

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ МЕГАЗОНЫ В СТРУКТУРЕ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

Е.А. Елкин, А.Э. Конторович, Н.К. Бахарев, С.Ю. Беляев, А.И. Варламов*, Н.Г. Изох, А.В. Каныгин, В.А. Каштанов, Н.П. Кирда, А.Г. Клец, В.А. Конторович, В.И. Краснов*, В.А. Кринин**, С.А. Моисеев, О.Т. Обут, С.В. Сараев, Н.В. Сенников, В.М. Тищенко***, Ю.Ф. Филиппов, А.В. Хоменко, В.Г. Хромых

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,*

630091, Новосибирск, Красный пр., 67, Россия

*** ЗАО „Ванкорнефть“, 660075, Красноярск, ул. Республики, 51, Россия*

**** ООО „Нордимпериал“, 634000, Томск, ул. К. Маркса, 7, Россия*

Проведено фациальное районирование фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) и соседних областей. В основу выделения фациальных мегазон положен тип седиментации. Анализ латеральных и вертикальных рядов отложений выявил ограниченность накопленного материала для построения фациальных карт на всю территорию ЗСГ по узким срезам. Только позднедевонский срез обеспечен достаточными данными, чтобы провести районирование по типам разрезов (седиментации). Установлены пять мегазон, которые обозначены с востока на запад римскими цифрами I, II, III, IV и V. Первые три мегазоны образуют единый фациальный ряд. Они характеризуют обстановки седиментации на Сибирском континенте и вблизи него. Мегазона IV представлена мелководными вулканогенно-осадочными образованиями, слагающими Казахстанский континент, который с востока и запада ограничен ранне- и среднекаменноугольными сутурами. К мегазоне V отнесены покровно-складчатые (островодужные) образования восточного склона Урала.

Главные особенности истории геологического развития рассматриваемой территории связаны с взаимодействием двух главных кристаллических масс (Сибирский и Восточно-Европейский континенты) и одной молодой (Казахстанский континент) в пределах океанического пространства, именуемого Палеоазиатским (Уральским) океаном. В современной структуре территории представлены только фрагменты этого пространства. Значительная его часть поглощена в субдукционных зонах, из которых основной является зона Главного разлома Урала.

Продуцирование и накопление органического вещества в домезозойских осадках происходило на рассмотренных континентальных шельфах. С этими областями связаны и основные перспективы поисков на докембрийскую и палеозойскую нефть и газ.

Фациальная зональность, биохронология, палеогеография, геодинамика, террейн, континент, палеозой, Западно-Сибирская геосинеклиза.

PALEOZOIC FACIES MEGAZONES IN THE BASEMENT OF THE WEST SIBERIAN GEOSYNCLINE

Е.А. Yolkin, А.Э. Kontorovich, N.K. Bakharev, S.Yu. Belyaev, А.И. Varlamov, N.G. Izokh, А.В. Kanygin, В.А. Kashtanov, N.P. Kirda, А.Г. Klets, В.А. Kontorovich, V.I. Krasnov, В.А. Krinin, S.A. Moiseev, O.T. Obut, S.V. Saraev, N.V. Sennikov, V.M. Tishchenko, Yu.F. Filippov, A.V. Khomenko, and V.G. Khromykh

Facies zonation of the Paleozoic basement of West Siberian Geosyncline and its surroundings is presented. Facies megazones are distinguished according to types of sedimentation. Analysis of lateral and successive sedimentary sequences shows that the available data are insufficient to map the facies distribution over the whole territory of the Geosyncline for short time slices. Only the Late Devonian section is supported by data sufficient for the suggested facies zonation. Five megazones (Roman numerals I, II, III, IV, and V in the western direction) are distinguished. First three megazones make up a single lateral facies succession and represent sedimentary environments of the Siberian continent and around it. Megazone IV includes shallow-marine volcanic and sedimentary rocks that compose the Kazakhstan continent bounded by Early and Middle Carboniferous sutures in the west and east. Megazone V comprises fold-thrust (island arc) complexes of the eastern Urals.

The main features of the geologic history of the region were associated with the interaction of two major crustal masses (Siberian and East European continents) and the young Kazakhstan continent in the oceanic space called the Paleo-Asian (or partly Uralian) ocean. Only few fragments of this space occur in the present-day framework of the territory, the greatest part being sunk in subduction zones, especially in the large zone of the Main Uralian Fault.

Production and accumulation of organic matter in pre-Mesozoic deposits occurred on continental shelves, which show the best prospects for Precambrian and Paleozoic oil and gas.

Facies zonation, biochronology, paleogeography, geodynamics, terrane, continent, Paleozoic, West Siberian Geosyncline

ВВЕДЕНИЕ

Сведения о вещественном составе пород фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) и их биохронологических датировках начали появляться в литературе в конце 1950-х—начале 1960-х годов в связи с началом глубокого бурения на этой территории [Осыко, 1958; Мирошников, 1960; Богуш, Юферев, 1962; и др.]. Первое их обобщение в стратиграфическом и фациальном отношениях произведено в 1975 г. [Богуш и др., 1975]. В этой работе отрывочные данные по кембрию, ордовику и силуру, а также достаточно обширные данные по девону получили лишь географическую привязку, но для карбона и перми впервые уже были намечены структурно-фациальные зоны.

В дальнейшем при разработке новых схем фациального районирования рассматриваемой территории структурный их аспект усиливался [Бочкарев, Шнип, 1982; Бочкарев, Криночкин, 1988; Краснов и др., 1993]. Ограниченность фактического материала по вещественному составу отложений и их палеонтологической характеристике в известной степени восполнялась сведениями о структуре палеозойского этажа геосинеклизы, которая выявлялась по геофизическим данным [Сурков, Жеро, 1981; Сурков и др., 1984; Мегакомплексы..., 1986; и др.].

В последние годы по палеозойскому основанию ЗСГ опубликована серия статей, в которых приводятся новые данные по геологии и стратиграфии региона [Конторович и др., 1999а,б; Бочкарев и др., 2000, 2001, 2003; Елкин и др., 2000б, 2001; Воронов, Коркунов, 2003; Егоров, Чистяков, 2003; и др.], а также по фациям, палеогеографии, палеобиогеографии и геодинамике [Дубатолов, Краснов, 1999, 2000а,б; Петров и др., 2000; Yolkin et al., 2000; Стратиграфия..., 2001; Елкин и др., 2003а; Добрецов, 2003; и др.]. Частично эти данные уже упомянуты в книге по стратиграфии палеозоя Западной Сибири [Стратиграфия..., 2001], а также в публикациях, касающихся геодинамической эволюции литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса [Елкин и др., 2003б,в, 2004; и др.].

В настоящей статье сделана попытка обобщения всех известных материалов, имеющих отношение к фациальному районированию территории ЗСГ с выделением фациальных мегазон (рис. 1, 2). Фациальные подразделения такой масштабности характеризуют разные типы седиментации, которые свойственны самостоятельным седиментационным бассейнам. На рассматриваемой территории намечаются четыре таких бассейна: шельфовый по отношению к Сибирскому кратону; окраинный океанический, латерально сопряженный с первым; квазиplatformный (Казахстанский); океанический (Приуральский), с развитой системой островных дуг. Отложения, накопившиеся в палеозое в этих бассейнах и преобразованные в складчатые сооружения, и составляют сибириды, казахстаниды и уралиды.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ НА ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РЕГИОНА

История вопроса достаточно полно изложена авторами работы [Стратиграфия..., 2001]. Ниже имеет смысл коснуться лишь тех схем районирования, которые тесно связаны с решением задач по расчленению и корреляции отложений при разработке и совершенствовании региональной стратиграфической схемы палеозоя ЗСГ. Согласно правилам МСК СССР (России), такого рода фациальная схема квалифицируется как структурно-фациальная. К ней можно отнести четыре последовательные во времени ее модификации: уже упоминавшуюся первую схему районирования для карбона и перми Западно-Сибирской равнины [Богуш и др., 1975], схему, предложенную В.С. Бочкаревым и О.А. Шнипом [1982], и две схемы районирования, обсуждавшиеся на Тюменском и Новосибирском межведомственных стратиграфических совещаниях [Краснов и др., 1993; Решения..., 1999]. Выделение элементарных подразделений районирования (зон или районов) во всех названных схемах базируется на типах разрезов отложений. Первая из них [Богуш и др., 1975] предложена для наиболее изученного на то время стратиграфического интервала палеозойского этажа ЗСГ — карбона и перми, четвертая [Решения..., 1999] ограничена интервалом девона и карбона, поскольку породы именно этого возраста, в отличие от отложений других систем, встречены на всей рассматриваемой территории. Вторая и третья схемы [Бочкарев, Шнип, 1982; Краснов и др., 1993] распространялись на весь интервал палеозоя и на всю площадь ЗСГ с выделением разноранговых подразделений — складчатых областей и зон с разными эпохами консолидации. В них были совмещены элементы тектонического и фациального районирования.

В схеме структурно-фациального районирования 1990 г. [Краснов и др., 1993] выделяются три структурно-фациальные области — Урало-Обская, Приенисейская и Арктическая. Первая из них охватывает около 80 % всей территории ЗСГ, имея восточную границу на меридиане г. Томск. В ее состав входят семь структурно-фациальных зон, каждая из которых, в свою очередь, подразделяется на 2—5 структурно-фациальных районов. В Приенисейской области выделяются две структурно-фациальные зоны без подразделения на районы, а в Арктической — одна. В этой схеме районирования обращает на себя внимание идея: объединить основную часть территории ЗСГ в общий регион — структурно-формационную область, консолидация которой завершилась в одну и ту же эпоху складчатости — герцинскую.

