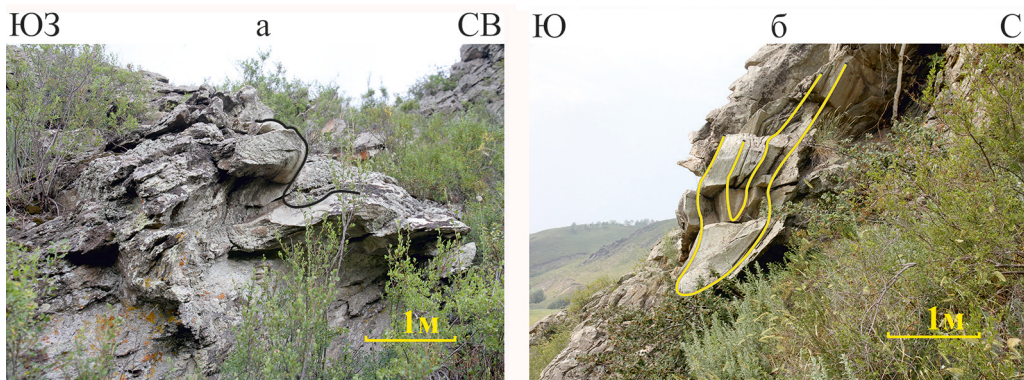


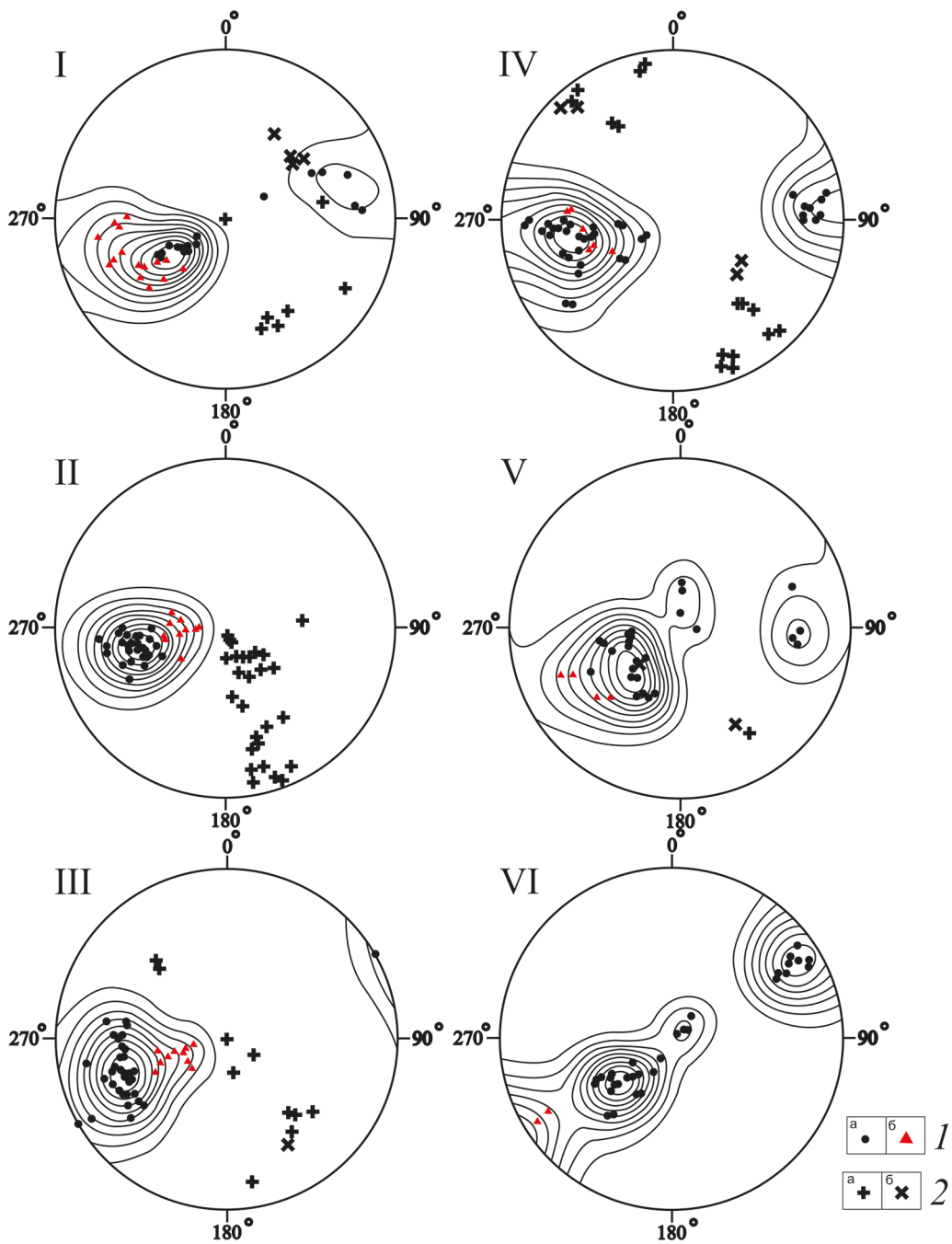
Рис. 4. Складчатые деформации пород максютовского комплекса:

- а — складки северо-восточной vergentности в кварцитах максютовского метаморфического комплекса;
- б — ранняя изоклиальная складка на крыле складки северо-восточной vergentности. Правый берег р. Сакмара напротив д. Янтышево

юго-запад под углом $45-75^\circ$ в опрокинутых складках (рис. 4). Шарниры складок полого погружаются в северо-западном направлении (рис. 5, I). Здесь же на крыльях складок северо-восточной vergentности встречены ранние изоклиальные складки с шарнирами, ориентированными под углом $60-80^\circ$ по отношению к простиранию шарниров основных структур. На крыльях складок наблюдается линейность, погружающаяся в юго-западном направлении под углом $30-35^\circ$. Подобные парагенезы структур (ранние изоклиальные складки и асимметричные складки, опрокинутые в северо-восточном направлении) являются характерными для части области развития максютовского метаморфического комплекса, прилегающего к зоне Янтышевско-Юлукского разлома, поскольку в зоне динамического влияния последнего происходит смена обычной для складок максютовского метаморфического комплекса юго-восточной vergentности (Ленных, 1977; Миллер, 1977; Голионко и др., 2021) на северо-восточную.

Складчатые структуры подобного типа наблюдаются при движении вниз по реке на расстоянии около одного километра, затем при приближении к выраженной седловине правого борта долины реки складки исчезают, графитовые кварциты максютовского комплекса моноклинально падают в юго-западном направлении под углом $30-42^\circ$, часто наблюдаются субсогласные зоны катаклаза и милонитизации юго-западного падения, иногда секущие сланцеватость и метаморфическую полосчатость кварцитов. В слабообнаженной седловине, напротив санатория Сакмар, породы максютовского комплекса сменяются образованиями зоны Янтышевско-Юлукского разлома, представленными блоками рассланцованных метагабброидов и сильноизмененных пород обоих комплексов. Для блоков в зоне разлома характерны запад-юго-западные падения сланцеватости под углом 40° .

За седловиной в обрывах правого борта р. Сакмара вскрыты интенсивно дислоцированные филлиты (преобладают) и кварциты серовато-зеленого цвета, относящиеся к суванякскому комплексу и находящиеся в зоне динамического влияния Янтышевско-Юлукского разлома (Голионко, 2018). Для пород характерно развитие сильно сжатых S-образных изоклиальных зигзагообразных асимметричных скла-



док с параллельными верхними и нижними крыльями, в которые смята сланцеватость S_1 , совпадающая со слоистостью S_0 . Развит интенсивный кливаж осевой плоскости S_2 , параллельный S_0 и S_1 на крыльях складок и перпендикулярный последним в замковых зонах структур. Часто видно, как зажатая между плоскостей S_2 сланцеватость S_1 и совпадающая с ней слоистость S_0 сминаются в микроскладки, идентичные основным структурам. Запад-юго-западное падение осевых плоскостей, совпадающее с падением крыльев и общим падением толщи, изменяется от 40 до 70°. Все складки погружаются на запад-юго-запад, то есть верхние крылья структур смещаются относительно нижних в направлении общего падения толщи (рис. 6). Опрокинутые на северо-восток Z-образные мелкие складки лишь осложняют смыкающие крылья основных структур. Падение смыкающих крыльев, как правило, не превышает 45°. Размах крыльев погружающихся складок варьирует от нескольких сантиметров до 10–15 м. Характерна резкая ундуляция шарниров, углы падения которых при северо-западном погружении меняются от 2 до 60°. Особенности строения складок и характер ундуляции их шарниров отражены на стереограмме, представляющей результаты статистической обработки замеров сланцеватости и линейности данных структур (см. рис. 5, II).

Анализ мезоскладок, развитых в зоне влияния Янтышевско-Юлукского разлома, показал, что движения происходили вниз по падению его сместителя, то есть с формальной точки зрения разлом является сбросом. Тем не менее, как будет показано ниже, такой формальный подход не отражает все особенности зоны контакта двух комплексов, формирующих зону Уралтау.

