

А.Н. Светлакова, Е.Н. Горожанина

СТРОЕНИЕ ЗИЛАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И ЗОНЫ ЕГО СОЧЛЕНЕНИЯ С ПРЕДУРАЛЬСКИМ ПРОГИБОМ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Анализ и переинтерпретация сейсмических материалов позволяют дать более полную, по сравнению с прошлыми годами, характеристику Зилайского синклинория и зоны его сочленения с Предуральским прогибом. Характеристика региона дается в основном по региональному сейсмическому профилю МОГТ–XXX, обработанному трестом «Башнефтегеофизика» в 1986 году. Были также использованы сеймопрофили, обработанные в ОАО «Башкиргеология», а также геологические данные [Камалетдинов, 1974; Казанцев, 1984; Сенченко и др., 1977; Щекотова, 1987, 1990; Bastida et. al., 1997].

Главнейшими структурными единицами рассматриваемого региона являются (с запада на восток): Предуральский краевой прогиб, зона линейной складчатости, Зилайский мегасинклинорий, антиклинорий Урал-Тау. В зону линейной складчатости входит восточное крыло Предураль-

ского прогиба. Здесь на временных разрезах прослежены те же, что и на платформе, отражающие горизонты, стратиграфическая приуроченность которых подтверждена многочисленными скважинами. Отражения фиксируют палеозойские отложения, которые разбиты на блоки и находятся на разных гипсометрических уровнях (рис. 1). В блоках прослеживаются пакеты характерных для платформы опорных отражений, сохраняется их динамика и протяженность. Сейсмическая запись отражает относительно спокойное залегание осадочного чехла в каждом отдельно взятом блоке. То, что кунгурская соль тоже разбита разломами, свидетельствует о послекунгурской активизации тектонических движений.

Зона линейной складчатости одновременно является серией кулисообразно надстраивающихся с севера на юг взбросо-надвигов, которые были выделены сейсмическими поисковыми и деталь-