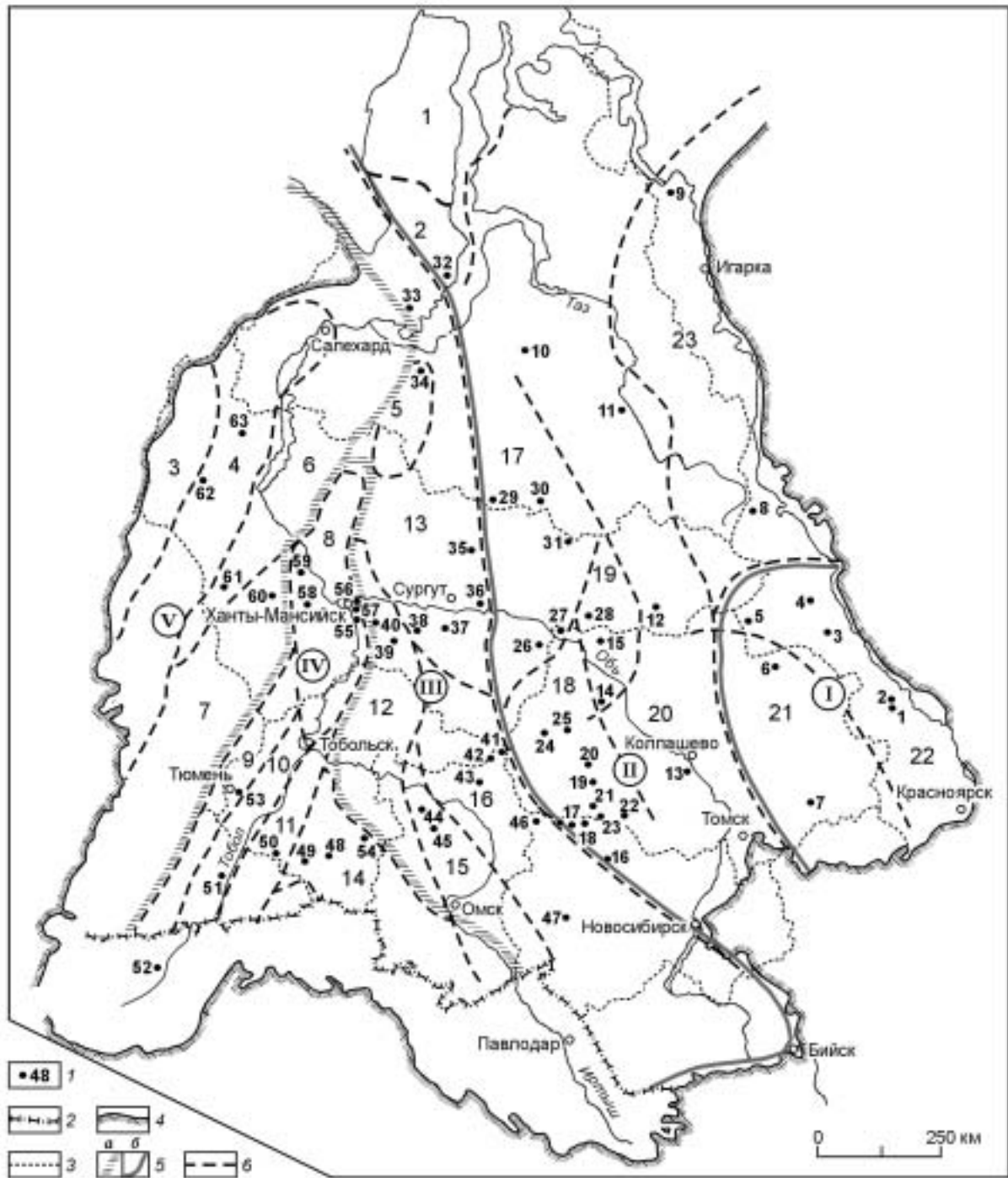


Рис. 1. Расположение скважин, вскрывших на территории Западно-Сибирской геосинеклизы опорные разрезы палеонтологически охарактеризованных палеозойских отложений.

1 — скважина и ее номер; 2—6 граница: 2 — государственная, 3 — административная, 4 — складчатого обрамления, 5 — фациальных мегазон (I—V): а — сутурные, б — фациальные, в — фациальных районов: 1 — Бованенковский, 2 — Новопортовский, 3 — Тагильский, 4 — Березово-Сартыньинский, 5 — Ярудейский, 6 — Шеркалинский, 7 — Шаимский, 8 — Красноленинский, 9 — Тюменский, 10 — Косолаповский, 11 — Уватский, 12 — Салымский, 13 — Усть-Балыкский, 14 — Ишимский, 15 — Тевризский, 16 — Туйско-Барабинский, 17 — Варьеганский, 18 — Нюрольский, 19 — Никольский, 20 — Колпашевский, 21 — Вездеходный, 22 — Тыйский, 23 — Ермаковский.

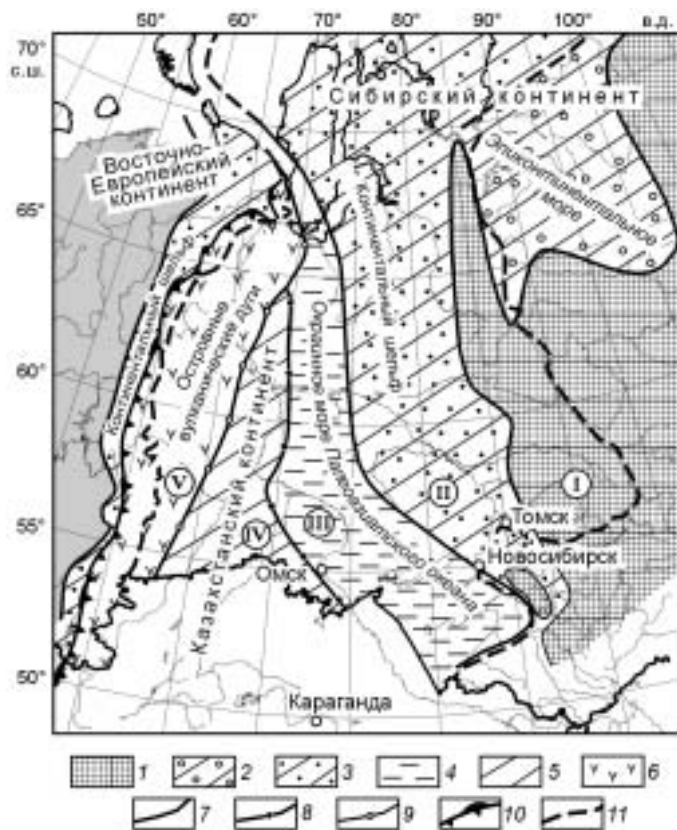


Рис. 2. Районирование территории Западно-Сибирской геосинеклизы и прилегающих областей в позднедевонскую эпоху.

1 — суша; 2 — лагунные и морские отложения; 3 — терригенно-карбонатные отложения открытого шельфа Сибирского и Восточно-Европейского континентов; 4 — тонкотерригенные и вулканогенные отложения окраинного океанического бассейна; 5 — вулканогенно-осадочные отложения азрального и аквального генезиса на Казахском континенте; 6 — островодужные вулканогенно-осадочные образования Восточного склона Урала; 7 — граница фациальной мегазоны; 8, 9 — сутуры: раннекаменноугольная (визейская), 9 — среднекаменноугольная; 10 — зона Главного разлома Урала с массивами офиолитов; 11 — граница Западно-Сибирской геосинеклизы. Римские цифры (I—V) в кружках — фациальные мегазоны.

В 1998 г. на межведомственном совещании в Новосибирске, на котором рассматривалась и была принята новая версия схемы стратиграфии палеозоя ЗСГ, по схеме структурно-фациального районирования приняты два важных решения: оставить в ней в уточненном виде только структурно-фациальные районы, исключив все зоны и области; по своему фактическому материалу она в полном объеме может быть обоснована материалами только по девонскому и каменноугольному

временным срезам. В ее состав были включены 23 структурно-фациальных района, в которых суммарно представлен практически весь венд-палеозойский интервал [Решения..., 1999; Стратиграфия..., 2001]. С учетом новых данных в этой схеме были существенно уточнены границы структурно-фациальных районов и их номенклатура (см. рис. 1).

Некоторые уточнения внесены в рисунок расположения фациальных районов и в настоящей статье. Здесь они объединены по типу седиментации в группы, на основе которых и выделяются фациальные мегазоны (см. рис. 2).

МАТЕРИАЛ

По палеозою ЗСГ за полувековой период его интенсивного изучения накоплен огромный литолого-палеонтологический материал. По глубине проработки он очень неоднороден. В первичных описаниях ядра скважин породы назывались часто очень приблизительно. Последующие заключения о возрасте вскрытых отложений на первых порах были предположительными, поскольку они базировались на предварительных определениях фаунистических остатков или на основе аналогий со складчатым обрамлением геосинеклизы.

Наиболее ценная литолого-биохронологическая информация содержится в стратиграфических публикациях. Однако, отфильтровывая ее, приходится учитывать многие обстоятельства, в том числе: 1) общепринятое распределение окаменелостей из разреза одной и той же скважины для изучения разными специалистами, что значительно усложняет воссоздание общей картины по соответствующим скважинам; 2) изменение с течением времени систематики ископаемых групп, что влечет за собой приведение в публикациях одного и того же палеонтологического объекта под разными названиями; 3) эволюцию представлений на схемы стратиграфии палеозоя соседних регионов и на Международную стратиграфическую шкалу, с чем обычно связано различное возрастное индексирование одних и тех же интервалов разрезов скважин; 4) не в последнюю очередь, профессионализм специалистов, делающих заключения о возрасте пород.

