

Секция 1

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

К 50-ЛЕТИЮ СОЗДАНИЯ УЧЕБНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА ИГНД ТПУ В ХАКАСИИ

А.А. Ананьев, доцент

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В 2009 г. исполняется 50 лет учебному геологическому полигону Томского политехнического университета (ныне – Центру учебных геологических практик ТПУ), основанному в 1959 г. по инициативе доцента кафедры общей и исторической геологии Георгия Алексеевича Иванкина. Центр учебных геологических практик расположен в Республике Хакасия на северном берегу озера Пионерского, в 20 км южнее курорта Шира, в 4 км от ж/д разъезда Туим Красноярской железной дороги. Он представляет собой самостоятельный поселок из 32 зданий и сооружений. Это 3 камеральных корпуса, жилые домики и 5 ж.д. купейных вагонов, палаточный городок, геологический музей, библиотека, медпункт, бани, клуб-столовая, склады снаряжения и ГСМ, гараж, механическая мастерская с боксом для ремонта автотранспорта, трансформаторная подстанция, скважина с водонапорной башней. Обслуживают Центр 6 грузовых автомашин.

Официальный статус учебного геологического полигона, как структурного подразделения ТПИ, предназначенного для проведения учебных геологических практик студентов I-II курсов геологических специальностей, был утвержден приказом Минвуза РСФСР № 527 от 23.06.1986 г., а «Положение об учебном геологическом полигоне ТПИ» – ректором Томского политехнического института 28 января 1988 г. Организацию и проведение геологических и геолого-съёмочных практик все эти годы выполняла и продолжает выполнять по сей день кафедра общей геологии ТПУ. Уникальность учебного геологического полигона ТПУ и вузов Сибири и высокий уровень научно-методического обеспечения учебных геологических практик отметила выездная сессия научно-методического Совета по специальности 0801 Госкомобразования СССР, проведенная в сентябре 1991 г. на базе ТПУ в Хакасии.

В августе 1999 г. на полигоне состоялся организованный ГНФ ТПУ первый научно-практический и учебно-методический семинар «Проблемы проведения и научно-методического обеспечения учебных геологических практик ВУЗов», посвященный 40-летию полигона. В работе семинара приняли участие представители многих научных, производственных и учебных организаций России, ближнего и дальнего зарубежья. Среди многочисленных мероприятий семинара следует отметить преобразование полигона в Центр учебных геологических практик ТПУ (ЦУГП ТПУ) с перспективой создания и развития на его основе межвузовского учебно-научно-методического Западно-Сибирского центра полевых практик (ЗСЦПП). В торжественной обстановке был заложен камень с памятной плитой в честь 40-летия Центра и присвоения ему имени Георгия Алексеевича Иванкина как основателя базы и полигона.

В геологическом отношении полигон, охватывающий площадь более 1000 км² от осевой части хребта Кузнецкого Алатау до р.Енисей, расположен на сочленении салаирских складчатых сооружений Кузнецкого Алатау с герцинскими наложенными структурами Минусинского межгорного прогиба. На этой территории расположены уникальные природные геологические, геоморфологические, палеонтологические, минералогические объекты, многочисленные месторождения и проявления полезных ископаемых различных генетических типов, легко доступные для осмотра и изучения. Возрастной диапазон осадочных, магматических и метаморфических пород составляет около 1,5 млрд лет (от раннего рифея до современных). В 1994, 1995 и 1999 гг. на полигоне проведены недельные семинары и геологические экскурсии по эталонным геологическим объектам восточного склона Кузнецкого Алатау с целью увязки серийных легенд Госгеолкарты-200 Кузбасской и Минусинской серий с участием геологов-съёмщиков и представителей научных организаций Новосибирска, Москвы, Санкт-Петербурга и геологических вузов Сибири. Постановлением № 53 Правительства Республики Хакасия от 27.03.1998 г. на территории учебного геологического полигона вузов Сибири организован первый в Хакасии геологический заказник «Ширинский» на площади 650 км².