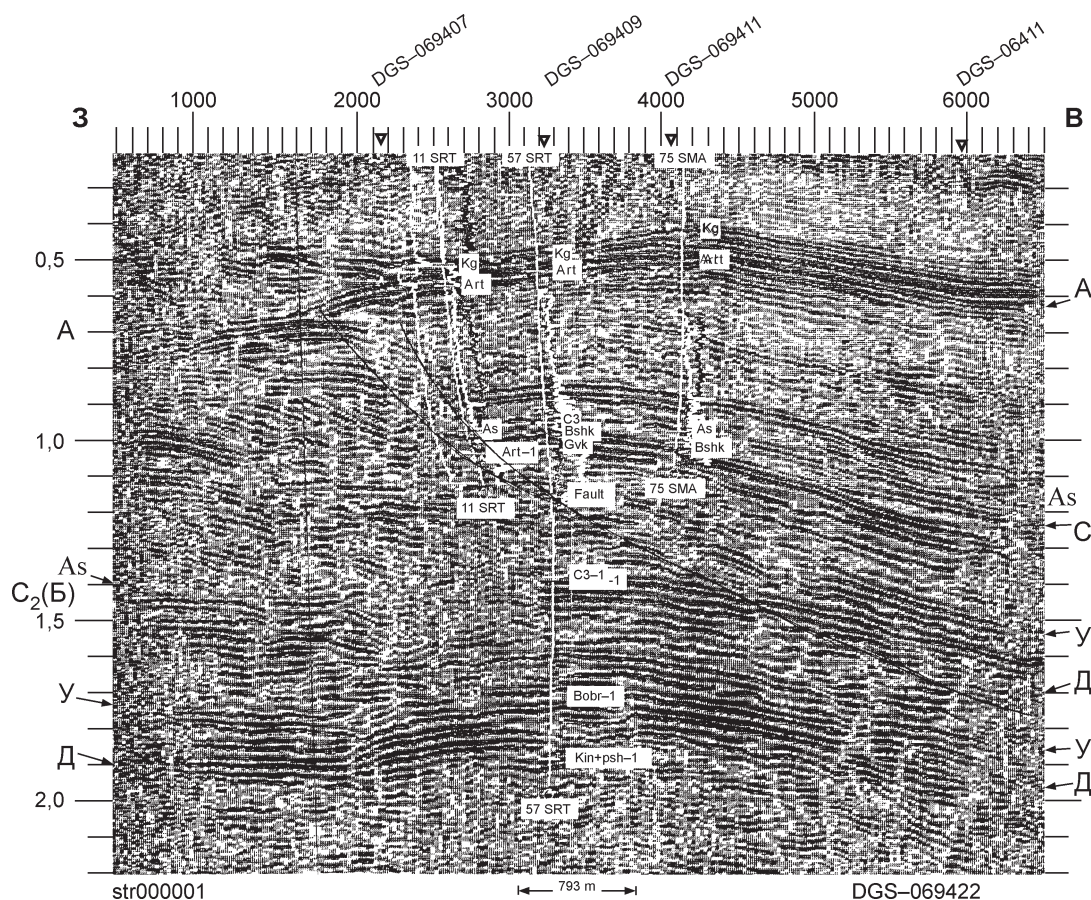


Рис. 1. Временной разрез по профилю через Подгорное месторождение

Отражающие горизонты: Кн – кровля кунгурских отложений (соль); А – кровля артинских отложений; As – кровля ассельских отложений; С (Б) – кровля башкирского горизонта; У – кровля бобриковского горизонта; Д – кровля кыновско-пашийских отложений.

ными работами треста «Башнефтегеофизика». Позже результаты этих исследований были проанализированы и обобщены [Казанцев, 1984; Щекотова, 1990]. Выделяется целая серия взбросо-надвигов, осложняющих восточный внутренний борт Предуральяского прогиба. Взбросо-надвиги отделены один от другого крутопадающими субширотными разломами (сдвигами), вдоль которых произошло смещение к западу каждого южного блока по отношению к северному. Плоскости надвигов падают на восток под углами 35–45°. Амплитуда вертикальных перемещений по ним составляет в Башкирии от 100–200 м, в Оренбургском Предуралье до 1000 м и больше; горизонтальных — от 400 м до 1200 м.

Зона линейной складчатости состоит из двух крупных участков, отличающихся шириной, характером разрывных нарушений и количеством структурно-формационных этажей. Северный расположен вдоль Башкирского антиклинория, южный — вдоль Зилаирского синклинория.

Южный участок протягивается от Шидинского сдвига на севере до широтного течения реки Белой, где его южной границей, возможно, служит Нугушское и Биккудинское сдвиговые нарушения. Плоскость Шидинского сдвига близка к вертикальной, величина горизонтального смещения достигает 5 км [Казанцев, 1984]. Кроме смещения по Шидинскому сдвигу произошли и вертикальные подвижки амплитудой до 800 м, в результате которых на сводах большинства структур Арларовско-Ташлинской зоны на дневную поверхность выходят доорогенные каменноугольные отложения; севернее Шидинского разлома они погружены под нижнепермские отложения.

По геологическим данным, западной границей полосы передовых складок Зилаирского синклинория служит Сюреньский надвиг, восточной — Мурадымовский (рис. 2). Поверхность Сюреньского надвига служит подошвой надвинутых толщ и границей структурно-формационных этажей. Сюреньский надвиг подсечен скважинами, под ним при бурении скважины 63 на Чумазинской структуре выявлена Акбердинская пластина. Акбердинская пластина сложена нижнедевонскими отложениями Мурадымовской рифовой формации и среднедевонской терригенной толщей мурадымовской свиты. Подошва пластины вскрыта на глубине 5205 м. Акбердинская пластина надвинута на слоистые среднедевонские карбонатные

отложения, слагающие восточную окраину ВЕП. Основанием для такого вывода служит сходство живецких слоистых известняков из скважины 63 с одновозрастными отложениями Соль-Илецкого выступа платформы [Щекотова, 1990].

Описываемый профиль располагается в пределах южного участка зоны линейной складчатости. На нем остановимся подробнее.

На региональном сейсмическом профиле XXX спокойное залегание платформенных отложений наблюдается с запада на восток до пикетов 960–970 (по глубоким горизонтам). При этом по горизонтам А, С и D (времена прослеживания от 2 до 3 сек) отмечается моноклиальный наклон на восток, а по горизонтам глубже D (по-видимому это ордовикские отложения — на временах 4–5 сек) отмечается подъем на восток и, соответственно, сокращение мощности. Четко отображается соляная тектоника, соляные гребни часто разбиты нарушениями вместе с подсолевыми отложениями.