При создании банка данных возрастных датировок пород палеозойского основания ЗСГ приоритет отдавался тем из них, которые были обоснованы палеонтологически, а также определениям абсолютного возраста, которые выполнены на современной методической базе. При ревизии палеонтологических данных выяснялось, что многие биохронологические датировки нельзя считать валидными по причинам, отмеченным выше. Так, отложения из разреза скв. Ахтынтурская-201 относились к ордовики—силуру на основании встреченных в них радиолярий [Богуш и др., 1975]. Однако в цитированной работе тот же

Таблица 1. Список скважин, вскрывших на территории Западно-Сибирской геосинеклизы палеонтологически охарактеризованные отложения палеозоя

№ п/п	Скважина	Возраст	№ п/п	Скважина	Возраст
Мегазона-I			Мегазона-III		
1	Аверинская-150	V – € ₁	33	Верхнереченская-35	D ₃
2	Тыйская-1	€ ₁ at – € ₁ b ₁	34	Ярудейская-4	P
3	Касская-1	D ₁₋₃ (усл.)	35	Южно-Ягунская-159	P
4	Лемок-1	€ ₁₋₃	36	Мегионская-67	D ₃ f
5	Ванжилевская-1	D ₃ , C ₁₋₂	37	Восточно-Правдинская-1305	D ₃ fm ₃₋₄
6	Вездеходная-4 (парам.)	€ ₁₋₃ , D ₃ f	38	Пойкинская-80	C ₂ b ₁
7	Чулымская опорная	C ₁₋₂	39	Нижнешапшинская-136	P (усл.)
Мегазона-II			40	Верхнесалымская-17	D ₃
8	Елогуйская опорная	€ ₂ ¹ – O ₁	41	Верхнедемьянская-1	D ₃ , C ₁ t-v
9	Малохетская-11	€ ₂ – S	42	Южно-Демьянская-1	C ₁ v, C ₁ s (усл.)
10	Тюменская СГ-6	P ₂	43	Туйская-1	D ₃
11	Южно-Часельская (Ютырмальская)-15	C ₁ t		Туйская-2	C ₁ s
12	Восточно-Пылькарминская-11	C ₁ v	44	Тевризская-3	P ₁ (усл.)
13	Колпашевская-2	D ₃	45	Тайтымская-5	D ₃ (усл.)
14	Восточно-Никольская-1	P	46	Бочкаревская-1	D ₃
15	Вартовская-331	P ₁	47	Барабинская-1 (опорная)	D ₃
16	Дедовская-1	D ₁ p	Мегазона-IV		
	Дедовская-3	D ₃	48	Ишимская-4	D ₃ fm – C ₁ t, D ₂ – D ₃ f (усл.)
17	Майзасская-1	S ₂ p, D ₁ l-p	49	Западно-Ишимская-2	D ₃ fm – C ₁ t
18	Малоичская-4	D ₁ l – D ₂ ef	50	Лебяжьевская-2	C ₁ t
	Малоичская-7	D ₃	51	Косолаповская-1	D ₃ f
	Малоичская-22	D ₁ l-e	52	Качарская-865	C ₂ b ₁
19	Герасимовская-9	D ₁ e ₂ , D ₂ zv	53	Борковская-4	D ₃ fm – C ₁ t, D ₂ – D ₃ f (усл.)
20	Лугинецкая-170	D ₁₋₃	54	Викуловская-2	C
21	Калиновая-13	D ₂ zv – D ₃ f	55	Фроловская-1	D ₃ f ₂
	Калиновая-14	D ₁ e – D ₂	56	Ханты-Мансийская-41	D ₃ fm
22	Казанская-8	D ₁ l-p	57	Ханты-Мансийская-50	D ₁ e
23	Нижнетабаганская-9	C ₁ t ₂ -v	58	Молодежная-804	C ₁ t ₂ -v
24	Средневасюганская-1	C ₂ b ₁	59	Пальяновская площадь (скв. 37, 53, 59)	PC
25	Мыльджинская-56	O ₂₋₃	Мегазона-V		
26	Полуденная-322	€ ₃ ak	60	Яхлинская-8	C ₁ v – C ₂ b ₁
27	Медведевская-110	S ₁ l-v	61	Ловинская-36	D ₂ – D ₃ f, D ₁ ² – D ₂ ¹
28	Кошильская-302	D ₃ fm ₁	62	Ахтынтурская-201	?D ₃
29	Западно-Новогодняя-210	O ₃ , D ₃ f	63	Тутлеймская-47	D ₃ fm ₄
30	Вынгапуровская-140	D ₃ f			
31	Северо-Варьганская-5	C ₁ t-v ₁			
32	Новопортовская-115	O ₁ ar			

комплекс радиолярий приводится в обоснование и раннедевонского возраста пород, а в работе [Погорелов, 1977] показано, что он же может отвечать позднему девону. При этом важно другое, названия таксонов данного комплекса сейчас считаются устаревшими. Их нет в современной системе радиолярий. Вместе с тем факт массовой встречаемости скелетных остатков этой группы организмов в кремнистых верхнедевонских отложениях на территории ЗСГ подтвержден современными данными [Ключевые разрезы..., 2004].

Наиболее частые корректировки возрастных индексов пород связаны с перемещениями хроностратиграфических границ в схемах стратиграфии соседних регионов и в Международной стратиграфиче-

ской шкале. Так, в хорошо изученном разрезе опорной скв. Малоичская-4 его низы, как и его аналоги на Салаире, первоначально были помещены в силур [Запывалов, Соколов, 1971]. Понижение региональной границы между силуром и девоном обязывает индексировать нижним девоном и низы разреза рассматриваемой скважины. А вот в разрезе скв. Полуденная-322 ситуация обратная. Она связана с удревнением возраста пород. Первоначально по фауне он был определен как тремадок (ранний ордовик) [Елкин и др., 1994а], но позже стандартная граница кембрия и ордовика была установлена стратиграфически выше того интервала, на который указывала упомянутая фауна. Так, на территории ЗСГ вдали от Сибирской платформы появилась первая кембрийская палеонтологическая датировка.

К настоящему времени уже ревизованы датировки значительного числа скважин, достигших фундамента ЗСГ. В приводимый здесь список включены лишь те, которые необходимы для обоснования выполненных построений (табл. 1).

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИАЛЬНЫХ МЕГАЗОН

Фациальное районирование для конкретного региона в целом можно проводить только по тем временным срезам, по которым имеется достаточный фактический материал по всей его территории. Таким срезом для палеозойской колонки ЗСГ является поздний девон [Елкин и др., 2003а,б]. Плотность расположения скважин, в которых вскрыт верхний девон [Елкин и др., 2003а] (см. табл. 1), вполне достаточна для обоснования проводимых интерполяций. Предпозднедевонские же срезы характеризуются тем, что достоверно фаунистически доказанные породы этого возраста вскрыты в основном на востоке геосинеклизы [Стратиграфия..., 2001], послепозднедевонские срезы имеют также свою специфику. Нижний карбон в морских фациях представлен на территории ЗСГ широко, но чаще всего в виде отдельных сгущений месторасположений скважин. Что касается неморского верхнего палеозоя, то его наличие подтверждено находками органических остатков в керне лишь немногих скважин. Однако, имея полную картину соотношения фаций на позднедевонском срезе, можно проецировать на него установленные фациальные обстановки по другим срезам и тем самым выявлять динамику в историческом развитии соответствующих территорий ЗСГ.

На позднедевонском срезе отчетливо выражены пять областей с присущими только им особенностями осадконакопления [Елкин и др., 2003а]. Эти области рассматриваются нами как фациальные мегазоны. Они представляют собой группировки фациальных районов, на территории которых представлен один и тот же тип седиментации. В качестве названий мегазон использованы римские цифры, которые следуют в порядке с востока на запад согласно принципу „от достоверного“ (см. рис. 1, 2).

Интерпретации фациальных обстановок первых трех зон (I, II и III) отличаются достаточной стабильностью (однозначностью), как и их латеральные соотношения. В этом направлении континентальные и прибрежные отложения верхнего девона к западу сменяются мелководными шельфовыми, с обильной бентосной фауной, и далее — глубоководными осадками с радиоляриями. Три мегазоны (III, IV и V) разграничены сутурами (тектонически сложно устроенными зонами), с чем могут быть связаны разные интерпретации взаимоотношений слагающих их отложений.

Мегазона-I охватывает территорию двух фациальных районов — Тыйского и Вездеходного (см. рис. 1, 2). В позднем протерозое на этой территории отлагались субплатформенные осадки [Конторович и др., 2003], а в посткембрийское время она представляла собой в основном область денудации с ограниченным накоплением в приграничной полосе со смежной мегазоной-II ордовикских, силурийских и верхнедевонских отложений. Очертания рассматриваемой мегазоны показаны на рис. 1 и 2 по состоянию на начало ордовика, когда на западной окраине (в современных координатах) Сибирского кратона в результате салаирского орогенеза сформировались область размыва и устойчивый широкий шельф [Стратиграфия, 2001]. В позднедевонскую эпоху эта область размыва продолжалась вдоль левобережья Енисея далеко на север в виде узкой полосы суши [Елкин и др., 2003а,б; Матухин, 1991].

Верхнедевонские отложения морского генезиса установлены только на северо-западе мегазоны-I. В разрезе скв. Вездеходная-4 они представлены рифогенными карбонатами вездеходной толщи [Елкин и др., 2000а,б] и терригенными породами с подчиненными оолитовыми известняками ванжильской толщи [Стратиграфия..., 2001]. Грубообломочные континентальные красноцветные отложения девона вскрыты скв. Касская-1. Окаменелости в них не обнаружены. Тем не менее допускается, что они могут отвечать всей колонке девона, как в западных районах Сибирской платформы и Минусинских впадинах Алтае-Саянской складчатой области (АССО) [Богуш и др., 1975; Матухин, 1991].

Предверхнедевонский этаж в пределах мегазоны-I вскрыт скважинами Аверинская-150, Тыйская-1, Лемок-1 и Вездеходная-4 (см. рис. 1). В разрезах этих скважин венд—низы среднего кембрия палеонтологически обоснованы. Эти разрезы сложены, как и на Сибирской платформе, солями, сульфатами и карбонатами, а верхи среднего и верхний кембрий — пестроцветными терригенно-карбонатными отложениями эвенкийской свиты [Елкин и др., 2001; Стратиграфия..., 2001; Сараев и др., 2004]. Вулканиты основного состава с кембрийскими абсолютными датировками пройдены скв. Вездеходная-4 [Конторович

и др., 1999а,б; Елкин и др., 2001]. В ордовике и силуре восточная часть территории мегазоны-I, вероятно, представляла собой область денудации, о чем свидетельствует трансгрессивное залегание карбонатов верхнего девона на вулканитах кембрия [Елкин и др., 2000а].

Верхнепалеозойский (постверхнедевонский) интервал на рассматриваемой территории представлен фрагментарно и локально. Наиболее полно он вскрыт скв. Чулымская опорная, по разрезу которой дана его палеонтологическая характеристика [Богуш и др., 1975; Решения..., 1999; Стратиграфия..., 2001]. В нижней части этого разреза находится известняковая пачка с фораминиферами *Bisphaera cf. malevkensis* Vig. Выше следуют терригенные породы с остатками рыб и растений, а еще выше — аргиллиты и алевролиты с комплексом спор и пыльцы [Богуш и др., 1975]. Весь этот разрез относится к батуринской свите, которая индексируется нижним и средним карбоном [Решения..., 1999].