В 60х – 70х гг. силами преподавателей кафедры общей и исторической геологии ТПУ при участии студентов выполнены на хозяйственной основе государственные геолого-съёмочные работы масштаба 1:50000 на 4-х номенклатурных листах и картосоставительские работы масштаба 1:200000 на 6-ти листах. Таким образом, была подготовлена научная основа для учебных практик, получившая отражение в многочисленных публикациях, докладах (в т. ч. и на Пражской сессии Международного геологического конгресса в 1968 году), в диссертациях Д.И. Царева, А.Ф. Сенаколиса, В.Д. Томашпольской, Р.Т. Богниловой, А.К. Семашко, В.А. Шипицина, О.В. Сосновской, Е.В. Владимировой и др. Г.А. Иванкин заложил основы научно-методического обеспечения учебных практик изданием серии путеводителей и пособий. В 1992 г. совместно с Томским государственным университетом издан путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири «Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии». В 1998 г. опубликовано второе, в 2007 г. – третье, а в 2009 г. – четвертое дополнительное издание путеводителя. В 2006 г. опубликованы в ТПУ отдельные путеводители по стратиграфии и магматизму на русском и английском языках.

При проведении геологических практик осуществляется фактически доизучение геологических объектов с составлением геологических карт, разрезов, колонок, отбором образцов пород, в том числе и для эталонной коллекции, с последующим изучением вещественного состава, сборами и определениями палеонтологического материала под руководством опытных преподавателей (это доценты, кандидаты геолого-минералогических наук: Васильев Б.Д., Коптев И.И., Гудымович С.С., Рябчикова Э.Д., Кныш С.К., Ананьев Ю.С., Шамина М.И., Гумерова Н.В., Рычкова И.В., Фальк А.Ю., Бернатонис П.В.) при участии студентов-практикантов, которые успешно используют собранные во время практики материалы в НИРС с подготовкой докладов и публикаций. Результаты такой работы кафедры общей геологии ежегодно докладываются на Международном научном симпозиуме им. академика М.А.Усова, ежегодно лучшие работы участвуют в конкурсах НИРС различных рангов. Медалью Минобрнауки РФ отмечены работы студентов К.Ю. Кудрина (1996), А.Ю. Фальк (2001), медалью РАН отмечена работа А.Ю. Фальк (1999). В 2000 году по материалам учебного геологического полигона защитил кандидатскую диссертацию К.Ю. Кудрин

В настоящее время на полигоне проходят учебные геологические, геолого-съемочные, геоэкологические, геофизические, гидрогеологические и геодезические практики студенты I и II курсов Института геологии и нефтегазового дела ТПУ ежегодно в количестве 200–220 человек. В отдельные годы здесь проходили учебные практики студенты Тюменского индустриального института, Грозненского нефтяного института, Фрайбергской горной академии (Германия). Уникальность полигона оценили и другие вузы: в радиусе 20 км от Центра учебных практик ТПУ организованы базы учебных практик Томского и Новосибирского госуниверситетов, Института горного дела, геологии и геотехнологии Сибирского федерального университета (г. Красноярск).

При проведении практик широко применяются современные геоинформационные системы и технологии, новейшее геофизическое и геодезическое оборудование, обеспечивающее, в том числе, высокую точность привязки геологических объектов и последующую компьютерную обработку полученных полевых наблюдений. Совершенствуется методическое обеспечение учебных практик применительно к новым условиям проведения и требованиям отрасли. Планом материально-технического оснащения Центра предусматривается организация ГИС-кабинета для проведения учебных геолого-съемочной и геофизической практик, приобретение средств радиосвязи, транспорта и полевого снаряжения. В 2009 году в канун празднования 50-летия ЦУГП ТПУ планируется осуществить монтаж спутникового коммуникационного и навигационного оборудования.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КУЗНЕЦКОГО ПРОГИБА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Д.Е. Выдрич

Научный руководитель доцент Э.Д. Рябчикова
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Данная работа является частью учебно-методической разработки «Сводные геологические разрезы основных регионов России» выполненной совместно с преподавателями кафедры общей геологии Рябчиковой Э.Д. и Рычковой И.В.

Целью работы является восстановление истории геологического развития Кузнецкого прогиба в позднепалеозойское время, для этого была построена стратиграфическая колонка Кузбасса на основе современных геологических данных и предоставленных научным руководителем образцов.

Кузнецкий прогиб входит в состав Алтае-Саянской складчатой области и располагается на сочленении разновозрастных геоструктурных элементов: салаирид Кузнецкого Алатау и Горной Шории и герцинид Кольвань-Томской складчатой зоны и Салаира, что определяет неоднородность и своеобразие различных его частей, примакающих к соответствующим структурам обрамления. Формирование осадочного комплекса Кузнецкого прогиба охватывает примерно 295 млн лет – с каменноугольного периода до конца мезозоя. Крупные зоны тектонического прогибания распознаются здесь, по крайней мере, с позднего кембрия. Значительное осадконакопление происходило в ордовике и силуре. Однако наиболее масштабные опускания, определившие последующую историю и современную структуру региона, начались в девоне.