В 2.5 км ниже по течению после расширения долины реки разрез суванякского комплекса представлен чередованием бежевых малослюдистых кварцитов (преобладают) и зеленовато-серых филлитов. Толща интенсивно дислоцирована, падения варьируют от юго-западных до запад-северо-западных, углы падения — 60–85° (см. рис. 3). Складки здесь представлены тремя генерациями структур. Наиболее ранними являются погружающиеся на юго-запад и запад-северо-запад асимметричные S и Z (в зависимости от экспозиции) складки F₁, аналогичные описанным выше и представленные лишь обрывками структур. Структуры сильно сжатые, вплоть до изоклинальных. Верхние и нижние крылья структур субпараллельны осевым плоскостям и общему падению толщи, характеризуются нормальными за-

Рис. 5. Структурные диаграммы залегания сланцеватости, шарниров складок и линейности в породах зон Уралтау и Зилаирского синклиория

Условные обозначения: I — складки в максютовском метаморфическом комплексе, опрокинутые на северо-восток, правый берег р. Сакмара напротив д. Янтышево — 44 замера; II — складки F₁ в породах суванякского комплекса, погружающиеся на юго-запад, правый берег р. Сакмара напротив санатория Сакмар — 64 замера; III — складки F₁ в породах суванякского комплекса, погружающиеся на юго-запад, правый берег р. Сакмара между д. Янтышево и Акназарово, — 53 замера; IV — складки F₂ восточной и северо-восточной вергентности в породах суванякского комплекса, правый берег р. Сакмара в 1.5 км выше д. Акназарово, — 63 замера; V — складки F₂ восточной и северо-восточной вергентности в породах суванякского комплекса в зоне контакта с породами зилаирской свиты — 32 замера; VI — складки северо-восточной вергентности в породах зилаирской свиты в зоне контакта с породами суванякского комплекса — 33 замера; 1 — полюса сланцеватости: а — нормальные залегания, б — опрокинутые залегания; 2 — линейные структурные элементы: а — шарниры складок, б — линейность. Изолинии отражают распределение плотностей замеров нормальных и опрокинутых залеганий от меньшей к большей плотности. Равноугольная проекция, верхняя полусфера.

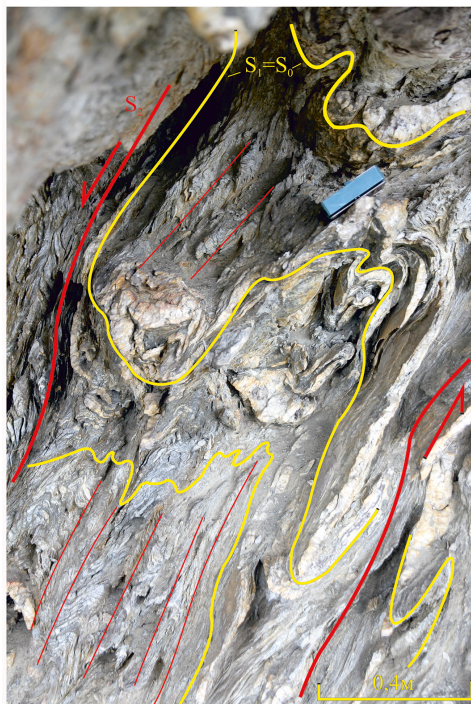


Рис. 6. Складки F1 в филлитах суваянского комплекса, погружающиеся на юго-запад, правый берег р. Сакмара напротив санатория Сакмар

ном направлении под углом $60\text{--}70^\circ$ (рис. 7, б). Эти же складки встречаются на левом борту долины р. Сакмара вдоль дороги Янтышево — Акназарово, где слои филлитов и кварцитов суваянского комплекса, круто ($70\text{--}80^\circ$) падающие в запад-юго-западном направлении, смяты в левосдвиговые складки с субвертикальными ($80\text{--}85^\circ$) шарнирами. Наблюдались лишь мелкие складки этого типа с размахом крыльев, не превышающим $0.2\text{--}0.4$ м, однако, учитывая изменения падения суваянских пород от юго-западного до северо-западного, соответствующее изменению падений на крыльях мелких сдвиговых складок, следует предположить наличие в структуре участка и крупных складок этого типа.

К западу от описанного участка происходит резкая смена литологического состава суваянского комплекса. Кварциты сменяются толщей серых, зеленовато-серых песчаников и кварцито-песчаников с прослоями серицит-хлорит кварцевых сланцев, иногда в разрезе появляются черные метаморфизованные кремнистые алевролиты. Контакт двух толщ тектонический и представляет собой зону дробления, катаклаза и разлинзования, круто ($50\text{--}60^\circ$) падающую в юго-западном направлении. В области тектонического контакта развиты кварцевые жилы, смятые в сжатые зигзагообразные складки, опрокинутые на северо-восток, что позволяет считать контакт двух толщ крутопадающим взбросом северо-восточной вергентности. Складки характеризуются острыми замками, горизонтальный размах структур

леганиями, углы падения достигают 85° , падения смыкающих крыльев не превышают 45° при опрокинутом залегании. Следует отметить некоторую условность применения терминов «нормальное» и «опрокинутое» залегание по отношению к изучаемой толще. Шарниры складок полого ($25\text{--}30^\circ$) погружаются в северо-западном и юго-восточном направлении (см. рис. 5, III). Складки F1 разделены послынными зонами милонитизации и катаклаза, в которых развиты опрокинутые на северо-восток, по отношению к структуре вынырывающие (когда верхнее крыло смещается по восстанию относительно нижнего) изоклиальные асимметричные зигзагообразные складки, относящиеся ко второй генерации F2 (рис. 7, а). В целом лучше сохраняются замковые части складчатых структур, где развиты нейтральные складки М-типа. Размах крыльев складчатых структур, наблюдаемых на этом участке, не превышает 0.5 м. В толще развиты более поздние сдвиговые левосторонние складки F3 с крутопадающими шарнирами, погружающимися в северо-западном и север-

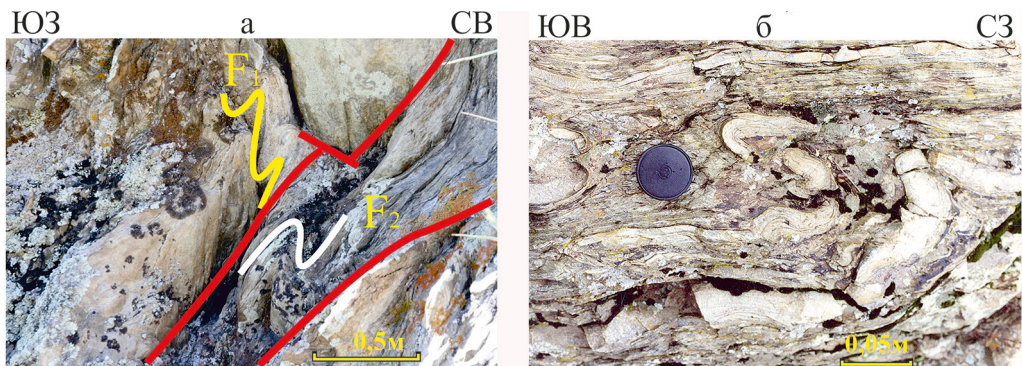


Рис. 7. Деформации пород суванякского комплекса: а — пересечение складок F1, погружающихся на юго-запад, зоной расщелачивания с развитыми в ней складками F2, опрокинутыми на северо-восток, правый берег р. Сакмара между д. Янтышево и Акназарово; б — сдвиговая S складка F3 с крутопадающим шарниром, левый берег р. Сакмара, карьер у дороги Янтышево — Акназарово

не превышает 0.5 м, шарниры погружаются в северо-западном направлении под углом 20–25° (рис. 8, а). В целом эти складки уверенно сопоставляются со складками второй генерации F₂, выделенными на предыдущем участке.

Далее к западу вниз по течению вплоть до д. Акназарово в береговых обрывах р. Сакмара наблюдаются породы суванякского комплекса, смятые в систему сжатых, близких к изоклиналим, зигзагообразных складок северо-восточной vergentности. Падение юго-западных крыльев структур достигает 40–70°, а северо-восточных — 60–85°, часто наблюдаются юго-западные опрокинутые залегания. Горизонтальный размах структур варьирует от 0.5 до первых сотен метров (рис. 8, б). Замки складок острые, шарниры полого (2–10°) погружаются в северо-восточном и юго-западном направлении, линейность параллельна шарнирам складок (см. рис. 5, IV). Отчетливо наблюдается кливаж осевой плоскости, по которому часто видны разрывы и смещения крыльев складок. По всей видимости, эти складчатые структуры также относятся ко второй генерации F₂. Складки первой и третьей генерации на этом участке отмечены не были.

В долине пересыхающего ручья, впадающего с севера в долину р. Сакмара в 1 км к востоку от д. Акназарово, наблюдается смена сильно расщелоченных филлитов и кварцито-песчаников суванякского комплекса, расположенных на западной границе антиформы Уралтау вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами зилаирской свиты позднедевонско — раннекаменноугольного возраста, приуроченных к восточной границе Зилаирского синклинория (см. рис. 3).