Соотношение породных комплексов, установленных бурением в пределах мегазоны-I, показано на рис. 3.

Мегазона-II включает в себя пять фациальных районов — Ермаковский, Колпашевский, Никольский, Нюрольский и Варьеганский, а также северный сегмент Новопортовского (см. рис. 1). На этой огромной территории развиты мелководные, а часто экстремально мелководные карбонатно-терригенные отложения. Их характерными чертами являются рифогенность известняков с широким развитием каркасных органогенных построек, а также быстрые латеральные замещения одних литофаций другими. В этих отложениях обильны остатки бентосной фауны, областью обитания которой была наиболее благоприятная для придонных организмов фотическая зона с преобладающими глубинами от первых до 80 м. Такое сочетание фаций, населения бассейна и масштабности органогенных сооружений характеризует обстановки шельфа, а именно — барьерного рифа. И действительно, мегазона-II является прямым продолжением шельфа Сибирского континента, который размещался в пределах северной части Алтая и Салаира и на котором зафиксированы все черты системы барьерного рифа [Елкин и др., 1994б].

Следует отметить, что Новопортовский район изначально рассматривался изолированно от названных выше фациальных районов. Вместе с Пайхоем и Таймыром он выделялся в схемах тектонического районирования как особая Пайхойско-Быррангская складчатая система [Бочкарев, 1995]. Это нашло отражение и в первой полномасштабной схеме структурно-фациального районирования палеозой ЗСГ в виде обособления Арктической структурно-формационной области [Краснов и др., 1993]. Имевшийся на то время геологический материал не позволял надежно ни подтвердить, ни опровергнуть эти построения. Однако большое сходство вещественного состава палеозойских разрезов Новопортовского, Нюрольского и Варьеганского фациальных районов (см. рис. 3) уже тогда обращало на себя внимание [Краснов и др., 1993; Стратиграфия..., 2001] и вызывало желание объединить их в единую структурно-фациальную зону. Такая возможность появилась сейчас с учетом геолого-геофизических данных, изложенных В.Н. Вороновым, В.К. Коркуновым [2003].

Обе границы мегазоны-II, восточная и западная, связаны с нормальным латеральным фациальным замещением одного типа осадков другим. Если восточная граница с мегазоной-I не отличается четкостью и постоянством во времени в связи с периодическими трансгрессиями в сторону Енисейского кряжа, то западная, начиная с ордовика и по девон включительно, занимала стабильное положение и во времени, и в пространстве. Она совпадает с достаточно узкой зоной перехода от мелководных (шельфовых) отложений к глубоководным тонкотерригенным осадкам мегазоны-III. Отмеченная переходная зона осадков зафиксирована разрезом скв. Майзасская-1 по наличию глинисто-известковистых пород майзасской свиты с фауной верхов силура (пржидол) и глинистых отложений лесной свиты нижнего девона (лохков и прага) [Стратиграфия..., 2001]. Эти осадки накапливались в верхней части континентального склона. Скважина Дедовская-1 (см. рис. 1, табл. 1) вскрыла породы, близкие по вещественному составу и возрасту к отложениям лесной свиты из разреза скв. Майзасская-1. В то же самое время разрез скв. Дедовская-3 представлен грубообломочной толщей, состоящей из литокластов светлых массивных известняков девонских карбонатных платформ шельфа и глубоководных кремнеаргиллитов и радиоляритов куйбышевской толщи верхнего девона соседней мегазоны-III [Бочкарев и др., 2003]. А эти породы уже можно соотносить с накоплениями у подножия континентального склона, чем и определяется его большая крутизна. Обсуждаемая граница по соотношению мелководных и глубоководных отложений хорошо трассируется от Дедовской площади к Майзасской и далее к Верхнедемьянской, Мегионской, Западно-Новогодней и Новопортовской. Здесь ее положение подкрепляется с юго-западной стороны разрезом скв. Верхнереченская-35, который представлен глинисто-кремнистыми сланцами с радиоляриями, и геологической ситуацией на сейсмическом профиле [Воронов, Коркунов, 2003].

Территория мегазоны-II отдельными скважинами разбурена на значительную глубину в связи с установленной здесь промышленной нефтегазоносностью палеозойских отложений. Их палеонтологические датировки известны по скважинам, вскрывшим породы морского генезиса в стратиграфическом интервале: верхи кембрия—низы башкирского яруса среднего карбона включительно. В приведенном списке скважин (см. табл. 1) указаны только важнейшие из них. Неморской верхний палеозой охарактеризован органическими остатками гораздо слабее [Стратиграфия..., 2001]. Все вместе взятые датировки

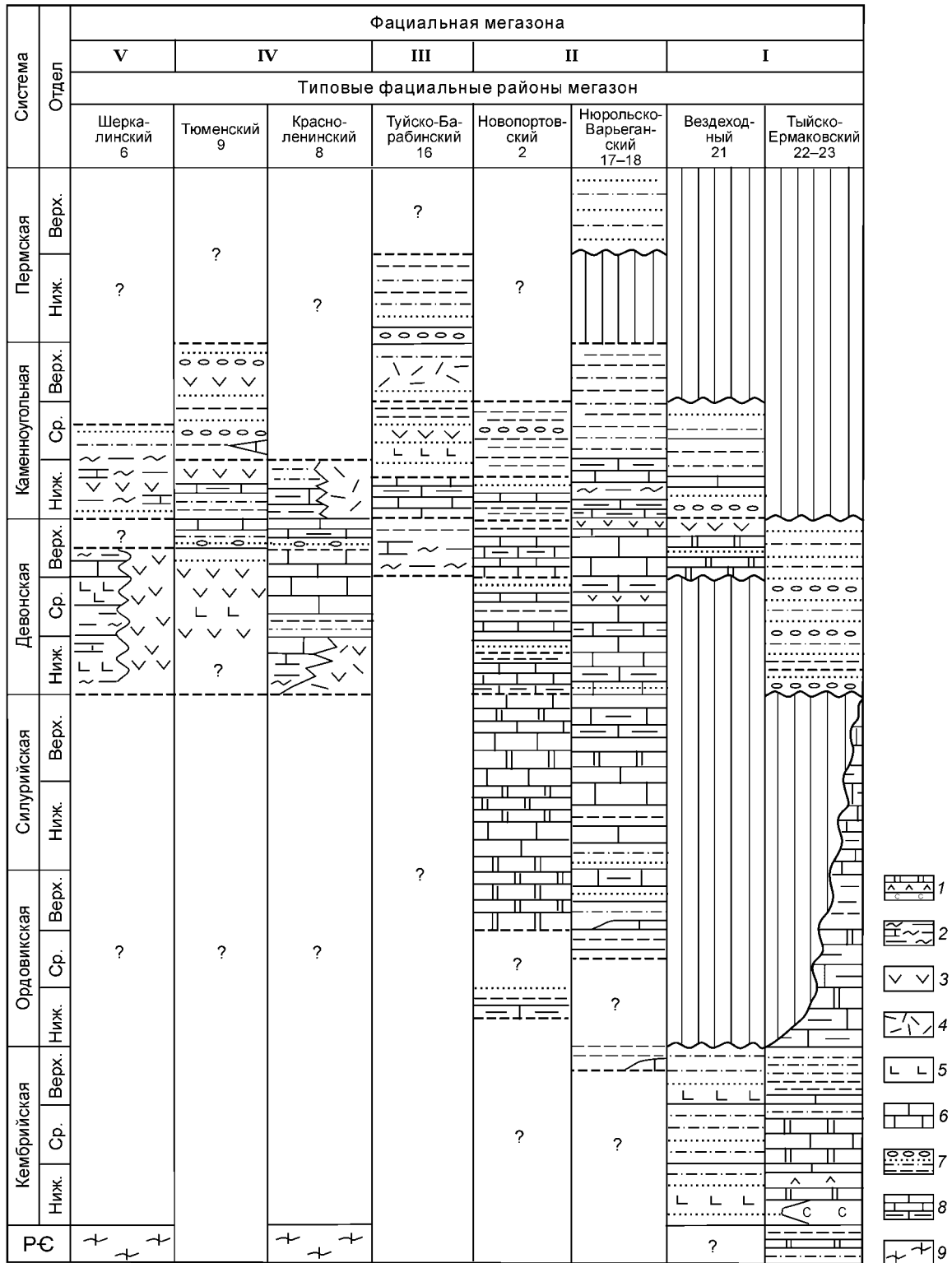


Рис. 3. Вещественный состав пород сводных разрезов фациальных районов (нумерацию см. на рис. 1).

1 — доломиты, ангидриты, соли; 2 — глинисто-кремнистые породы с прослоями известняков; 3—5 — эффузивы: 3 — среднего состава и их туфы, 4 — кислого состава и их туфы, 5 — основного состава; 6 — известняки массивные; 7 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты; 8 — известняки слоистые, известняки глинистые; 9 — метаморфиты.

позволяют составить ясное представление о палеозойской последовательности отложений и площадях распространения того или иного типа разреза. При этом следует иметь в виду следующее: 1) верхи кембрия, ордовик и силур вскрыты фрагментарно, 2) в пределах рассматриваемой мегазоны полные разрезы девона и нижнего карбона можно составить по многим площадям, 3) отдельными скважинами пройдены достаточно полные разрезы пермских отложений с редкими находками в керне остатков флоры и неморских организмов [Стратиграфия..., 2001].

Имеющийся фактический материал по литофациям мегазоны-II на девонский срез позволяет представить достаточно ясную картину их соотношения во времени и пространстве [Степанов, 1989; Сердюк, Роевко, 1990]. Вдоль внешнего края шельфа фиксируется единая карбонатная платформа с небольшим числом мульд и каналов (скважины Малоичской, Вынгапуровской, Новопортовской и других площадей). К востоку параллельно этой намечается другая линия — Казанская, Калиновская, Герасимовская, Лугинецкая, Кошильская и другие площади, в разрезах которых глинисто-кремнистая составляющая отложений становится существенной. Этот тип разреза характеризует обстановки зарифового бассейна, в котором происходило накопление доманикоидов. Восточнее располагался пояс прибрежных и неморских отложений, о чем свидетельствует позднедевонский спорово-пыльцевой комплекс (СПК) из разреза скв. Колпашевская-2 [Богущ и др., 1975]. При этом все-таки следует отметить слабую разбуренность территории данного пояса.