В районе пикетов 560–570 (рис. 2а) отмечается выход надвиговой пластины, которую мы условно назвали первой (I). По сейсмическим данным именно фронт этой пластины отделяет зону линейной складчатости Зилаирского синклинория от Предуральяского прогиба. Во фронтальной части этой пластины отмечается несколько оперяющих разломов обратного, западного падения (см. пикеты 710 и 760), которые образуют горсты, осложняющие фронт надвиговой пластины. В горстах отражения А, С и D прослежены на временах от 1,5 до 2 сек.

По геологическим данным эта пластина в верхней части сложена отложениями верхней и нижней перми, на более глубоких уровнях предполагаются платформенные осадки карбона и девона.

Далее на восток, по глубоким горизонтам (С и D) отмечаются еще две пластины — II и III, которые ограничены разломами восточного падения и также осложнены во фронтальной части горстами, ограниченными с востока разломами западного падения. В составе этих пластин предполагаются карбонатные отложения девона и карбона.

Все три пластины перекрыты пластиной под номером IV, (первая перекрыта частично, а другие — полностью). Выход именно четвертой пластины отмечается Сюреньским надвигом в районе пикета 670. Последняя, также во фронтальной части, осложнена горстом, ограниченным с востока

Рис. 2. Интерпретация сейсмического разреза по профилю XXX

Отражающие горизонты — как на рис. 1. С — выход на поверхность Сюреньского надвига, М — выход на поверхность Мурадымовского надвига. Штриховая линия — границы пластин и надвигов, сплошная линия — отражающие горизонты и оперяющие разломы; а — фрагмент профиля через зону сочленения Предуральяского прогиба и пояс линейной складчатости. I, II, III, IV, V — номера тектонических пластин в порядке их надвигания; б — фрагмент профиля через зону сочленения пояса линейной складчатости и Зилаирский синклинорий; в — фрагмент профиля через зону сочленения Зилаирского синклинория и зону Уралтау.

разломом западного падения в районе пикетов 750–765. Отражающие горизонты А и С прослежены на временах от 1,0 до 1,3 сек., что соответствует на этом участке глубине 2 км. Следовательно, они приподняты по отношению к платформенному залеганию на 2 км, а по отношению к предыдущим горстам — на 600 и 1000 м. В западной части пластина IV сложена осадками верхней перми, осложненными соляной тектоникой; ниже идут нижнепермские отложения. На более глубоких горизонтах в составе пластины IV предполагаются отложения карбона и, возможно, девона. Они слагают пологие тектонические клинья, надвинутые друг на друга. Выход оперяющего разлома западного падения завалуирован пластиной, надвинутой еще позже и осложненной соляным штоком. Далее на восток Сюреньская пластина разбита еще одним оперяющим разломом восточного падения и нарушением встречного западного падения в районе пикетов 770–810, выходы которых также перекрыты пластиной, которая названа пятой (V). Номера пластин даны последовательно, согласно их надвиганию.

В верхней части пластина V сложена осадками верхней перми и нижнепермскими отложениями флишевого типа (вскрытыми скважинами Саратовской площади), имеющими значительную мощность. Под ними предполагаются отложения карбона и, возможно, девона.

Строение пятой пластины указывает на то, что сжатие на этом участке происходило как с востока, так и с запада. Пластина во фронтальной своей части ограничена разломом восточного падения, выход которого осложнен соляным штоком. Далее на восток отмечаются еще два разлома восточного падения в районе пикетов 830 и, возможно, 870. Ещё далее на восток отмечаются разломы только с западным падением зеркала скольжения. В районе пикетов 95–100 отмечается выход на поверхность сначала кунгурских, затем артинских и сакмарских отложений флишевого типа в виде ретронадвиги.

Далее к востоку, в районе пикета 170 (долина р. Иняк у д. Тукатово), вдоль границы флишевых отложений верхнего карбона и нижней перми (рис. 26) предполагается выход на поверхность разлома восточного падения, ограничивающего подошву тектонической пластины, в работе М.А. Камалетдинова и др. [1975] названной Суюшевской.

В промежутке между пикетами 130 и 170 предполагается зона смятия с хаотичным строением, она расположена между ретронадвигом западного падения, ограничивающим V пластину, сложенную нижнепермскими осадками флишевого типа, и надвигом восточного падения, ограничивающим Суюшевскую пластину.