Восточный борт ручья сложен светло-серыми расщелоченными филлитами с подчиненным количеством серых кварцито-песчаников, смятых в узкие изоклиналильные складки, осевые плоскости которых круто (45–60°) погружаются в юго-западном направлении, что определяет опрокидывание структур на северо-восток. Шарниры складок и параллельная им линейность полого погружаются в северо-западном направлении (см. рис. 5, V). Как правило, складки испытывают разрыв и смещение крыльев по осевым плоскостям. Сохранившиеся складки редки (рис. 9, а). Это сильно сжатые структуры с горизонтальным размахом, не превышающим 1 м. На западном борту долины ручья, в коренных обнажениях и мелких

ЮЗ

а

СВ



ЮЗ

б

СВ

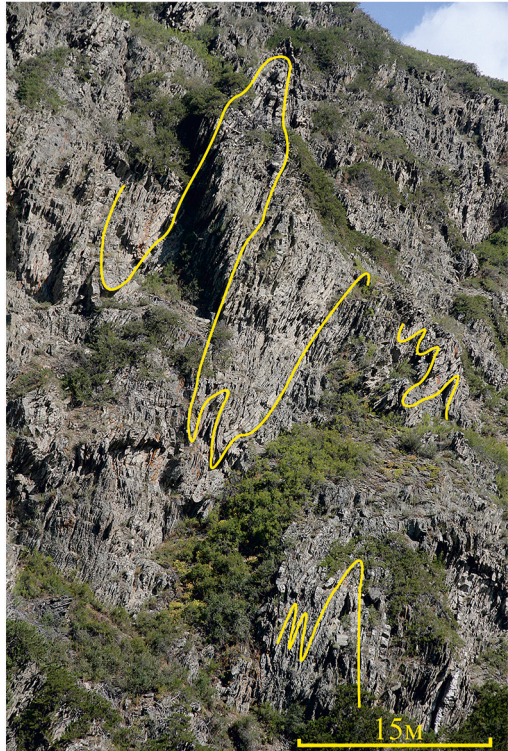


Рис. 8. Складки северо-восточной vergentности F2 в породах суванянского комплекса:

а — мелкие складки в кварцевых жилах, развитых в породах комплекса вблизи границы составляющих его толщ, правый берег р. Сакмара между д. Янтышево и Акназарово; б — опрокинутые на северо-восток складки в породах комплекса, левый берег р. Сакмара, в 1,5 км выше д. Акназарово

СВ

а

ЮЗ

ЮЗ

б

СВ



Рис. 9. Складки F2, опрокинутые на северо-восток в районе контакта зоны Уралтау и Зилаирского синклинория:

а — складки в сланцах суванянского комплекса, правый берег р. Сакмара в 1 км ниже д. Акназарово, складки в песчаниках и алевролитах зилаирской свиты, 1,5 км ниже д. Акназарово

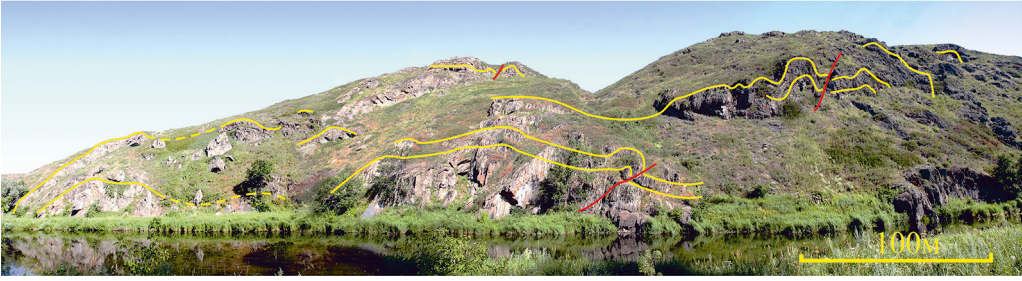


Рис. 10. Панорама правого берега р. Сакмара в 1 км выше слияния с р. Зилаир. Наблюдается переход от складок восточной вергентности в правой части снимка к складкам западной вергентности в его левой части

придорожных карьерах, вскрываются дислоцированные песчаники и алевролиты зилаирской свиты, моноклинально погружающиеся на юго-запад под углом 70° . Непосредственный контакт не вскрыт, но, несомненно, он является тектоническим, взбросо-надвигового типа.

К западу от тектонического контакта, по которому образования Зилаирского синклиория надвинуты на образования антиформы Уралтау, песчаники и алевролиты зилаирской свиты смяты в сжатые складки, опрокинутые на северо-восток, с горизонтальным размахом от 1–5 до несколько сот метров (рис. 9, б). Юго-западные крылья структур погружаются под углом $40\text{--}60^\circ$, а более крутопадающие северо-восточные — под углом $70\text{--}85^\circ$ (см. рис. 5, VI). В складках, круто ($50\text{--}60^\circ$) падающих на юго-запад, отчетливо развит кливаж осевой плоскости.

Таким образом, в районе границы Зилаирского синклиория и антиформы Уралтау развиты лишь складки восточной вергентности, уверенно сопоставляемые со складками F_2 , установленными в суваянском комплексе выше по течению р. Сакмара. Далее к западу складки северо-восточной вергентности доминируют и определяют структуру данного участка.

На западе исследованного района в 1,5–2 км выше слияния р. Сакмара и Зилаир, возле д. Акьюлово, наблюдается смена складок северо-восточной вергентности складчатыми структурами западной и юго-западной вергентности (рис. 10), причем очевидно, что первые наложены на вторые. В обрывах правого борта р. Сакмара на протяжении километра отмечается смена асимметричных складок с падением на северо-восточных крыльях $50\text{--}80^\circ$ и $20\text{--}45^\circ$ на юго-восточных (рис. 11, VII), с горизонтальным размахом крыльев 15–200 м, пологими складчатыми структурами западной вергентности. Здесь наблюдаются породы зилаирской свиты, погружающиеся на юго-запад под углами $40\text{--}55^\circ$, при обратных северо-восточных падениях, не превышающих 30° (рис. 11 VIII). Изредка в долине р. Зилаир наблюдаются более мелкие асимметричные складки западной вергентности с горизонтальным размахом порядка 10–50 м, где падения западных крыльев возрастают до субвертикальных (рис. 12, а).

На водоразделе р. Сакмары и Зилаира наблюдается контакт вулканомиктовых алевролитов, песчаников и гравелитов с редкими прослоями кремней, относящихся к зилаирской свите, слагающей восточный борт Зилаирского синклиория и отве-

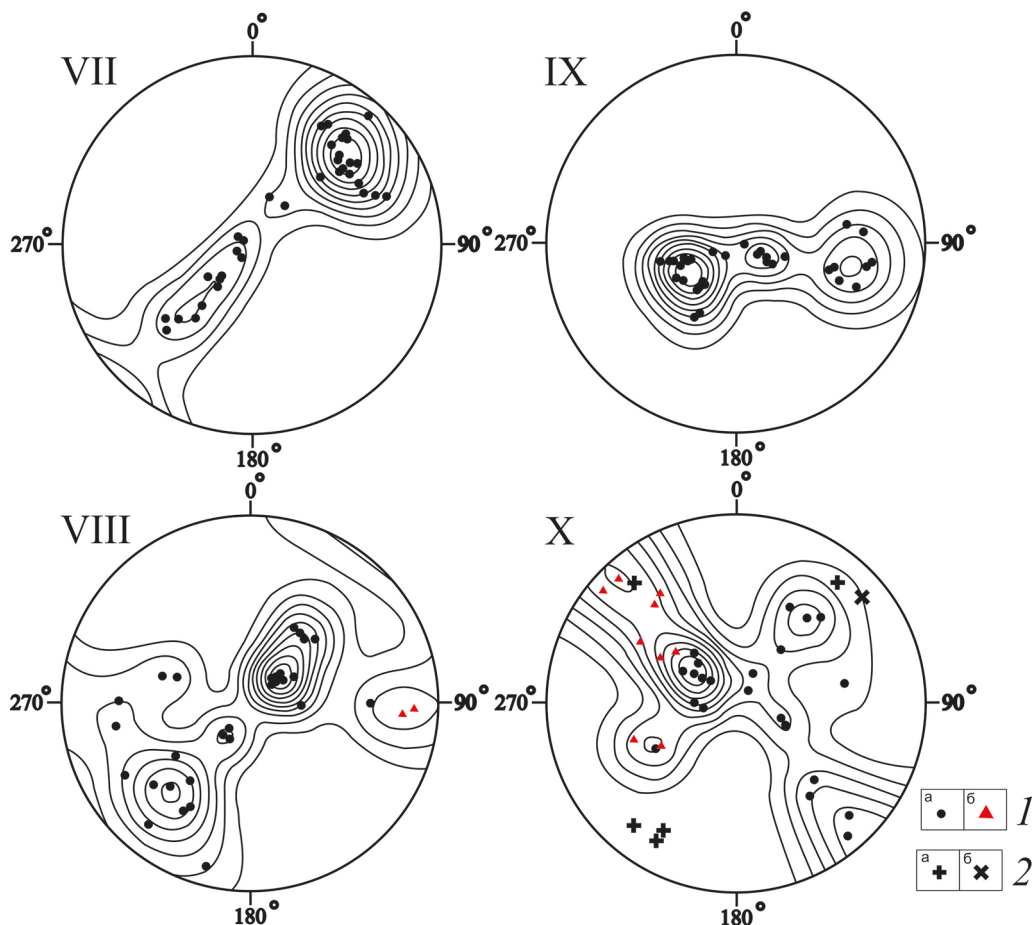


Рис. 11. Структурные диаграммы залегания сланцеватости, шарниров складок и линейности в породах Зилаирского синклиория и Сакмарской зоны (аллохтона)