Описанная картина субмеридиальной фациальной зональности временами нарушалась. Так, карбонатная платформа внешнего шельфа в живете расширилась от края шельфа к востоку, охватив и Герасимовскую площадь (см. рис. 1). В позднем девоне она, вслед за трансгрессией, сместилась еще дальше к востоку [Елкин и др., 2000a]. Хотя рифогенные карбонаты, вскрытые на Вездеходной площади, необязательно должны принадлежать карбонатным платформам, расширяющимся на восток. Их можно отнести и к одиночным прибрежным рифам типа иловых холмов, как это установлено на северо-востоке Кузбасса [Ключевые разрезы..., 2004].

В раннем карбоне распределение фациальных обстановок по площади мегазоны-II было таким же, как и в девоне. Отличия заключаются в том, что на этом срезе уже отсутствуют органогенные постройки (риффы) при высокой кремнистости отложений. Данные по ордовикско-силурийскому интервалу свидетельствуют о том, что западная граница рассматриваемой мегазоны имела то же положение, что и позже в девоне; на силурийском срезе фиксируются, как и в южном горном обрамлении ЗСГ, два эпизода рифообразования — в позднем лландовери и венлоке [Елкин и др., 1994b], а сообщение шельфового бассейна с эпиконтинентальным бассейном Сибирской платформы было постоянным и свободным (см. рис. 2).

Морской режим в пределах мегазоны-II завершился в раннем карбоне на рубеже визейского и серпуховского веков. Однако в начале среднего карбона, в раннем башкире, по фораминиферам фиксируется последний импульс морской трансгрессии, о чем свидетельствуют находки остатков этой группы фауны в керне скв. Среднеवासюганская-1 [Богущ, Юферев, 1962]. По неморским отложениям рассматриваемой территории биохронологической информации очень мало. В наиболее полном виде (неморские двустворки, листовая флора и СПК) она происходит из разреза скв. Восточно-Никольская-1 [Стратиграфия..., 2001], указывая на пермский возраст пород. Граница палеозоя и мезозоя в континентальном развитии вскрыта скв. Тюменская СГ-6 [Казанский и др., 2000].

Как уже отмечалось выше, фациальный состав отложений рассмотренной мегазоны достаточно широкий. Он показан в двух литологических колонках на примере трех фациальных районов — Нюрольского, Варьеганского и Новопортовского (см. рис. 3).

Мегазона-III выделена в составе пяти фациальных районов — Салымского, Тевризского, Туйско-Барабинского, Усть-Балыкского, Ярудейского и южного сегмента Новопортовского (см. рис. 1, 2). На этой территории в основании палеозойского разреза находятся верхнедевонские тонкотерригенные породы куйбышевской толщи [Решения..., 1999; Стратиграфия..., 2001]. Они представлены в разрезах многих скважин, в том числе Барабинской опорной, Бочкаревской-1, Азановской-1, Туйской-1, Верхнесалымской-17, Мегионской-67, Верхнереченской-35 и др. (см. рис. 1). Их возраст первоначально определялся по радиоляриям как девонский [Решения..., 1999]. На основании новых данных [Ключевые разрезы..., 2004] и проведенной нами ревизии опубликованных палеонтологических материалов он был сужен до позднего девона. При этом учитывалось сонахождение радиолярий и позднедевонского СПК в стратотипе куйбышевской толщи в разрезе скв. Барабинская опорная [Осыко, 1958; Решения...1999]. Это нашло подтверждение по результатам изучения разрезов верхнего девона в тонкотерригенной кремнистой и карбонатной фациях, которые обнажены на северо-западе Рудного Алтая [Ключевые разрезы...2004]. Исследованный здесь участок относится к мегазоне-III и может служить опорным при рассмотрении всех био-стратиграфических и седиментологических вопросов, связанных с развитыми в ее пределах верхнедевонскими отложениями. В частности, на этом участке тонкотерригенные отложения с радиоляриями латерально замещаются вулканитами среднего состава и рифогенными известняками. Фрагменты подобных обстановок можно наблюдать в разрезе скв. Барабинская опорная [Осыко, 1958], в

Таблица 2. Список скважин, вскрывших палеозойские образования на территории Омской области

Скважина	Вещественный состав	Фауна и флора	Возраст
<i>Возраст пород обоснован палеонтологически</i>			
Верхнедемьянская-1	Известняки	Фораминиферы	C _{1v}
	Глинистые сланцы	Радиолярии	D ₃
Викуловская-2	Липариты и их туфы, аргиллиты	СПК	C _{1s} —C ₃
Восточно-Когитская-1	Кремнеаргиллиты	Радиолярии	D ₃
Кулайская-2	Туфопесчаники андезит-базальтового состава, кремнеаргиллиты	»	D ₃ , C _{1s} —C ₃
Рявкинская-5	Известняки и прослои аргиллитов	Брахиоподы	C _{1t}
Сапрыкинская-1	Туффиты глинизированные	Радиолярии	D ₃
Туйская-1	Кремнисто-глинистые сланцы	»	»
Туйская-2	Туфопесчаники, алевролиты и аргиллиты	СПК	C _{1s}
Южно-Демьянская-1	Эффузивы и терригенные отложения, известняки и прослои аргиллитов	Фораминиферы	C _{1s} —C ₃ , C _{1v}
Ягыл-Яхская-2	Туффиты	Радиолярии	D ₃
<i>Возраст пород установлен на основе их стратиграфических соотношений и учета палеонтологических реперов</i>			
Азановская-1	Туфогравелиты основного и среднего составов, глинисто-кремнистые сланцы		C _{1s} —C ₃ , D ₃
Айсазская-1	Гранодиориты		—
Баклянская-1	Андезитовые порфириты		C _{1s} —C ₃
Березовская-1	Плагиоклазовые гнейсы		—
Болотная-1	Кристаллические сланцы		—
Большереченская-1	Туфы кварцевых альбитофиров		C _{1s} —C ₃
Большереченская-2	Гранодиориты		—
Дорожная-1	Туфы среднего и основного составов		C _{1s} —C ₃
Завьяловская-3	Зеленокаменные туфы среднего состава		»
Калачевская-1	Андезитовые порфириты		»
Камышловская-1	Туфы кварцевых альбитофиров и аргиллиты		»
Муромцевская-1	Граниты щелочные		—
Нагорнинская-1	Граниты		—
Нагорнинская-2	Метаморфизованный диабазовый порфирит		C _{1s} —C ₃
	Известняки и глинистые сланцы		C _{1t-v}
Нововасильевская-1	Серпентиниты		—
Нововасильевская-2	»		—
Новологиновская-5	Гранит-порфиры		—
Оконешниковская-2	Зеленокаменные породы		C _{1s} —C ₃
Прирахтовская-3	Кварцевые порфиры и кластолавы		»
Саргатская-1	Зеленокаменные породы (порфириты)		»
Тайтымская-2	Серпентин-актинолит-тальковые сланцы		—
Тарбажинская-1	Граниты и гранодиориты		—
Тевризская-3	Метаморфизованные аргиллиты и алевролиты		C ₃ —P ₁
Тяпугинская-1	Граниты		—
Чебурлинская-4	Андезитовые порфириты		C _{1s} —C ₃

основании которого находятся вулканиты основного и среднего составов, а также в разрезе скв. Восточно-Правдинская-1305, который представлен в значительной мере известняками верхнего девона (фаменский ярус) [Тимохина и др., 2002]. Накопление таких образований, по всей вероятности, происходило в пределах единого глубоководного седиментационного бассейна на поднятиях, имеющих вулканическую природу.

В постпозднедевонском интервале морскими фациями (известняки с фораминиферами и аргиллиты) представлен только ранний карбон (см. табл. 1, 2), где их накопление происходило локально и, вероятно, также на внутрибассейновых поднятиях. Неморские вулканогенно-осадочные отложения начинают фиксироваться на юге мегазоны с серпуховского века. Отсюда же известны разрезы раннего башкира (средний карбон) с фораминиферами [Елкин и др., 2003б]. Вулканогенно-осадочные образования (туйская толща), датированные концом раннего и средним карбоном, ограничены снизу находками серпуховского СПК (см.

табл. 2), а сверху — остатков раннепермских растений в нижней части разреза тевризской толщи [Решения..., 1999; Стратиграфия..., 2001]. Терригенные отложения, включающие остатки пермских рыб, установлены в Салымском и Усть-Балыкском фациальных районах (ягунская толща), а в Ярудейском (ярудейская толща) они содержат остатки пермских растений [Решения..., 1999; Стратиграфия..., 2001].

Обобщенный состав пород мегазоны-III показан в разрезе типичного для нее Туйско-Барабинского фациального района (см. рис. 3). Он свидетельствует об однообразии обстановок осадконакопления на рассматриваемой территории в позднем девоне — перми, а также об определенном тренде в изменении фаций во времени от глубоководных к наземным. При этом следует отметить повсеместность, в пределах мегазоны, распространения верхнедевонских тонкотерригенных пород с радиоляриями и нарастающую с течением времени локальность в развитии по площади карбонатно-глинистых отложений нижнего карбона (турне и визе), вулканогенно-осадочных образований в интервале верхи нижнего (серпухов) — верхний карбон включительно, а также пермских терригенных отложений.

Особую значимость при анализе геологической структуры фундамента ЗСГ, а также при геологических построениях и геодинамических интерпретациях приобретает вопрос о положении западной границы мегазоны-III, за которой к западу следуют казахстаниды, в частности Ишимский фациальный район мегазоны-IV (см. рис. 1). Мы склонны отождествлять эту границу с Чарской сутурой [Беляев, 1985], которая многими авторами принимается за восточную границу Казахстанской складчатой системы. Однако прямых доказательств о продолжении названной сутуры на территории ЗСГ ранее не приводилось. Такие доказательства обнаружены по территории Омской области (см. табл. 2, рис. 4).