Собственно Зилаирский мегасинклинорий охватывает обширную территорию на западном склоне Южного Урала и имеет сложное строение. Эта структура рассматривается как покров или

пластина [Bastida et al., 1997; Brown et al., 1997; Пучков и др., 1998]. В своей северной части синклинорий имеет характер впадины. По данным интерпретации сейсмических профилей, обработанных ОАО «Башкиргеология», к югу от реки Большой Ик зилаирская свита образует так называемую Сакмарскую флексуру или осложненную моноклиналь, слабо погружающуюся на восток. С запада Зилаирский мегасинклинорий ограничен Мурадымовским надвигом, который является зоной сочленения синклинория с Призилаирской зоной передовых складок. На востоке граница проходит по Янтышевско-Юлукскому разлому западного падения.

Мурадымовский надвиг на профиле ХХХ выходит в районе реки Иняк, ограничивая Мурадымовскую (Зилаирскую) пластину с запада (рис. 26). Западная (фронтальная) часть Мурадымовской пластины имеет сложное строение. Она представляет собой систему надвигов восточного падения, осложненных антиклиналями и, в некоторых случаях, разломами встречного, западного падения.

Висячем боку Мурадымовского надвига на Асташской площади была пробурена серия скважин, подтвердивших наличие нескольких тектонических пластин [Камалетдинов и др., 1975]. Здесь под граувакками зилаирской серии верхнего девона на глубине около 1800 м (скважина 2А) залегают мергели, аргиллиты и алевролиты среднего карбона, ниже идут глинистые известняки и аргиллиты нижнего карбона. Эти отложения можно сопоставить с комплексом осадков иткуловской, бухарчинской, унбетовской и, возможно, аналогами кугарчинской и золотогорской свит. Общая мощность их составляет около 700 м. Толща этих осадков тектонически залегает на глинистых и кремнеземных известняках башкирского яруса, ниже описаны [Камалетдинов и др., 1975] визе-серпуховские органогенные с фораминиферами и глинистые известняки с прослоями аргиллитов, которые по литологическим особенностям также можно сопоставить с отложениями иткуловской, бухарчинской и унбетовской свит, в фациальном отношении соответствующими осадкам глубоководного шельфа [Горожанина и др., 2001]. Мощность этой пачки достигает 250 м. По этим данным выявлено двойное повторение разреза визе-башкирских осадков миогеосинклинального типа. Граница между этими тектоническими пачками проходит на глубине 2502–2592 м и соответствует поверхности срыва, выявленной на сейсмопрофиле между пикетами 250–260 (рис. 2).

Скважина 6А, пробуренная до глубины 4636 м, вскрыла отложения девона платформенного типа [Камалетдинов и др., 1975]. В разрезе этой скважины также наблюдается повторение разновозрастных отложений, слагающих отдельные тектонические пачки или клинья, граница между ними проходит

на глубине 3147–3179 м. В этом интервале происходит наложение глинистых известняков с прослоями углисто-карбонатных сланцев фаменско-турнейского возраста (мощность пачки около 470 м) на глинистые известняки визе-серпуховского возраста, которые нами сопоставляются с глубоководными фациями иткуловской и бухарчинской свит. Они, в свою очередь, залегают на пачке фаменско-турнейских глинистых известняков, аналогичных вышеописанным. Ниже идут птероподовые известняки франского возраста (3832–4132 м) и известняки платформенного типа живетского и эйфельского возраста (4132–4636 м). В скважине 5А пачка (2795–2985 м) турне-фаменских глинистых известняков с прослоями углисто-карбонатных сланцев залегают на флишоидной толще среднего карбона (2985–3647 м) [Камалетдинов и др., 1975].

На более глубоких уровнях висячем боку Мурадымовского надвига (пикеты 290–340) выявляются сгруженные клиновидные и линзовидные структуры, ограниченные снизу пологими надвигами восточного падения. Предполагается, что они сложены отложениями девона платформенного типа, аналогичными известнякам девона, обнажающимся в ущелье р. Бол. Ик на широте д. Мурадымово, а также вскрытым скважинами Акбердинской площади.

Западнее Мурадымовского надвига, в лежащем боку Суюшевского надвига (в подошве пластины) на сейсмопрофиле (пикеты 140–200) выявляются несколько клиновидных структур, представляющих собой пакет надвигов западной вергентности, осложненных антиклиналями. Выход их на поверхность не установлен, возможно, это так называемые слепые надвиги. По-видимому, они сложены карбонатными породами карбона и девона.