Условные обозначения: VII — складки F2 северо-восточной вергентности в породах зилаирской свиты — 37 замеров, водораздел рек Сакмара и Зилаир — 31 замер; VIII — складки F1 западной и юго-западной вергентности в породах зилаирской свиты (Зилаирский синклиорий) и айтпайской свиты (Сакмарский аллохтон); IX — складки восточной вергентности F2 в аркозовых песчаниках кидрясовской свиты (Сакмарский аллохтон) — 32 замера, правый борт долины р. Зилаир; X — складки F2 юго-восточной и северо-восточной вергентности в породах сакмарской свиты (Сакмарский аллохтон) — 35 замеров, правый борт долины р. Сакмара за д. Акьюлово; 1 — полюса сланцеватости: а — нормальные залегания, б — опрокинутые залегания; 2 — линейные структурные элементы: а — шарниры складок, б — линейность. Изолинии отражают распределение плотностей замеров нормальных и опрокинутых залеганий от меньшей к большей плотности. Равноугольная проекция, верхняя полусфера.

чающей восточному флангу Сакмарской зоны (аллохтона) толщей кремней и кремнеобломочных пород с линзами известняков, содержащих тентакулиты и стилиолины среднего девона (Клочихин, 1959), относящихся к айтпайской свите. В породах зилаирской свиты развит интенсивный кливаж, часто полностью маскирующий слоистость. Близ контакта породы айтпайской свиты погружаются в юго-западном, реже северо-западном направлении под углами от 25 до 60°. Породы подроблены, но кливаж в них развит слабо. Близ контакта кремни айтпайской свиты образуют

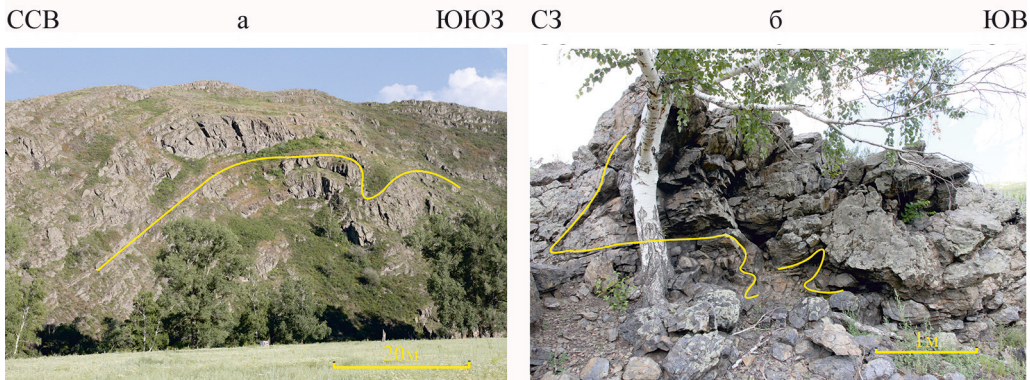


Рис. 12. Складки F1 и F2 в образованиях Зилаирского синклиория и Сакмарского аллохтона:
 а — складки юго-западной вергентности F1 в породах Зилаирской свиты, левый борт долины р. Зилаир выше д. Акъюлово; б — складка юго-восточной вергентности в кремнях сакмарской свиты, правый борт долины р. Сакмара за д. Акъюлово

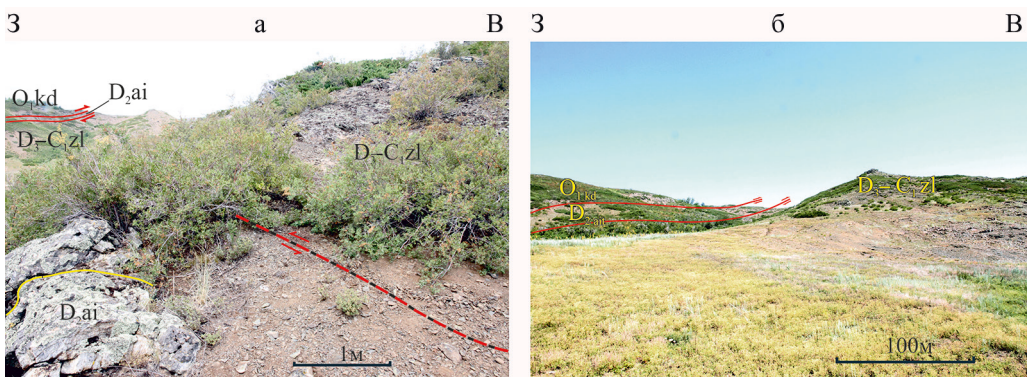


Рис. 13. Контакт образований Зилаирского синклиория и Сакмарской зоны (аллохтона):
 а — тектонический контакт песчаников и алевролитов зилаирской свиты (Зилаирский синклиорий) и кремней айтпайской свиты (Сакмарский аллохтон), на заднем плане — надвиг образований Сакмарского аллохтона на образования Зилаирского синклиория. Водораздел рек Сакмара и Зилаир в 1 км выше их слияния; б — надвиг аркозовых песчаников кидрясовской свиты и кремней айтпайской свиты (Сакмарский аллохтон) на песчаники зилаирской свиты (Зилаирский синклиорий). Правый борт долины р. Зилаир выше д. Акъюлово

асимметричную складку западной вергентности, крутопадающее крыло которой погружается в запад-северо-западном направлении под углом 45° , а пологое падает на северо-восток под углом $20-30^\circ$ (рис. 13, а). Структурно выше залегают интенсивно кливажированные песчаники и алевролиты с редкими прослоями черных кремней, относимые к зилаирской свите, также смятые в асимметричные складки западной вергентности с падением крутопадающего крыла на запад-северо-запад под углом 60° при падении пологого (30°) крыла на северо-восток. Породы на контакте перетерты и катаклазированы, что позволяет предположить, что контакт двух структурно-формационных зон представляет собой надвиг западной вергентности.

В 500 м к западу от слияния р. Зилаир и Сакмара, у восточной окраины д. Акъюлово, характер контакта образований Зилаирского синклиория и Сакмарского

аллохтона резко меняется. Здесь толща кремней и кремнеобломочных пород с линзами тентакулитовых известняков, относимая нами к айтгайской свите, объединялась с залегающей выше толщей кварцевых песчаников. Эти песчаники и кремни относились к такатинской свите среднего девона (Клочихин, 1959). Позднее и песчаники, и толща обломочных кремней были отнесены к акчурунской свите раннедевонского возраста (Лядский и др., 2013). Однако в составе акчурунской свиты кварцевые песчаники отсутствуют. По нашим данным, песчаники светло-серого цвета, разнозернистые со спорадически развитой косою слоистостью, аркозовые, помимо обломков кварца, содержат фрагменты микроклина, плагиоклаза, а также гранитоидов, представленных сростками кварца с плагиоклазом и микроклином, и обломки кварцитов. В Сакмарской зоне подобные породы встречаются лишь в составе кидрясовской свиты нижнего ордовика.

Песчаники кидрясовской свиты в этом месте смяты в пологие асимметричные складки восточной вергентности с падениями на пологих юго-западных крыльях $15\text{--}45^\circ$, а на восточных — $55\text{--}75^\circ$ (см. рис. 11, IX). Складки открытые, их горизонтальный размах составляет несколько сот метров.

Таким образом, отложения нижнего ордовика надвинуты на кремни среднего девона. В свою очередь, эти образования, относящиеся к Сакмарскому аллохтону, находятся структурно выше и надвинуты на песчаники и алевролиты зилаирской свиты, падающие на юго-запад под углом $30\text{--}45^\circ$ (рис. 13, б).