Анализ приведенных материалов показывает, что южную часть Салымского и Тевризский фациальные районы можно отнести к геодинамически напряженным территориям (см. рис. 4). Об этом свидетельствуют установленные здесь бурением серпентиниты, гнейсы, кристаллические сланцы, высокометаморфизованные отложения и граниты. Сходные комплексы пород характерны и для Чарской зоны [Беляев, 1985; Буслов и др., 2003]. Коллизия Сибирского и Казахстанского континентов связывается с рубежом, находящимся в конце раннего карбона [Iwata et al., 1997]. Такое заключение подтверждается и конкретизируется материалами по рассматриваемой территории (см. табл. 2), фиксируя сам факт коллизии на рубеже визейского и серпуховского веков раннего карбона. Следует отметить, что высокая степень метаморфизма пород при геологических исследованиях на ЗСГ изначально принималась за показатель их древности. Так, на материалах Тайтымской разведочной площади была установлена тайтымская толща докембрия, а зеленокаменные породы из разреза скв. Оконешиниковская-2 рассматривались типовыми для калачинской толщи верхнего кембрия [Решения..., 1999]. Учитывая изложенное выше относительно мегазоны-III, можно считать, что возраст этих сильно измененных метаморфических пород не древнее позднего девона.

Мегазона-IV включает следующие пять фациальных районов — Тюменский, Косолаповский, Уватский, Ишимский и Красноленинский. Юг этой территории представляет собой северное погружение Кокчетавского массива, а на севере располагается Красноленинский свод. Обе эти докембрийские глыбы, которые объединились, вероятно, только в предфаменское время [Ергалиев и др., 1995; Добрецов и др., 2005, 2006; Обуг и др., 2006], вместе с окружающими их девонскими и каменноугольными отложениями составляют северное продолжение структур Центрального Казахстана. Относящаяся к ним территория является, может быть, единственным местом в пределах западной части ЗСГ, где можно считать доказанным докембрийский возраст пород. На Кокчетавском массиве это показано современными радиологическими методами, а на Красноленинском своде видно из соотношений глубокометаморфизованных отложений самого свода и относительно слабо измененных пород на его погружениях. Но и отсюда приводятся примеры, когда на основе высокой степени метаморфизма существенно удревнялся возраст отложений [Бочкарев и др., 2003].

Рассматриваемая территория, несмотря на достаточно плотную сеть глубоких скважин [Бочкарев и др., 2003, рис. 1], в пределах ЗСГ относится к числу наименее изученных в литолого-биостратиграфическом отношении. Палеонтологические исследования в прошлом ограничивались в основном уровнем предварительных определений, что и объясняет отсутствие полноценных, с фотоизображениями, описательных публикаций. В немногих работах можно найти по отдельным скважинам списки таксонов с их привязкой к интервалам пройденных разрезов. На таких работах основывается приводимая ниже общая характеристика обсуждаемой фациальной мегазоны [Богуш и др., 1975; Бочкарев, Криночкин, 1988; Грацианова, 1985; и др.]. Следует отметить, что вулканогенно-осадочные и осадочные образования, лишённые окаменелостей и условно помещенные в нижнепалеозойские части колонок сводных разрезов фациальных районов мегазоны-IV [Решения..., 1999], здесь не рассматриваются. Для них обычно свойственна достаточно высокая степень метаморфизма, но по своему базовому вещественному составу они мало отличаются от более молодых пород тех же колонок.

Наиболее убедительное палеонтологическое обоснование возраста имеют породы, вскрытые в Красноленинском фациальном районе (см. рис. 1, табл. 1). Здесь установлены рифогенные известняки в горизонтальном залегании с фораминиферами раннего девона (эмс), слагающие карбонатную платформу

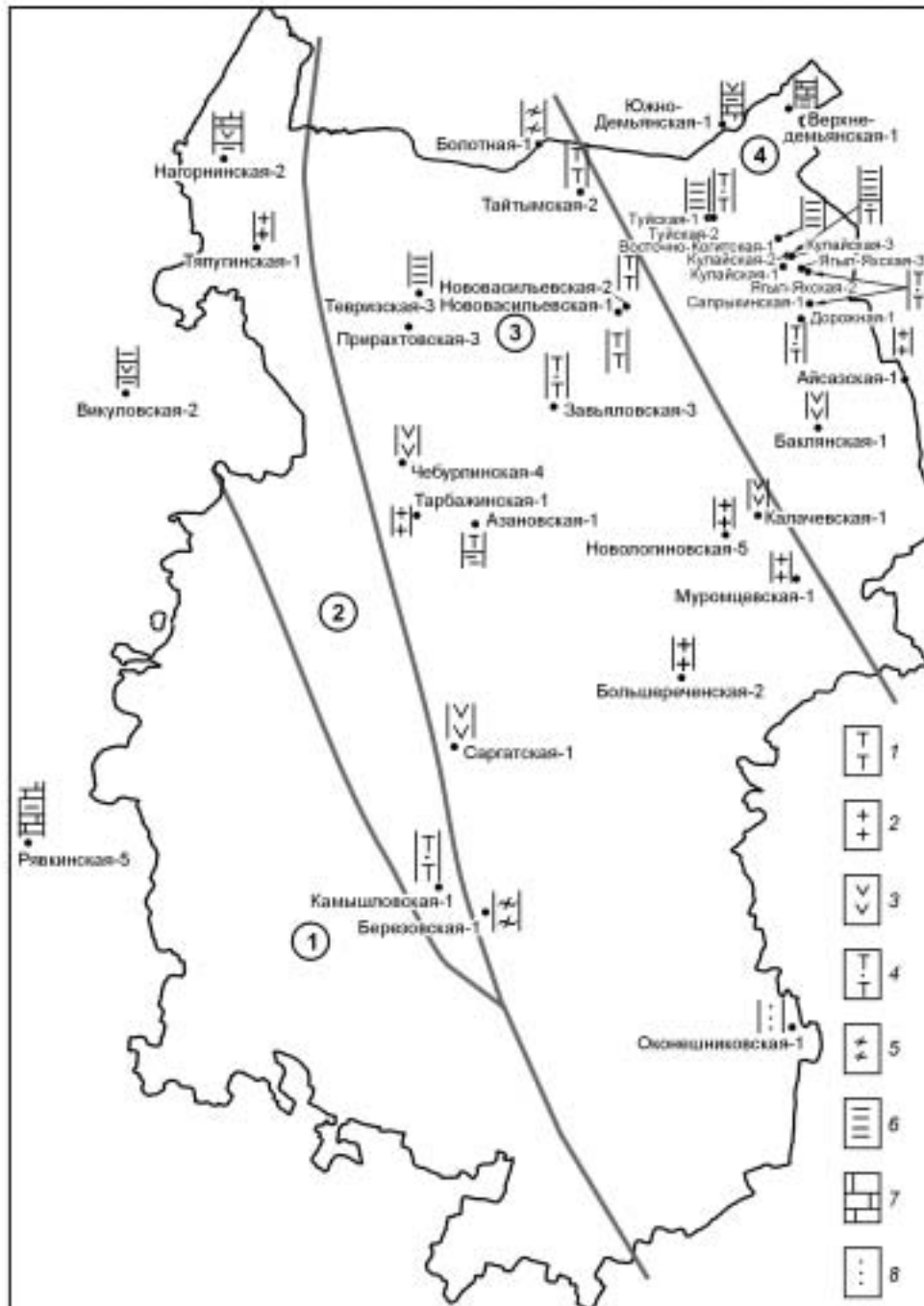


Рис. 4. Схема расположения ключевых разрезов палеозойских отложений, вскрытых на территории Омской области (см. табл. 2).

1 — ультраосновные породы, 2 — гранитоиды, 3 — вулканиты, 4 — осадочно-вулканогенные породы, 5 — гнейсы и кристаллические сланцы, 6 — глинистые и кремнисто-глинистые породы, 7 — известняки, 8 — терригенные породы. Цифры в кружках — фациальные районы: 1 — Ишимский, 2 — Салымский, 3 — Тевризский, 4 — Туйско-Барабинский.

[Чувашов, Яцканич, 2003]. Одновозрастные им терригенно-карбонатные отложения охарактеризованы биохронологически значимыми таксонами дакриоконарид [Решения..., 1999]. Предполагается, что по латерали они замещаются вулканитами среднего и основного составов. Карбонатные отложения более высоких стратиграфических интервалов (эйфель, живет, фран, фамен) в рассматриваемом фациальном районе также включают в себя руководящие таксоны из фораминифер и конодонтов [Там же; Тимохина и др., 2002]. Вверх по разрезу, до нижнего карбона включительно, следуют в основном терригенные

породы, отчасти кислые эффузивы (см. рис. 3). На этом установленная в Красноленинском фациальном районе последовательность отложений завершается.

Набор пород в колонке стратиграфической схемы для Тюменского фациального района характеризует обстановку на западе мегазоны-IV (см. рис. 3). Среднедевонско-раннекаменноугольная последовательность отложений представлена в разрезе скв. Борковская-4 Борковского бурового профиля, расположенного к востоку от г. Тюмень (см. рис. 1). В основании этого разреза находится толща вулканитов среднего и основного составов, условно относимая к среднему и нижней части верхнего девона [Бочкарев, Криночкин, 1988]. Не исключено, что в ее возрастной диапазон входит и ранний девон. Залегающие выше красноцветные терригенные породы и известняки по фауне датируются фаменом [Грацианова, 1985]. В их состав входят и карбонатные отложения с брахиоподовой фауной *Sphenospira julii*, которые ранее на территории СССР включались в состав карбона, а ныне в Международной стратиграфической шкале обособлены как четвертый подъярус фаменского яруса. Завершают разрез скв. Борковская-4 глинистые известняки и известковистые аргиллиты нижнего турне [Грацианова, 1985]. Вдоль западной части Тюменского района на большем его протяжении (см. рис. 1) развиты вулканогенно-осадочные образования большой мощности (до 2500 м и более) позднего визе—раннего башкира, выделенные в валерьяновскую толщу (свиту) [Решения..., 1999]. В разрезе скв. Качарская-865, который составляет верхнюю часть этой свиты, установлена раннебашкирская ассоциация фораминифер [Богущ и др., 1975], пришедшая на территорию ЗСГ с юго-запада в начале среднего карбона вместе с последним импульсом каменноугольной трансгрессии.