Подробнее остановимся на истории геологического развития Кузбасса в каменноугольном и пермском периодах общей протяженностью 109 млн лет (рис.).

К началу мозжухинского времени произошла трансгрессия. В мозжухинское время Кузнецкий прогиб представлял собой бассейн-залив Кольвань-Томского моря, на что нам указывают отложения, представлены морскими фациями, содержащими морскую фауну (рис.). Исходя из мощности и продолжительности (27 млн лет) [10] мозжухинского этапа осадкообразования можно рассчитать скорость осадконакопления и она составляет 4,44 см/тыс. лет.

Конец мозжухинского времени отмечен регрессией, на что нам указывают базальные конгломераты Кольвань-Томского моря и смена фаций [8, 9]. Следствием этого было осушение области с последующей сменой фаций и аккумулярованием континентальных терригенных осадков, с сохранившимися в них остатками флоры: *Neuropteridium sibiricum* Pet., *Cordaïtes aequalis* (Goerr.) Zal [2]. В начале острогского времени Кузнецкий прогиб приобретает четкие очертания благодаря относительным поднятием Кузнецкого Алатау, Салаира и частично Горной Шории. В осевой зоне депрессии, примерно по линии Кемерово-Новокузнецк, сохранялся оставшийся от мозжухинского моря и, по-видимому, открытый к северо-западу водоем, в котором продолжалось терригенное осадконакопление. Трансгрессия, достигая максимума к концу серпуховского века, выразилась в широком распространении глинистых пачек с сохранившимися в них остатками морской фауны: *Michelinia megastoma*

Phillips, *Neospirifer kumpaini* Rotai.; это свидетельства последней крупной трансгрессии нормально-морских бассейнов в пределах Кузнецкого прогиба.

Система	Отдел	Индекс	Мощность, м	Характеристика подразделений
Пермская	Верхний	P ₂	2000-2500	Ерунаковская подсерия Песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами мергелей, с пластами угля, с отпечатками двустворок <i>Anthracoanauta minima</i> Khalf., и птеридоспермид <i>Pecopteris leninskiensis</i> (Khachl) Radcr, <i>Callipteris zeileri</i> Zal., <i>Cordaites insignis</i> (Radcz.) S. Meyen, <i>Noeggerathiopsis cf. anquistifolia</i> Newb.
			700-1600	Ильинская подсерия Песчаники, алевролиты, аргиллиты с тонкими пластами угля <i>Callipteris altaica</i> Zal., <i>Noeggerathiopsis iljinskiensis</i> Radcz.
			830-860	Кузнецкая подсерия Песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями мергелей <i>Cordaites kuznetskianus</i> (Gorel.) S. Meyen <i>Mrassiella magniforma</i> Rag.
	Нижний	P ₁	700-1200	Верхнебалахонская подсерия Песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами угля <i>Annularia planifolia</i> Radez., <i>Annularia rarifolia</i> Radez., <i>Noeggerathiopsis krychtofovichii</i> Radcz., <i>Sigillaria</i> sp., <i>Gondwanidium</i> sp.
			900-980	Нижнебалахонская подсерия Песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты угля <i>Angarodon kumsassiensis</i> Rag. <i>Neuropteris tomiensis</i> (Zal.) Radez. <i>Paragandwanidium petiolatum</i> (Neub.) S. Meyen
			600	Острогская подсерия Конгломераты, песчаники, алевролиты, прослой углей <i>Neuropteridium sibiricum</i> Pet. <i>Cordaites aequalis</i> (Goepf.) Zal.
Каменноугольная	Средний	C ₃ -C ₄ b	1200	Мозжухинская серия Песчаники, аргиллиты, известняки <i>Neospirifer kumpaini</i> (Rotai), <i>Michelinia megastoma</i> (Phillips)

Рис. Стратиграфическая колонка каменноугольных и пермских отложений Кузбасса

сместилась к западу, в Присалаирскую зону [9]. В конце ранней перми, в завершающую стадию балахонского седиментационного цикла, в связи с разрастанием Кузнецко-Алатаутского поднятия, восточная часть Кузнецкого прогиба была вовлечена в поднятия, сопровождавшимся формированием коры выветривания. Исходя из мощности и продолжительности (24,4 млн лет) [10] позднебалахонского этапа осадкообразования можно рассчитать скорость осадконакопления, и она составляет 2,87–4,92 см/тыс. лет.