К западу от д. Акъюлово на песчаники кидрясовской свиты надвинуты с запада на восток черные кремни сакмарской свиты позднесилурийско — раннедевонского возраста (Пучков, 2010), смятые в зигзагообразные складки, опрокинутые в юго-восточном и реже в северо-восточном направлении (см. рис. 12, б). Складки сжатые, горизонтальный размах варьирует от 1 до 10 м, северо-западные и юго-западные крылья пологие ($20\text{--}35^\circ$), юго-восточные и северо-восточные — крутопадающие ($50\text{--}80^\circ$). Часто наблюдаются опрокинутые падения на юго-запад. Шарниры складчатых структур полого ($10\text{--}15^\circ$) погружаются в северо-восточном и юго-западном направлениях (см. рис. 11, X). Таким образом, на западной оконечности района выделяются складки двух генераций: первой — структуры западной и юго-западной вергентности; второй — структуры восточной и северо-восточной вергентности. Несмотря на разницу в морфологии, эти структуры могут быть сопоставлены со складками F_1 и F_2 , выделенными на востоке района. Разброс в ориентировках структур, очевидно, объясняется наложением более поздних деформаций.

4. Обсуждение результатов

Все изученные комплексы, за исключением максютовского, деформированы сходно, во всех зонах наблюдается единая последовательность мезоструктурных парагенезов. Логично предположить, что деформации произошли после накопления самого молодого комплекса, в данном случае зилаирской свиты позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Таким образом, наблюдаемые нами деформации связаны с Уральской континентальной коллизией, происходившей в период с конца среднего карбона по раннюю пермь, завершившей геодинамическую эволюцию Уральского палеоокеана.

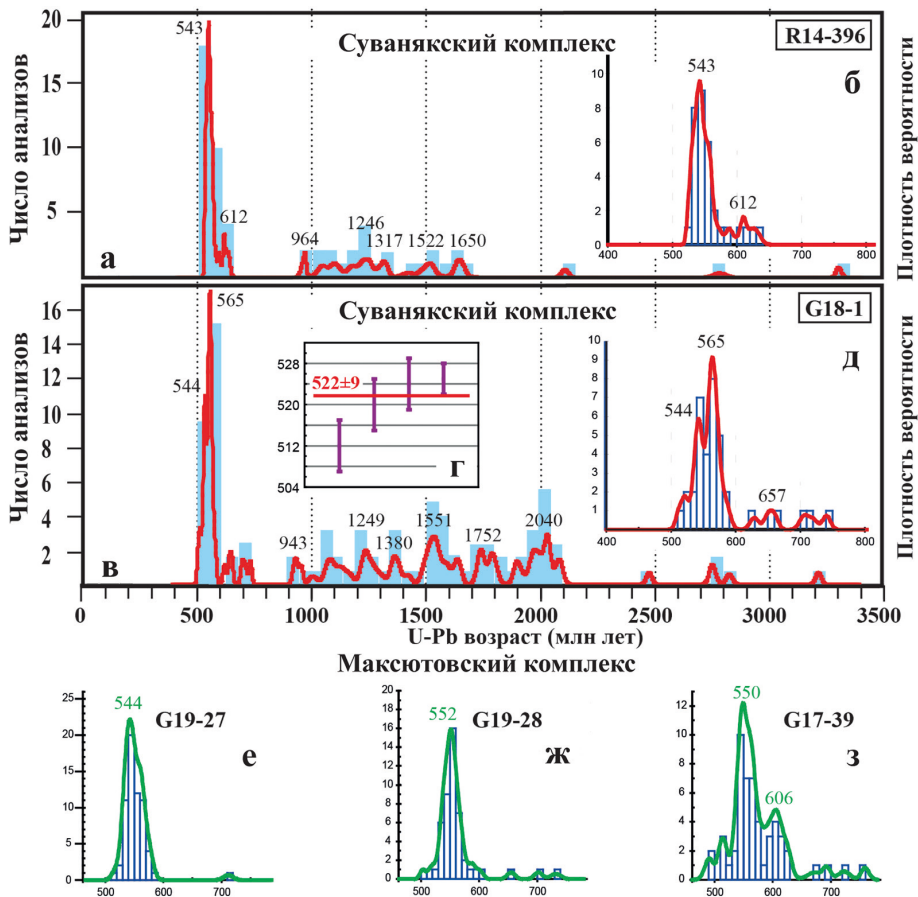


Рис. 14. Результаты изучения U-Pb изотопной системы зерен обломочного циркона из кварцитов суваянского и максютовского метаморфических комплексов, составлено по: (Голионко и др., 2023 и ссылки в работе) с изменениями — а, б, в, д гистограммы и КПВ (красные линии) возрастов зерен обломочного циркона из кварцитов суваянского комплекса с детализацией для кембрийско-неопротерозойского интервала: а, б — проба R14-396, в, д — проба G18-1; г — взвешенное среднее значение для четырех минимальных датировок зерен dZr из кварцитов суваянского комплекса; е, ж, з — гистограммы и КПВ (зеленые линии) возрастов зерен обломочного циркона из кварцитов максютовского метаморфического комплекса для кембрийско-неопротерозойского интервала: проба G19-27 — аркозовые метагравелиты карамалинской серии; проба G-19-28 — аркозовые кварциты карамалинской серии; проба G17-39 — кварциты юмагузинской серии

Суваянский метаморфический комплекс, учитывая его состав, несомненно, образовался в пределах пассивной континентальной окраины. Сопоставляя данные (Голионко и др., 2023 и ссылки там) с ранее полученными результатами U-Pb изотопного датирования зерен обломочного циркона из пород максютовского метаморфического комплекса зоны Уралтау (Голионко и др., 2020; 2021), следует отметить большое сходство гистограмм и кривых плотности вероятностей (КПВ) возрастов зерен обломочного циркона для большинства метатерригенных толщ максютовского и суваянского комплексов (рис. 14, ж-к), что предполагает наличие близких источников сноса для пород обоих комплексов.

Таким образом, возможно, что метатерригенные толщи обоих комплексов являются разновозрастными, но разнофациальными комплексами, сформировавшимися на единой континентальной окраине.

Считается (Пучков, 2010), что оба комплекса, вероятно, входили в состав аккреционной призмы Магнитогорской островной дуги. В отношении максютювского эклогит-глаукофансланцевый комплекс был погружен на глубину около 100 км (Beane and Leech, 2007), а затем эксгумирован, это не вызывает сомнений. Что же касается суваянского комплекса, то в его породах отсутствуют следы метаморфизма высоких давлений и не фиксируются деформации, связанные с эксгумацией из зоны субдукции и причленением Магнитогорской островной дуги. Так, в его строении отсутствуют колчановидные складки, связанные с эксгумацией, и широко распространенные в максютювском метаморфическом комплексе складки и со складчатые надвиги юго-восточной вергентности, маркирующие процесс коллизии дуга — континент (Голионко и др., 2021).

Вне зависимости от того, принадлежали ли суваянский и максютювский комплексы к пассивной окраине палеоконтинента Балтики или изначально были связаны с кадомско-авалонскими Пери-Гондванскими террейнами, после коллизии Магнитогорской островной дуги с окраиной Балтики, произошедшей в конце девонского периода (Пучков, 2010), максютювский и суваянский комплексы были расположены на окраине Балтики и затем в течение позднего девона — раннего карбона были перекрыты флишоидными отложениями зилаирской свиты. После прекращения субдукции произошло изостатическое выравнивание прежде изостатически некомпенсированных структур зоны перехода океан — континент. Таким образом, на гетерогенном основании был сформирован окраинно-континентальный Зилаирский осадочный бассейн.

Взаимное расположение комплексов в структуре восстановить довольно сложно, но можно попытаться сделать это, используя структурные соотношения обоих комплексов, слагающих зону Уралтау.

Как уже было упомянуто выше, с формальной точки зрения Янтышевско-Юлукский разлом является сбросом. Однако интенсивные деформации, а также присутствие в зоне разлома серпентинитов и метабазитов (Захаров и Пучков, 1994) не характерно для сбросов. Единственными обстановками растяжения, характеризующимися высокими степенями деформации и широким распространением основных и ультраосновных пород, являются метаморфические ядра кордильерского типа, но в зоне Уралтау подобные образования встречены не были. Предложенная Р.Хетцелем (Hetzl, 1999) модель эксгумации максютювского эклогит-глаукофансланцевого комплекса, при которой Янтышевско-Юлукский и Главный Уральский разломы являются сбросами, образовавшимися при подъеме блока, сложенного породами максютювского метаморфического комплекса, не выдерживает критики в отношении Главного Уральского разлома, который является надвигом (Пучков, 2010). Это противоречие можно попытаться разрешить, если предположить, что суваянские образования были шарьированы через максютювские породы с востока на запад. Следует учесть также, что Юлукское колчеданное месторождение в зоне Янтышевско-Юлукского разлома чрезвычайно похоже на подобные месторождения, расположенные к востоку от зоны ГУР, кроме того, небольшой выход пород суваянского комплекса был описан на востоке зоны Уралтау к северу от