В пределах мегазоны-IV к востоку от Тюменского фациального района (Косолаповский — Ишимский районы, см. рис. 1) развиты глинисто-карбонатные отложения нижнего карбона, аналогичные охарактеризованным выше. Так, скв. Ишимская-4 прошла разрез, аналогичный разрезу скв. Борковская-4. Такая же последовательность пород установлена и в разрезе скв. Западно-Ишимская-2 [Бочкарев, Криночкин, 1988]. Ее фрагменты представлены в разрезах скв. Косолаповская-1, Лебяжьевская-1 и др. И только на восточной окраине обсуждаемой мегазоны скв. Викуловская-2 вскрыла вулканиты, среди которых имеются терригенные отложения, включающие каменноугольный СПК [Богущ и др., 1975]. По составу они близки породам туйской толщи в соседней мегазоне-III, возраст которых, по уточненным данным, отвечает интервалу конец раннего—поздний карбон включительно. К особенностям седиментации в пределах мегазоны-IV относятся: проявление вулканизма в течение всего девонско-каменноугольного интервала, но на разных участках локально и с разной интенсивностью; накопление рифогенных известняков в раннем девоне (эмс), возможно в среднем и начале позднего на севере мегазоны; проявление платформенного типа осадконакопления с начала фамена и, наконец, аномально большие мощности глинисто-карбонатных отложений нижнего карбона главным образом на западной окраине мегазоны.

На рассматриваемой территории из вулканитов наиболее распространены эффузивы среднего состава и их туфы, наряду с основными и кислыми. На севере мегазоны (Красноленинский район) они зафиксированы в раннем девоне в аквальной форме, а на юге (Ишимский — Тюменский районы) — в широком временном диапазоне (средний и начало позднего девона) и главным образом в наземном проявлении [Бочкарев, Криночкин, 1988; Ергалиев и др., 1995]. Рифогенные известняки Красноленинского района слагают раннедевонскую (эмсскую) карбонатную платформу, сформированную в обстановке шельфа [Чувазов, Яцканич, 2003]. Вероятно, такую же природу имеют в этом районе карбонатные породы среднего и верхнего девона [Решения..., 1999; Тимохина и др., 2002]. Платформенный тип седиментации проявился с фаменского века, когда на большей части территории мегазоны фиксируется накопление мелководных отложений с относительно небольшими мощностями. Они часто имеют субгоризонтальное залегание [Бочкарев, Криночкин, 1988; Решения..., 1999]. Казахстанские геологи относят их к квази-платформенным отложениям [Ергалиев и др., 1995]. Обращают на себя внимание и относительно большие мощности (до 2500 м и более) нижнекаменноугольных глинисто-карбонатных отложений в западной части рассматриваемой фациальной мегазоны [Бочкарев, Криночкин, 1988; Решения..., 1999]. В Валерьяновской подзоне Кустанайской структурно-фациальной зоны в составе этих отложений в значительных объемах присутствует вулканогенный пирокластический материал [Поспелова, 1971].

Именно с этой подзоной связывается в южном секторе мегазоны-IV ее западная граница. Л.П. Зоненшайн [1984] называл ее Валерьяновской вулканической дугой. Она была активной в позднем визе—раннем башкире. На ее месте сформировалась сутура под тем же названием [Пучков, 2003], которая разделяет уралиды и казахстаниды. А на севере уралиды (мегазоны-V) по глубинному разлому граничат с мегазоной-III, непосредственно с сибиритами [Воронов, Коркунов, 2003].

Мегазона-V отвечает приуральской части ЗСГ, в которой выделяются четыре фациальных района: Тагильский, Березово-Сартыньинский, Шеркалинский и Шаимский (см. рис. 1). Ранее она входила в состав Приуральской структурно-фациальной зоны [Краснов и др., 1993], а на тектонических схемах — в

состав Уральской складчатой системы [Бочкарев, 1995]. Эти два структурных элемента охватывали и значительную часть соседней мегазоны-IV.

Палеозойские образования на рассматриваемой территории вскрыты многими скважинами [Бочкарев и др., 2003] (см. рис. 1), оставаясь в то же время слабоизученными в стратиграфическом отношении. Они представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, в которых фаунистические остатки малочисленны, обычно имеют плохую сохранность и встречаются редко. Вместе с тем для подобных толщ характерны быстрые фациальные изменения как по латерали, так и по вертикали, что требует детального хронологического контроля при их расчленении и корреляции. Палеонтологические данные по мегазоне-V для решения этих задач очень ограничены. Приводимые в публикациях био-стратиграфические материалы позволяют судить лишь о том, какой стратиграфический интервал здесь представлен определенно, и могут быть биохронологическими реперами при попытках зафиксировать возрастные объемы вещественных комплексов, выделяемых петрографическими и другими методами [Погорелов, 1977; Петров и др., 2000]. Особую ценность представляют палеонтолого-стратиграфические, петрографические и седиментологические данные, полученные при изучении наземных выходов пород, уходящих под мезозойско-кайнозойский чехол. В этом отношении палеозой Щучьинского выступа на северо-западе ЗСГ представляет первостепенный интерес [Каньгин и др., 2004].

Палеонтологические датировки, которые можно считать реперными, получены из разрезов трех скважин — Ловинской-36, Тутлеймской-47 и Яхлинской-8, расположенных соответственно в Шеркалинском, Березово-Сартыньинском и Шаимском фациальных районах (см. рис. 1, табл. 1). Первой из них пройдена последовательность отложений, представленная серыми и темно-серыми известняками с прослоями базальтов и пачками хлоритизированных эффузивов [Бочкарев, Криночкин, 1988]. В нижней части этой последовательности установлены фораминиферы верхов нижнего и низов среднего девона, а в верхней — среднедевонско-франская их ассоциация [Богущ и др., 1975; Бочкарев, Криночкин, 1988]. В разрезе скв. Тутлеймская-47 обнаружены фораминиферы, сходные с этренским их комплексом из Тургая [Поспелова, 1971]. Как было отмечено выше, этот стратиграфический интервал сейчас переведен из карбона в девон и обособлен как четвертый подъярус фамена. Важный биохронологический репер установлен по фораминиферам на Яхлинской разведочной площади [Бочкарев, Криночкин, 1988]. Здесь скв. Яхлинская-8 и ее дублер Яхлинская-812 вскрыли толщу глинистых известняков, эффузивов среднего состава и глинисто-кремнистых сланцев общей мощностью более 1300 м. В карбонатных породах установлены многочисленные визейско-раннебашкирские фораминиферы [Богущ и др., 1975]. Тем самым и в пределах мегазоны-V зафиксирована последняя стадия каменноугольной трансгрессии.

Следует отметить, что Тагильский фациальный район хорошо изучен в био-стратиграфическом отношении [Стратиграфические схемы..., 1993]. Но и здесь, при наличии наземных выходов, густой сети разведочных скважин на бокситы и обилии фаунистических остатков, возникают серьезные проблемы при сопоставлении даже близко расположенных разрезов. Эти проблемы как раз и связаны с быстрыми фациальными замещениями и исключительной тектонической нарушенностью отложений, формировавшихся в островодужных обстановках [Батурина и др., 2005; Коротеев и др., 2001], какими являются вулканогенно-осадочные комплексы мегазоны-V.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Охарактеризованная выше схема районирования территории ЗСГ существенно отличается от предложенных ранее. В ней структурная (тектоническая) составляющая сведена к минимуму. В основу новой схемы районирования положены породные комплексы, которые характеризуют разные типы седиментации. Их возраст обоснован палеонтологическими данными с точностью до яруса. Повсеместное распространение данных комплексов на изученной территории выявлено только на позднедевонском временном срезе. С этих позиций в пределах ЗСГ можно выделить четыре типа осадочных бассейнов, которые названы во введении. Их проецирование на более ранние и более поздние срезы не нарушает общей картины позднедевонской мегазональности, а лишь показывает ее фрагментарность. При этом отчетливо фиксируется момент объединения Сибирской и Казахстанской континентальных масс в конце раннего карбона, а также начало среднего карбона как время коллизии Казахстанского континента с островодужными системами, которые установлены на территории Предуралья.

Предложенная схема фациальных мегазон может быть использована для сравнительного анализа нефтегазоносности двух древних кратонов (Сибирского и Восточно-Европейского) и домезозойского основания ЗСГ, а также при разработке геодинамических сценариев для северо-западной ветви Палеоазиатского океана. Оценку перспектив нефтегазоносности домезозойских отложений на рассматриваемой территории можно производить по разным критериям [Костырева, 2004; Фомин, 2004]. С позиций присутствия нефтематеринских пород наиболее перспективными являются шельфы Казахстанского и Сибирского континентов, особенно широкий шельф последнего. Здесь доказано наличие нефти в

капельной форме в докембрийских отложениях. А на территории соседних районов Сибирской платформы уже сейчас намечены объекты для поисков и разведки большой докембрийской нефти.

Авторы благодарны Б.И. Чувашовой и Г.М. Татьянину за конструктивные рецензии статьи.

Работа выполнена при поддержке грантов НШ-1011.2006.5 и НШ-628.2006.5, РФФИ (гранты 04-05-64318, 05-05-64672, 05-05-64674), проекта СО РАН № 6.4.

ЛИТЕРАТУРА

Батурина Т.П., Сараев С.В., Травин А.В. Каменноугольные и пермтриасовые вулканы в зоне сочленения Урала и Западной Сибири // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 504—516.

Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, 117 с.

Богущ О.И., Юферев О.В. К открытию башкирского архедисцидового комплекса фораминифер в центральной части Западно-Сибирской низменности // Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 5, с. 1150—1152.

Богущ О.И., Бочкарев В.С., Юферев О.В. Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, Наука, 1975, 44 с.

Бочкарев В.С. Геологическое строение палеозойского и триасового комплексов в Пуровском регионе и перспективы их нефтегазоносности // Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. (Труды 1-й Пуровской геологической конференции). Тюмень; Тарко-Сале, ЗапСибНИГНИ — АО „Пурнефтегазгеология“, 1995, с. 179—206.