Преимущественно некомпенсированный режим седиментации исключал возможность масштабного торфонакопления. Эпизодическое и мало интенсивное углеобразование было связано, по-видимому, с прибрежными зонами раннеострогского залива, заселенным типичной для раннего карбона Ангариды лепидофитовой флорой (рис.) [4, 7]. Исходя из мощности и продолжительности (25 млн лет) [10] острогского этапа осадкообразования можно рассчитать скорость осадконакопления, и она равна 2,4 см/тыс. лет.

На рубеже мозжухинского и острогского времени произошла кратковременная регрессия, за которой последовала длительная эпоха преимущественно нисходящих колебательных движений, сопровождавшихся накоплением сравнительно однообразного комплекса песчано-глинистых осадков с многочисленными горизонтами торфонакопления. Переход от раннего к среднему карбону ознаменовался также кардинальной перестройкой состава Ангарской флоры – сменой лепидофитового комплекса на птеридоспермидовую с примесью кордаитантов и членистостебельных (рис.) [1].

Характерное для среднего и позднего карбона затухание тектонической активности, снижением амплитуд и контрастности тектонических движений обусловили значительное расширение площадей осадко- и угленакопления с выходом их за современные контуры Кузнецкого прогиба. Оптимальным временем для углеобразования был поздний карбон (время накопления нижнебалахонской подсерии). Этот этап характеризуется относительной стабилизацией ландшафтно-тектонических условий, преобладанием лагунных и озерно-болотных обстановок и распространением однотипных комплексов флоры и фауны на обширных пространствах Кузнецкого позднепалеозойского бассейна Ангариды (рис.) [9]. Исходя из мощности и продолжительности (13 млн лет) [10] раннебалахонского этапа осадкообразования можно рассчитать скорость осадконакопления, и она составляет 6,92–7,54 см/тыс. лет.

Начало пермского периода ознаменовалось обновлением состава флоры – исчезновением ангарских птеридоспермов и появлением новой, преимущественно кордаитантовой формации (рис.) с аномальным гигантизмом стволов (20–30 м) и листьев (длиной 50–200 мм, шириной 12–17 мм) [7, 2]. Раннепермская эпоха характеризуется расширением областей сноса и соответственно сужением площадей компенсированного осадконакопления, увеличением роли аллювиальных отложений, а также резким возрастанием интенсивности углеобразования.

В позднебалахонское время Кузнецкий прогиб приобрел асимметричный в субширотном направлении структурно-фациальный профиль из-за разрастания поднятий в области Кузнецкого Алатау и вовлечения в более интенсивные погружения восточной части Салаира. Палеотектоническая ось Кузнецкого прогиба

Позднепермская эпоха, соответствующая кольчугинскому циклу осадко- и угленакопления, по направленности геологического развития во многом сходна с предыдущим балахонским циклом. Эта эпоха начинается интенсивными погружениями, за которыми следует относительное успокоение, упорядочение ритмики и выравнивание амплитуд тектонических движений; вторая половина цикла ознаменовалась некоторой активизацией, структурными перестройками и завершилась поднятиями с формированием кор выветривания. Вместе с тем в кольчугинское время нарастает роль континентальных обстановок, увеличиваются амплитуды и контрастность тектонических движений. Исходя из мощности и продолжительности (19,6 млн лет) [10] позднепермского этапа осадкообразования можно рассчитать скорость осадконакопления, и она составляет 18,01–25,31 см/тыс. лет.

Проанализировав скорости осадконакопления можно сделать следующие выводы по тектоническим движениям: в позднепермское время (во время накопления острогской подсерии) Кузнецкий прогиб испытал наибольшее погружение, так как скорость осадконакопления в это время была самой высокой. А наибольшее поднятие Кузнецкий прогиб испытал в среднекаменноугольное время (во время накопления кольчугинской серии), так как скорость осадконакопления в это время была самой низкой.