На участке между Мурадымовским и Покровским разломами (пикеты 350–450), на глубине 2, 2–2,3 сек отмечается крупная антиклиналь, сопряженная с надвигом. Авторы сейсмических профилей 114 и 115, проводя анализ поля силы тяжести и по результатам бурения скважины Сосновка–3, считали, что ядро этой структуры на глубине слагают вулканогенные породы основного состава и связывали ее с подъемом рифейских отложений. Однако в нашей интерпретации эта антиклиналь генетически связана с надвиганием и сложена, по всей видимости, теми же девонскими отложениями, которые выходят во фронтальной части Мурадымовской пластины.

Далее на восток отмечается Покровский разлом (рис. 2в), по которому в подзилаирских отложениях наблюдается стык разнофациальных, но разновозрастных образований (преимущественно карбонатных — западной части синклинория, вскрытых скважинами на Асташской площади, и кремнисто-вулканогенных и терри-

генных — восточной части). Основанием для такой интерпретации послужили результаты геофизических исследований: гравиразведки, электроразведки, сейсморазведки. Морфология Покровского разлома, который в работе [Bastida et al., 1997] назван Сосновским, достаточно сложна: она представляет собой систему разрывных дислокаций, погружающихся кулисно на восток под углом порядка 35°. В верхней части Покровского надвига выделяется Сосновская антиклиналь, разбуренная несколькими скважинами. О сложности этого участка свидетельствует наличие нескольких вариантов геологических разрезов через Сосновские скважины.

По данным Г.С. Сенченко и др. [1977], в скважине Сосновка–3, пробуренной до глубины 5110 м, граувакки зилаирской серии верхнего девона прослеживаются до 1450 м (фаменский возраст определен Е.В. Чибриковой по споро-пыльцевым комплексам в прослоях аргиллитов). Ниже до глубины 4000 м идет толща пород, в которой наряду с песчаниками отмечаются прослой кремнистых сланцев и порфиристых диабазов. Возраст этой толщи не установлен. По мнению В.Н. Пучкова, это девонские отложения лемвинского типа. Возможно тектоническое переслаивание кремнисто-вулканогенных пачек и граувакк зилаирской свиты. С глубины 4000 м и до забоя вскрыта толща углисто-кремнистых сланцев с прослоями вулканогенных пород основного состава (базальтов и их туфов). Эти отложения были сопоставлены с бетринской свитой силура, развитой в восточном борту Зилаирского синклинория. Характер сейсмических границ указывает на возможное повторение в разрезе одних и тех же пачек.

Структурные исследования, проведенные группой испанских и российских геологов [Basida et al., 1997], показали, что Сосновский (Покровский) надвиг является относительно молодой структурой. Перемещения по нему составили минимум 10 км. Этот разлом делит Зилаирский покров на западную и восточную части. Крутые складки западного падения в восточной части покрова (вблизи Янтышевско-Юлукского разлома) считаются образованными раньше Сосновского надвига. Контакт Зилаирского покрова и Суваньякского комплекса Урал-Тау проходит по разлому сбросового типа, имеющему западное падение.

Контакт Зилаирского покрова и Призилаирской зоны складчатости проходит по надвигу восточного падения с амплитудой около 10 км (на поверхности в зоне контакта картируются 2 надвига восточного падения). Собственно зона складчатости состоит из системы чешуйчатых надвигов западной вергентности. Один из этих надвигов закартирован в районе д. Кугарчи в обнажении у дороги Зилаир — Исянгулово. Эта структура с перемещением около 1 км близ поверхности

имеет зону брекчирования шириной 5 м и осложнена небольшими ретронадвигами [Bastida et al., 1997]. В целом характер складчато-надвиговых дислокаций в западной части Зилаирского покрова и зоны складчатости определяется развитием складок продвигающегося надвига (fault-propagation folds). Складки ассоциируются преимущественно с надвигами западного направления и ретронадвигами восточного направления.