Бочкарев В.С., Шнип О.А. Стратиграфия и фации палеозойских образований центральных и южных районов Западной Сибири // Стратиграфия и фации фанерозоя Западной Сибири. Тюмень, 1982, с. 67—85. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 169).

Бочкарев В.С., Криночкин В.Г. Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей / Под ред. О.А. Вотача, В.А. Соловьева. Новосибирск, Наука, 1988, с. 80—104.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Перегоедов Л.Г., Смирнов Л.В. Природа карбонатных отложений девона на правобережье реки Щучья и Новопортовского месторождения п-ова Ямал // Стратиграфия и палеонтология Сибири / Ред. В.И. Краснов. Новосибирск, СНИИГиМС, 2000, с. 100—104.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Тектоника фундамента, триасового рифтогенного комплекса и чехла Западно-Сибирской равнины // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты (Материалы совещания, Т. 1). М., ГЕОС, 2001, с. 69—72.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 120—143.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Воронов В.Н., Коркунов В.К. Особенности сочленения Уральско-Сибирского складчатого пояса, Пай-Хоя и структур фундамента Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 40—48.

Грацианова Р.Т. К палеогеографии юга Западно-Сибирской плиты в среднем палеозое (по данным изучения брахиопод) // Геология нефти- и угленосных областей Сибири. Новосибирск, Наука, 1985, с. 73—95.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (8), с. 806—816.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.

Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты девонских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 3, с. 95—109.

Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000а, т. 8, № 6, с. 34—58.

Дубатов В.Н., Краснов В.И. Фаменский этап в эволюции географических обстановок сибирских морей // Геология и геофизика, 2000б, т. 41 (2), с. 239—254.

Егоров А.С., Чистяков Д.Н. Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 101—119.

Елкин Е.А., Грацианова Р.Т., Изох Н.Г., Кирда Н.П., Москаленко Т.А., Нестеров В.Н., Попов Л.Е., Язиков А.Ю. Открытие тремадока (нижний ордовик) в центральной части Западной Сибири // Докл. АН СССР, 1994а, т. 334, № 6, с. 728—730.

Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслев М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994б, т. 35 (7—8), с. 118—144.

Елкин Е.А., Анастасиева С.А., Бахарев Н.К., Богущ О.И., Лучинина В.А., Таныгин Г.И. Обнаружение верхнего девона на крайнем юго-востоке Западно-Сибирской плиты (по материалам глубокого бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Докл. РАН, Сер. геология, 2000а, т. 372, № 2, с. 208—210.

Елкин Е.А., Конторович А.Э., Сараев С.В., Тищенко В.М., Анастасиева С.А., Бахарев Н.К., Богущ О.И., Вараксина И.В., Изох Н.Г., Клец А.Г., Конторович В.А., Коровников И.В., Лучинина В.А., Сенников Н.В., Таныгин Г.И., Филиппов Ю.Ф. Новые данные по стратиграфии палеозоя крайнего юго-востока Западно-Сибирской плиты (по материалам глубокого бурения на Вездеходной площади, Тюменская область) // Геология и геофизика, 2000б, т. 41 (7), с. 943—951.

Елкин Е.А., Каштанов В.А., Конторович А.Э., Коровников И.В., Кригин В.А., Лучинина В.А., Сараев С.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В. Схема стратиграфии кембрийских отложений приенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1015—1027.

Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Обут О.Т., Тимохина И.Г. Палеогеографические обстановки в позднем девоне на территории Западно-Сибирской равнины и ее горного обрамления // Геология и геофизика, 2003а, т. 44 (1—2), с. 172—182.

Елкин Е.А., Клец А.Г., Изох Н.Г., Бахарев Н.К., Обут О.Т., Родина О.А. Палеогеографические обстановки на территории Западно-Сибирской геосинеклизы в позднем девоне и на рубеже раннего и среднего карбона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2003б, с. 97—100.

Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Изох Н.Г., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Моисеев С.А., Сенников Н.В., Филиппов Ю.Ф. Фациальные мегазоны в палеозое Западно-Сибирской геосинеклизы // Там же, 2003в, с. 100—104.

Елкин Е.А., Конторович А.Э., Конторович В.А., Сенников Н.В., Беляев С.Ю. Соотношение в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы структур Сибирского и Казахстанского континентов с коллажем островодужных систем восточного склона Урала // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания, Т. 1. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2004, с. 129—132.

Ергалиев Г.Х., Никитин И.Ф., Палец Л.М. и др. Венд-палеозойская эволюция Казахстана и Северного Тянь-Шаня // Геология Казахстана, 1995, № 5—6, с. 11—22.

Запывалов Н.П., Соколов Б.С. Стратиграфическое расчленение нефтеперспективного палеозойского разреза Западной Сибири // Докл. АН СССР, 1971, т. 237, № 1, с. 174—176.

Зоненшайн Л.П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов // Тектоника (Секция С.07, Доклады, Т. 7). М., Наука, 1984, с. 48—59.

Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 327—339.

Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Клец А.Г., Хромых В.Г., Фомин А.Н. Палеозой Щучьинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (1), с. 59—78.

Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Н.К. Бахарев, Н.В. Сенников, Е.А. Елкин, Н.Г. Изох, А.А. Алексеенко, О.Т. Обут, О.А. Родина, С.В. Сараев, Т.П. Батурина, Т.П. Киприянова, И.Г. Тимохина, А.Ю. Язиков (Ред. Е.А. Елкин). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 104 с.

Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каштанов В.А., Пономарчук В.А., Филиппов Ю.Ф. Кембрийский вулканизм у западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Докл. РАН, 1999а, т. 365, № 4, с. 516—519.

Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каштанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика, 1999б, т. 40 (7), с. 1022—1031.

Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Каштанов В.А. Сейсмостратиграфия верхнего протерозоя и палеозоя предъенисейской части Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2003, с. 127—130.

Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В. Палеозоны субдукции в геологической истории Урала // Отечественная геология, 2001, № 6, с. 50—57.

Костырева Е.А. Геохимия и генезис палеозойских нефтей юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (7), с. 843—853.

Краснов В.И., Исаев Г.Д., Асташкина В.Ф., Бочкарев В.С., Дубатов В.Н., Кульков Н.П., Макаренко С.Н., Мирецкая Н.М., Нефедов В.А., Перегоедов Л.Г., Савина Н.И., Саев В.И., Сердюк З.Я. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири / Под ред. В.И. Краснова, Р.Г. Матухина. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1993, с. 47—78.

Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 164 с.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Ред. В.С. Сурков. М., Недра, 1986, 149 с.

Мирошников Л.Д. К геологии доюрского фундамента в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика, 1960 (4), с. 33—42.

Обут О.Т., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И. Время коллизии Кокчетавского массива со Степнянской островной дугой по конодонтам и радиоляриям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 455—461.

Осыко Т.И. Средний палеозой. Барабинская опорная скважина // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 15—17.

Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Геодинамическая реконструкция Тагильской палеоостроводужной системы по геологическим и геофизическим данным // Отечественная геология, 2000, № 4, с. 14—20.

Погорелов Б.С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. М., Наука, 1977, 84 с.

Поспелова А.С. Каменноугольная система. Нижний отдел // Геология СССР, Т. 34, Тургайский прогиб, кн. I, Геологическое описание. М., Недра, 1971, с. 135—184.

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 28—39.

Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1999, 80 с., 12 табл.

Сараев С.В., Хоменко А.В., Батурина Т.П., Карлова Г.А., Кривин В.А. Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2004, № 1, с. 7—18.

Сердюк З.Я., Роевко Н.П. Литологические критерии расчленения и корреляции отложений фанерозоя Западной Сибири // Литологические методы при детальном расчленении и корреляции осадочных толщ. Новосибирск, Наука, 1990, с. 117—123.

Степанов С.А. Закономерности в распределении литофаций карбонатного девона юго-восточной части Западно-Сибирской плиты по данным глубокого бурения // Палеоэкологический и литолого-фациальный анализы для обоснования детальности региональных стратиграфических схем. Новосибирск, 1989, с. 83—90.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири / Е.А. Елкин, В.И. Краснов, Н.К. Бахарев, Е.В. Белова, В.Н. Дубатов, Н.Г. Изох, А.Г. Клец, А.Э. Конторович, Л.Г. Перегоедов, Н.В. Сенников, И.Г. Тимохина, В.Г. Хромых. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 163 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Материалы и решения Четвертого уральского межведомственного стратиграфического совещания (Свердловск, 1990 г.). Екатеринбург, 1993, 152 с. (схемы на 151 листах).

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981, 143 с.

Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Складчатые системы и структуры доюрского фундамента // Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, Наука, 1984, с. 56—70.

Тимохина И.Г., Клец А.Г., Бочкарев В.С. Фораминиферы фаменского яруса Западно-Сибирской плиты // Новости палеонтологии и стратиграфии, Вып. 5: Приложение к журналу „Геология и геофизика“, 2002, т. 43, с. 123—135.

Фомин А.Н. Катагенетические условия нефтегазообразования в палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (7), с. 833—842.

Чувашов Б.И., Яцканич Е.А. К стратиграфии и палеотектонике палеозоя Ханты-Мансийской впадины (Западно-Сибирская плита) // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 6, с. 784—787.

Iwata K., Obut O.T., Buslov M.M. Devonian and Lower Carboniferous radiolarians from the Chara Ophiolite Belt, East Kazakhstan // News of Osaka Micropaleontologists, 1997, Spec. Vol. № 10, p. 27—32.

Yolkin E.A., Yolkina V.N., Talent J.A., Gratsianova R.T., Kipriyanova T.P., Kipriyanov A.A.Jr. Brachiopod biogeography of the Asia-Australia hemisphere during Pragian (Early Devonian) times // Mid-Palaeozoic biota and biogeography. Records of the Western Australian Museum. Supplement No 58 / Eds. R. Mawson, J.A. Talent, J.A. Long. Western Australian Museum, 2000, p. 349—384.

*Рекомендована к печати 30 июня 2006 г.
В.А. Каширцевым*

*Поступила в редакцию
11 апреля 2006 г.*