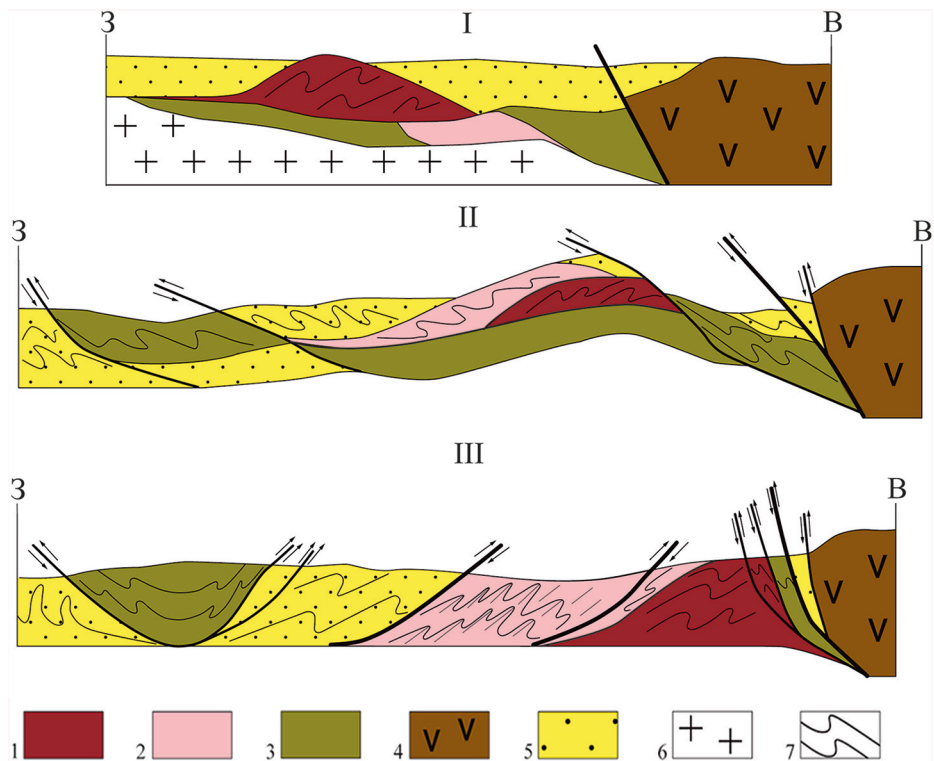


Рис. 15. Графическая модель формирования структуры исследуемого региона на первом и втором этапе деформации. I–III этапы формирования структуры:

I — положение структурно-формационных комплексов после причленения Магнитогорской островной дуги в конце девона и до начала Уральской межконтинентальной коллизии в конце среднего карбона, II–III — формирование структуры Южного Урала в ходе коллизионных движений в конце среднего карбона — ранней перми, II — этап деформации D1, формирование складок F1, движение Сакмарского аллохтона в западном направлении, III — этап деформации D2, формирование складок F2, ретрошарьяжные движения в восточном направлении, формирование антиформы Уралтау, Зилаирского синклиория и синформы Сакмарского аллохтона; 1 — максютковский метаморфический комплекс; 2 — суваянский метаморфический комплекс; 3 — осадочные и вулканогенно-осадочные палеозойские комплексы на окраине палеоконтинента Балтика; 4 — образования бывшей Магнитогорской островной дуги; 5 — зилаирский флиш; 6 — фундамент палеоконтинента Балтика; 7 — структурные линии, показывающие ориентировку складчатых структур

нашей территории (Горохов, 1962). Эти факты можно рассматривать как косвенное доказательство того, что изначально образования суваянского комплекса могли располагаться восточнее пород максютковского комплекса. Современная восточная vergentность Янтышевско-Юлукского разлома связана с более поздними деформациями. Кроме того, шарьирование суваянских образований в восточном направлении через максютовские предполагает, что изначально первые располагались структурно ниже вторых (рис. 15, I).

Первый этап деформации D1 выразился в образовании складок F1, представленных структурами, погружающимися на юго-запад в зоне Янтышевско-Юлукского разлома, и складками западной и юго-западной vergentности на границе

флишоидов зилаирской свиты и кремнеобломочных толщ Сакмарского аллохтона. Вергентность складчатых структур явно указывает на западное (в современных координатах) направление тектонического транспорта при их образовании. Учитывая то, что все деформации в суванякском метаморфическом комплексе и расположенных к западу от него Зилаирском синклинии и Сакмарском аллохтоне связаны с Уральской межконтинентальной коллизией, происходившей с конца среднего карбона по раннюю пермь (Пучков, 2010), маркированной в Западно-уральской мегазоне перемещением Сакмарского аллохтона, логично связать этап деформаций D1 с этим процессом. В ходе него суванякские породы и, вероятно, часть комплексов пассивной окраины, вошедших в состав Сакмарского аллохтона, были переброшены в западном направлении через образования максютовского комплекса (рис. 15, II). Оставшиеся не перемещенными комплексы пассивной окраины Балтики, представленные породами кидрясовской и сакмарской свит, наблюдаются в современной структуре к западу от антиформы Уралтау в зоне Главного Уральского разлома в долинах р. Губерля и Дергаиш. Западная часть образований Зилаирского осадочного бассейна также была вовлечена в эти движения, о чем свидетельствует надвигание пород зилаирской свиты на кремнеобломочную толщу айтпайской свиты, включаемую в состав Сакмарского аллохтона. С этой точки зрения и суванякские породы, и комплексы восточной части Зилаирского синклиния наряду с Сакмарской зоной могут также рассматриваться в составе Сакмарского аллохтона в широком смысле этого слова. Представляется, что переброс в восточном направлении суванякских и части зилаирских пород через образования максютовского комплекса требует некоторой фиксации последнего во время перемещения. В максютовском метаморфическом комплексе деформации этапа D1 проявлены слабо, что, возможно, связано с высокой прочностью его пород. Единственным свидетельством этого процесса является исчезновение складок и образование зон милонитизации и катаклаза субогласных монклинальному падению пород комплекса, наблюдаемое на протяжении полукилометра к востоку от зоны Янтышевско-Юлукского разлома, и переориентация складок в зоне, примыкающей к разлому с юго-восточной вергентности, обычной для максютовского комплекса, на северо-восточную.

Следующий этап деформаций D2 привел к существенной структурной перестройке исследуемого региона. Данный этап выразился в формировании складок F₂, характеризующихся вергентностью в восточных румбах. Судя по всему, в ходе этого этапа восточная часть Сакмарского аллохтона (*sensu lato*) не испытывала существенных смещений в западном направлении, а подверглась раздавливанию с образованием складок и надвигов восточной вергентности. Восточная часть Сакмарского аллохтона (*sensu stricto*) — Сакмарская зона была надвинута на породы зилаирской свиты; те, в свою очередь, надвинуты на породы суванякского комплекса (рис. 15, III). Надвигание в зоне Уралтау произошло не по границе максютовского и суванякского комплексов, где в зоне Янтышевско-Юлукского разлома сохранились структуры этапа D1, а по границе толщи филлитов и кварцитов с толщей метапесчаников и метаалевролитов, обладающих различными деформационными свойствами. Не исключено, правда, что сохранение реликтов структур этапа D1 в зоне Янтышевско-Юлукского разлома — явление локальное, наблюдаемое лишь на отрезке от д. Янтышево до широты Утарбаево, где они были описаны в работе

(Hetzl, 1999). Ни в центральной, ни в северной частях зоны распространения суваньякского комплекса подобные структуры описаны не были.

Следует отметить, что наиболее вероятной причиной ретрошарьирования в восточном направлении является общее сжатие, направленное с запада на восток, при котором, однако, существенного смещения всего пакета аллохтонных пластов на запад не происходило. Причиной этому могло быть наличие какого-нибудь упора, препятствовавшего дальнейшему продвижению аллохтона в западном направлении. При продолжающемся давлении с востока, со стороны вулканогенных образований бывшей Магнитогорской островной дуги, и невозможности продвижения на запад более восточные комплексы пододвигались под более западные, а последние соответственно надвигались в восточном направлении. Лишь в западной части зоны развития максютовского комплекса, непосредственно примыкающей к зоне Главного Уральского разлома, развиты складки и надвиги западной и северо-западной вергентности, исчезающие в восточном направлении. Скорее всего, именно с этими движениями связано формирование антиформной структуры зоны Уралтау (и преобразование складок западной и юго-западной вергентности на ее западном крыле в складки, погружающиеся в том же направлении), а также синформной структуры Сакмарского аллохтона и Зилаирского синклинория.

Последний этап деформации D3 связан с образованием асимметричных складок F₃ с крутопадающими шарнирами. Это типичные сдвиговые складки, фиксируемые во всех структурно-формационных зонах Урала, большинство исследователей связывают их с постколлизийными сдвиговыми движениями, завершившими основной этап тектонической и геодинамической эволюции региона (Тевелев, 2012; Знаменский и Знаменская, 2009; Голионко и Рязанцев, 2017; Голионко и Рязанцев, 2021).

5. Заключение

Все установленные складчато-надвиговые деформации суваньякского метаморфического комплекса и его обрамления связаны с позднепалеозойской уральской коллизией, завершившей геодинамическое развитие Уральского палеоокеана. В структурной эволюции региона выделяются три этапа деформации.

Первый этап связан с перемещением Сакмарского аллохтона в западном направлении и выразился в формировании складок и надвигов западной и юго-западной вергентности и шарьированием суваньякского комплекса с востока на запад через образования максютовского метаморфического комплекса.