На восточном крыле Зилаирского мегасинклинория породы зилаирской свиты и нижнего палеозоя (суванякский комплекс, ранее относимый к венд-риффею) смяты в единую систему сжатых, часто изоклинальных складок с разорванными восточными крыльями, опрокинутыми к востоку в направлении хребта Урал-тау [Сенченко, 1976]. Мощность этих отложений составляет 5–6 км, что подтверждается бурением. Скважина Урал-Тау–1, глубиной более 5 км, так и не смогла перебурить этот комплекс и была остановлена в породах ордовика, датированных Е.В. Чибриковой как силур. На временных разрезах области распространения пород суванякского комплекса чаще всего соответствует зона отсутствия отражений, характерная и для флишоидных отложений зилаирской свиты (рис. 2в).

По зоне Янтышевско-Юлукского разлома проходит граница между суванякским и максютовским комплексами, слагающими антиклинорий Урал-тау. С востока антиклинорий ограничен зоной Главного Уральского разлома, который представлен широкой тектонической полосой ультрабазитового меланжа. По сейсморазведке эта зона отображается крутым погружением отражающих площадок, довольно заметных в разрезе, но не очень интенсивных.

Не очень четкое отображение Главного Уральского разлома в сейсмическом волновом поле не является чем-то аномальным. С одной стороны — это резкая физическая граница, которая находит отображение в гравитационном и магнитном полях. Зоне ГУР соответствует отрицательная локальная аномалия силы тяжести, интенсивностью 10 мгл, и положительная аномалия полного вектора магнитного поля, интенсивностью до 1200 нТл. На скоростном разрезе зона ГУР отмечается понижением граничной и кажущейся скорости. С другой стороны, известно, что зона разлома представляет собой меланж, хотя и ультрабазитовый (серпентинитовый). А меланж не может быть зеркальной границей для отраженных волн, это «шероховатая» граница. Она, по-видимому, и рассеивает большинство отраженных волн, поэтому плоскость надвига на сейсмической записи отображается не очень четко. На глубине эти отражения выполаживаются и сближаются.

Таким образом, новый взгляд на старый сейсмический материал (ПО «Башкиргеология», автор Б.М. Киселев; трест «Башнефтегеофизика», автор

А.И. Загребина) с учетом новых геологических данных (полевые наблюдения, проведенные сотрудниками ИГ УНЦ РАН совместно с испанскими геологами), а также с учетом старых геологических материалов, не потерявших свою актуальность и поныне [Камалетдинов, 1974; Сенченко, 1976; Казанцев, 1984], позволили уточнить и дополнить представление о геологическом (тектоническом) строении такой сложной структуры, как Зилаирский синклинорий. Авторы благодарят указанных выше исследователей за предоставленные материалы.

Литература:

Горожанина Е.Н., Кулагина Е.И., Браун Д. и др. Литофациальная и палеонтологическая характеристика отложений нижнего и среднего карбона района р. Куруил (Южный Урал) // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Уфа, 2001. Т. 1. С. 130–140.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Недра, 1984. 160 с.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

Камалетдинов М.А., Камалетдинов Р.А., Казанцев Ю.В. Некоторые вопросы строения каменноугольных отложений Южного Приуралья // Стратиграфия и геология карбона Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. Уфа: БФАН СССР, 1975. С. 129–135.

Пучков В.Н., Перес-Эстаун А., Браун Д., Альварес-Маррон Х. Краевой складчато-надвиговый пояс орогена: структура и происхождение (на примере Башкирского Урала) // Вестник ОГПГН РАН, 1(3), 1998. С. 70–99 (электронный журнал в Интернет: <http://www.scgis.ru>).

Сенченко Г.С. Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука. 1976, 172 с.

Сенченко Г.С., Морозов С.Г., Иванова Т.В. Сверхглубокая скважина в Зилаирском синклинории на Южном Урале // Советская геология. 1977. № 7. С. 98–105.

Щекотова И.А. Особенности строения Призилаирской полосы передовых складок Южного Урала и перспективы ее нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1987. № 12. С. 40–46.

Щекотова И.А. Карбонатные формации Южного Приуралья: Тектоника и нефтегазоносность. М.: Наука. 1990. 112 с.

Bastida F., Aller J., Puchkov V.N., Juhlin Ch., Oslianski A. A cross-section through the Zilair nappe (Southern Urals) // Tectonophysics. 1997. V. 276. N 1–4 (Europrobe volume). P. 253–263.

Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Gorozhanina Y.N. et al. Geometric and Kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the southern Urals // Tectonics. 1997. V. 16. P. 551–562.