Второй этап деформации связан с процессом ретрошарьирования в восточном направлении в условиях продолжающегося сжатия, направленного с запада на восток. Невозможность смещения аллохтона на запад, обусловленная наличием какого-либо упора, привела к тому, что в условиях раздавливания аллохтона о вышеупомянутый упор более восточные комплексы пододвигались под более западные, а последние, в свою очередь, надвигались в восточном направлении. Этот этап деформации маркировался образованием складок и надвигов, характеризующихся вергентностью в восточных румбах и формированием антиформы Уралтау и синформной структуры Сакмарского аллохтона и Зилаирского синклинория.

Самый поздний, третий этап деформации, обусловленный проявлением на всей территории Уральской складчатой области сдвиговых постколлизийных дви-

жений, выразившихся в формировании асимметричных складок с крутопадающими шарнирами, в основном завершил историю деформационного и геодинамического развития региона.

Литература

- Артюшкова, О. В., Якупов, Р. Р., Абрамова, А. Н., Маслов, В. А. (2003). Новые данные о возрасте «бетринской свиты» на севере Восточно-Зилаирской зоны. В: В. Н. Пучков, ред., *Геологический сборник*, 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 53–54.
- Голионко, Б. Г. и Рязанцев, А. В. (2017). Структурная эволюция вендских и ранне-среднепалеозойских комплексов зоны Уралтау и сакмарских аллохтонов (Южный Урал). *Геотектоника*, 3, 83–112.
- Голионко, Б. Г. (2018). Строение и развитие южной части зоны распространения суванякского метаморфического комплекса (Южный Урал) и его структурные парагенезы. *Бюллетень Московского Общества Испытателей природы. Отд. Геологический*, 93 (4), 3–9.
- Голионко, Б. Г., Рязанцев А. В., Дегтярев, К. Е., Каныгина, Н. А., Кузнецов, Н. Б., Шешуков, В. С., Дубенский, А. С., Гареев, Б. И. (2020) Палеозойский возраст метатерригенных толщ максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона. *ДАН. Науки о Земле*, 493 (2), 11–17. <https://doi.org/10.31857/S2686739720080071>
- Голионко, Б. Г. и Рязанцев, А. В. (2021). Деформации и структурная эволюция метаморфических комплексов Талдыкской антиформы Восточно-Мугоджарской зоны Урала (Западный Казахстан). *Геодинамика и тектонофизика*, 12 (1), 48–59. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-1-0511>
- Голионко, Б. Г., Рязанцев, А. В., Каныгина, Н. А. (2021). Строение и геодинамическая эволюция максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) по данным структурного анализа и результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона. *Геотектоника*, 6, 21–49. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21060035>
- Голионко, Б. Г., Кузнецов, Н. Б., Страшко, А. С., Романюк, Т. В., Новикова, А. С., Дубенский, А. С., Шешуков, В. С., Ерофеева, К. Г. (2023). К вопросу о палеотектонической принадлежности протолита суванякского метаморфического комплекса (Южный Урал) по результатам U–Th–Pb зерен детритового циркона. *Геодинамика и тектонофизика*, 14 (2). <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-2-0693>
- Горохов, С. С. (1962). *Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXXIV*. [Объяснительная записка]. М.: Министерство геологии.
- Захаров, О. А. и Пучков, В. Н. (1994). *О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау*: препринт. Уфа: УНЦ РАН.
- Знаменский, С. Е. и Знаменская, Н. М. (2009). Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал). *Литосфера*, 4, 83–92.
- Казаков, А. П. (1976). *Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах*. Ленинград: Наука.
- Ключихин, А. В. (1959). *Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Южноуральская. Лист M-40-IV*. [Объяснительная записка]. М.: Министерство геологии.
- Криницкий, Д. Д. и Криницкая, В. М. (1965). Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хр. Уралтау. В: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*, 4. М.: Недра, 121–128.
- Кузнецов, Н. Б. (2009). *Комплексы протоуралит-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы*. Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. МГУ.
- Кузнецов, Н. Б. и Романюк, Т. В. (2021). Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. *Геотектоника*, 4, 3–40. <https://doi.org/10.31857/S0016853X2104010X>
- Ленных, В. И. (1977). *Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала*. М.: Наука.
- Лядский, П. В., Кваснюк, Л. Н., Жданов, А. В., Чечулина, О. В., Шмельков, Н. Т., Бельц, Г. М., Курочкина, Е. С., Оленица, Т. В. (2013). *Государственная геологическая карта Российской Федерации мас-*

штаба 1:1 000 000. Серия Уральская. Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41. [Объяснительная записка]. СПб.: Всероссийский научно-исследовательский геологический институт.

- Мавринская, Т. М. и Яупов, Р. Р. (2009). О возрасте суванянского комплекса зоны Уралтау. В: В. Н. Пучков, ред., *Геологический сборник*, 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 15–16.
- Миллер, Ю. В. (1977). Максютковский комплекс Южного Урала. В: А. Н. Казаков, Ю. В. Миллер, В. Л. Дук, А. Л. Харитонов, ред., *Структурная эволюция метаморфических комплексов*. Л.: Наука. 104–114.
- Пучков, В. Н. (2010). *Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогени)*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис.
- Родионов, Ю. В. и Радченко, В. В. (1987). О возрасте и рудоносности зоны сочленения Зилаирского мегасинклинория и Уралтауского антиклинория. В: П. А. Рождественский, ред., *Материалы по геологии и геоморфологии Урала и Приуралья*. Уфа: БНЦ АН СССР. 70–75.
- Рязанцев, А. В., Кузнецов, Н. Б., Дегтярев, К. Е., Романюк, Т. В., Толмачева, Т. Ю., Белоусова, Т. А. (2019). Реконструкция активной венд-кембрийской континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород. *Геотектоника*, 4, 43–59.
- Самыгин, С. Г., Белова, А. А., Рязанцев, А. В., Федотова, А. А. (2010). Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале. *ДАН*, 432 (5), 644–648.
- Самыгин, С. Г., Федотова, А. А., Бибикова, Е. В., Корякин, Ю. В. (2007). Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал). *Докл. РАН*, 416 (1), 81–85.
- Тевелев, А. В. (2012). Особенности кинематики шовных зон Южного Урала как причина формирования конвергентной структуры Восточно-Уральской мегазоны. *Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология*, 3, 17–26.
- Bean, R. J. and Leech, M. L. (2007). The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later. *Geological Society of America Special Paper*, 419, 153–169.
- Brown, D., Alvarez-Maron, J., Perez-Estaun, A., Oslianski, A. (1998). Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the south Urals, Russia. *Tectonics*, 17, 158–171.
- Cohen, K. M., Harper, D. A. T., Gibbard, P. L., Car, N. (2022). International chronostratigraphic chart. *International Commission on Stratigraphy, February 2022*. [online] Available at: www.stratigraphy.org [Accessed 17.02.2022].
- Hetzl, R. (1999). Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov Complex, southern Urals, Russia. *Geol. Rundschau*, 85, 577–588.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. (1987). *The techniques of modern structural geology. V 2. Folds and fractures*. London, New York: Academic Press.
- Tuner, F. J. and Weiss, L. E. (1963). *Structural analyses of metamorphic tectonites*. New York: McGraw-Hill Book Co.

Статья поступила в редакцию 6 февраля 2023 г.
Статья рекомендована к печати 11 августа 2023 г.

Контактная информация:

Голионко Борис Глебович — golbor62@gmail.com

Георгиевский Александр Алексеевич — ge.geo2015@gmail.com

Structural evolution of the southern part of the Suvanyak metamorphic complex and its framing (Southern Urals)*

B. G. Golionko, A. A. Georgievskiy

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences,
7, Pyzhevskii per., Moscow, 190017, Russian Federation

For citation: Golionko, B. G., Georgievskiy, A. A. (2023). Structural evolution of the southern part of the Suvanyak metamorphic complex and its framing (Southern Urals). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 68 (3), 553–579. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2023.307> (In Russian)

The mesostructural parageneses of the Suvanyak metamorphic complex that composes the western part of the Uraltau zone (antiform), as well as the complexes that compose the western side of the Zilair synclinorium and the Sakmara zone (allochthon), adjacent to the Uraltau zone, are studied. The sequence of their formation and the structural evolution of the studied region have been established. It is shown that in the deformational history of the studied region, associated with the Late Paleozoic intercontinental collision, which assured the geodynamic evolution of the Ural paleo ocean, three stages of deformation are distinguished. The first stage of the D1 deformation, expressed in the formation of the F1 folds and associated thrusts of western and southwestern vergence, is associated with the movement of the Sakmara allochthon in an eastern direction. The second stage of the D2 deformation is marked by the formation of the F2 folds and folded thrusts of eastern and northeastern, less often southeastern vergence, due to back thrusting processes. Back thrusting occurred under conditions of sublatitudinal compression directed from east to west, while the entire package of allochthonous plates did not shift to the west. The reason for this could be the presence of a significant obstacle that did not allow allochthon to carry out further advance in the western direction. With continued pressure from the east, from the volcanogenic formations of the former Magnitogorsk island arc and the impossibility of moving to the west, the more eastern complexes moved under the more western ones, and the latter, respectively, moved eastward. The third stage of deformation D3, marked by the formation of asymmetric S folds with steeply dipping hinges, corresponds to the post-collision strike-slip movements widespread throughout the Ural folded region, which finally shaped the structural appearance of the region.

Keywords: Uraltau zone (antiform), Zilair synclinorium, Sakmara allochthon, structural evolution, deformation stage, asymmetric folds, hinge, linearity, Suvanyak metamorphic complex, Maksyutovsky complex, vergence.

References

- Artyushkova, O. V., Yakupov, R. R., Abramova, A. N., Maslov, V. A. (2003). New data on the age of the “Betri Formation” in the north of the East Zilair zone. In: V. N. Puchkov, ed., *Geological digest*. No. 3. Ufa: IG UNC RAS Publ., 53–54. (In Russian)
- Bean, R. J. and Leech, M. L. (2007). The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later. *Geological Society of America Special Paper*, 419, 153–169. [https://doi.org/10.1130/2006.2419\(08\)](https://doi.org/10.1130/2006.2419(08))
- Brown, D., Alvarez-Marón, J., Perez-Estaun, A., Oslianski, A. (1998). Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the south Urals, Russia. *Tectonics*, 17, 158–171. <https://doi.org/10.1029/98TC00129>
- Cohen, K. M., Harper, D. A. T., Gibbard, P. L., Car, N. (2022). International chronostratigraphic chart. *International Commission on Stratigraphy, February 2022*. [online] Available at: www.stratigraphy.org [Accessed 17.02.2022].

* The work was carried out in accordance with the state task on the topic of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences no. 123032400058-6.

- Golionko, B. G. and Ryazantsev, A. V. (2017). Structural evolution of Vendian and early to Middle Paleozoic complexes in Uraltau Zone and Sakmara allochthons, Southern Urals. *Geotectonics*, 51 (3), 279–307. <https://doi.org/10.1134/S0016852117030062> (In Russian)
- Golionko, B. G. (2018). The structure and development of the southern part of the distribution zone of the Suvanyak metamorphic complex (South Urals) and its structural parageneses. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological series*, 93 (4), 3–9. (In Russian)
- Golionko, B. G., Ryazantsev, A. V., Degtyarev, K. E., Kanygina, N. A., Kuznetsov, N. B., Sheshukov, V. S., Dubensky, A. S., Gareev, B. I. (2020) Paleozoic age of metaterrigenous strata of the Maksyutov metamorphic complex in the Southern Urals based on the results of U-Pb dating of detrital zircon grains. *DAN. Geosciences*, 493 (2), 11–17. <https://doi.org/10.31857/S2686739720080071> (In Russian)
- Golionko, B. G. and Ryazantsev, A. V. (2021). Deformation and structural evolution of metamorphic complexes of the Taldyk antiform in the East Mugodzhzar zone of Urals (West Kazakhstan). *Geodynamics & Tectonophysics*, 12 (1), 48–59. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-1-0511> (In Russian)
- Golionko, B. G., Ryazantsev, A. V., Kanygina, N. A. (2021). Structure and Geodynamic Evolution of the Maksyutov Metamorphic Complex (Southern Urals): Structural Analysis and Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons. *Geotectonics*, 55 (6), 795–821. <https://doi.org/10.1134/S0016852121060030> (In Russian)
- Golionko, B. G., Kuznetsov, N. B., Strashko, A. S., Romanyuk, T. V., Novikova, A. S., Dubensky, A. S., Sheshukov, V. S., Erofeeva, K. G. (2023). On paleotectonic belonging of the Suvanyak metamorphic complex (Southern Urals) from the U-Th-Pb dating of detrital zircon grains. *Geodynamics & Tectonophysics*, 14 (2). <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-2-0693> (In Russian)
- Gorokhov, S. S. (1962). *State geological map of the USSR, scale 1:200000. Series South Ural. Sheet N-40-XXX-IV*. [Explanatory note]. Moscow: Ministry of Geology Publ. (In Russian)
- Hetzl, R. (1999). Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov Complex, southern Urals, Russia. *Geol. Rundschau*, 85, 577–588. <https://doi.org/10.1007/s005310050232>
- Kazakov, A. P. (1976). *Deformations and superimposed folding in metamorphic complexes*. Leningrad: Nauka Publ. (In Russian)
- Klochikhin, A. V. (1955). *State geological map of the USSR, scale 1:200,000. Yuzhorskaya series. Sheet M-40-IV*. [Explanatory note]. Moscow: Ministry of Geology Publ. (In Russian)
- Krinitsky, D. D. and Krinitskaya, V. M. (1965). About the opening of silurian deposits in the south of Bashkiria among the ancient strata of the western slope of the ridge. Uraltau. *Materials on geology and minerals of the Southern Urals*. 4. Moscow: Nedra Publ., 121–128. (In Russian)
- Kuznetsov, N. B. (2009). *Protouralide-Timanid complexes and Late Precambrian-Early Paleozoic evolution of the eastern and northeastern framing of the East European Platform*. Dr. Sci. thesis. Moscow University Press. (In Russian)
- Kuznetsov, N. B. and Romanyuk, T. V. (2021). Peri-Gondwanan Blocks in the Structure of the Southern and Southeastern Framing of the East European Platform. *Geotectonics*, 55 (4), 439–472. <https://doi.org/10.1134/S0016852121040105>
- Lennykh, V. I. (1977). *Eclogite and glaucophane schist belt of the South Urals*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Lyadsky, P. V., Kvasnyuk, L. N., Zhdanov, A. V., Chechulina, O. V. Shmelkov, N. T., Belts, G. M., Kurochkina, E. S., Olenitsa, T. V. (2013). *State geological map of the Russian Federation, scale 1:1 000 000. Ural series. Sheet M-40 (Orenburg) with vent M-41*. [Explanatory note]. All-Russian Research Geological Institute. St. Petersburg. (In Russian)
- Mavrinskaya, T. M. and Yaupov, R. R. (2009). On the age of the Suvanyak complex of the Uraltau zone. In: V. N. Puchkov, ed., *Geological digest*, 8. Ufa: IG UNC RAS Publ., 15–16.
- Miller, J. V. (1977). Macsutovo complex of the Southern Urals. In: A. N. Kazakov, J. V. Miller, V. L. Duk, A. L. Kharitonov, eds, *Structural evolution of metamorphic complexes*. Leningrad: Nauka Publ. (In Russian)
- Puchkov, V. N. (2010). *Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)*. Ufa: DizainPoligrafServis Publ. (In Russian)
- Ramsay, J. G. and Huber, M. (1987). *The techniques of modern structural geology. V 2. Folds and fractures*. London, New York: Academic Press.
- Rodionov, Yu. V. and Radchenko, V. V. (1987). On the age and ore content of the junction zone of the Zilair megasynclorium and the Uraltau anticlinorium. In: P. A. Rozhdestvensky, ed., *Materials on the geology and geomorphology of the Urals and the Urals*. Ufa: BNTs AN SSSR Publ., 70–75.

- Ryazantsev, A. V., Kuznetsov, N. B., Degtyarev, K. E., Romanyuk, T. V., Tolmacheva, T. Yu., Belousova, E. A. (2019). Vendian — Cambrian Active Continental Margin of the Southern Urals: Results of Studying Detrital Zircons from Ordovician Terrigenous Rocks. *Geotectonics*, 53 (4), 485–499. <https://doi.org/10.1134/S0016852119040058> (In Russian)
- Samygin, S. G., Belova, A. A., Ryazantsev, A. V., Fedotova, A. A. (2010). Fragmenty vendskoy konvergentnoy okrainy na Yuzhnom Urale. *Doklady Earth Sciences*. 432 (2), 726–731. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10060036> (In Russian)
- Samygin, S. G., Fedotova, A. A., Karyakin, Y. V., Bibikova, E. V. (2007). Vendian suprasubduction volcanism in the Ural tectonic zone (South Urals). *Doklady Earth Sciences*, 416 (1), 995–999. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07070033> (In Russian)
- Tevelev, A. V. (2012). Features of the kinematics of the suture zones of the Southern Urals as a reason for the formation of the convergent structure of the East Ural megazone. *Vestn. Moskovskogo universiteta Seriya. 4. Geology*, 3, 17–26. (In Russian)
- Zakharov, O. A. and Puchkov, V. N. (1994). *On the tectonic nature of the Maksutov complex of the Uraltau zone*. Ufa: Preprint of the USC RAS Publ. (In Russian)
- Znamensky, S. E. and Znamenskaya, N. M. (2009). The role of shear duplexes in the regional structural control of the Late Paleozoic gold mineralization of the Magnitogorsk megazone (Southern Urals). *Lithosphere*, 4, 83–92. (In Russian)

Received: February 6, 2023

Accepted: August 11, 2023

Authors' information:

Boris G. Golionko — golbor62@gmail.com

Alexander A. Georgievskiy — ge.geo2015@gmail.com