Таким образом, в истории геологического развития Кузнецкого прогиба можно выделить несколько этапов: 1. Можухинский, соответствует морскому осадконакоплению; 2. Балахонский – оптимальный этап для углеобразования; 3. Кольчугинский – этап наибольшего прогибания и увеличения мощности осадконакопления. А в развитии флоры Кузнецкого прогиба можно выделить пять этапов: 1. Лепидофитовый (раннекарбонный), 2. Птеридоспермовый (среднекарбонный), 3. Птеридоспермо-кордаитовый (позднекарбонный), 4. Кордаитовый (раннепермский), 5. Кордаитово-каллиптерисовый (позднепермский) [5]. В это время на территории Кузнецкого прогиба существовал умеренный, сезонный климат, о чем свидетельствуют фауна и годичные кольца на поперечном сечении кордаитов и накапливались лимнические и потамические угли.

Литература

1. Артамонцева М.Д. Кордаиты угленосных отложений Кузбасса: Автореферат. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 1954.
2. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири т.2 / Под ред. Л. Л. Халфина. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – 320 с.
3. Геология СССР т. 14: Западная Сибирь (Алтайский край, Кемерово, Новосибирская, Омская, Томская области) Ч. 1 Геологическое описание / Под ред. В. Д. Фомичева, И. Н. Звонарева. – М.: Недра, 1967. – 664 с.
4. Глухова Л.В. Каменноугольные и раннепермские кордаиты средней Сибири: Автореферат. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Москва, 1971.
5. Горелова С.Г. Детальная флоростратиграфия – один из основных методов при расчленении и корреляции континентальных угленосных отложений верхнего палеозоя средней Сибири // Становление и эволюция континентальных биот: Тезисы докладов XXXI сессии Всесоюзного палеонтологического общества. – Ленинград, 1985. – С. 20-21
6. Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя ангариды: Сборник научных трудов – Новосибирск, 1996. – Т.1. – 122 с.
7. Мейен С.В. Кордаитовые верхнего палеозоя северной Евразии: Автореферат. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Москва, 1964.
8. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь / Отв. ред. Г. В. Котляр; Гл. ред. В. Н. Верещагин. – Л.: Недра, 1977. – 535 с.
9. Угольная база России т. 2: Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири (Кузнецкий, Горловский, Западно-Сибирский бассейны, месторождения Алтайского края и Республики Алтай). / гл. ред. В. Ф. Череповский. – М.: Геоинформцентр, 2003. – 602 с.
10. Харленд У.Б. и др. Шкала геологического времени. – М.: Мир, 1985. – 140 с.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ

Е.Г. Дробилина, Е.Н. Петроченко

Научные руководители доцент И.В. Рычкова, доцент Э.Д. Рябчикова
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Отложения средней юры, относимые к тюменской свите, широко распространены в пределах Западной Сибири и характеризуются лагунно-континентальными фациями с многочисленными представителями пресноводной фауны и наземных растений. Изучением флоры средней юры Западно-Сибирского бассейна в разное время занимались М.Ф. Нейбург [1], И.В. Лебедев [1], Ю.В. Тесленко [3] и другие исследователи. Осадки средней юры представлены тюменской свитой.

Тюменская свита сложена чередующимися сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими маломощными прослойками углей и конгломератов, прослоями битуминозных или углистых аргиллитов [табл.]. В свите отмечено обилие углистого детрита, остатков корней, стеблей и отпечатков растений. Большое разнообразие литологического состава, текстурных особенностей в значительной степени затрудняют корреляцию близко расположенных разрезов скважин. Мощность свиты до 350–400 м. Тюменская свита залегает несогласно на нижнеюрских образованиях, иногда согласно – на ааленских, трансгрессивно перекрывается морскими или лагунными отложениями средней-верхней юры или неокома [2].

Отложения свиты формировались преимущественно в лагунно-континентальных условиях, что подтверждается обильным насыщением пород растительным детритом. Накопление мощных песчаных толщ

характерно для русловых фаций, а также прибрежных участков крупных озер. Фации поймы представлены в разрезах аргиллитами с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников.

В керне многочисленных скважин Западной Сибири часто встречаются хорошей сохранности отпечатки растений: папоротниковых, гинкговых, беннеттитовых, отпечатки и диафрагмы хвощеподобных. В фондах палеонтологического музея ТПУ имеются образцы юрской флоры из скважин Западно-Межовская 1 и Западно-Малобалыкская 1, 2 и 32. Авторами были изучены и определены представители споровых папоротников и гинкговых. Ниже приводится их описание.

Отдел Pteridophyta
Класс Polypodiopsida
Порядок Filicales

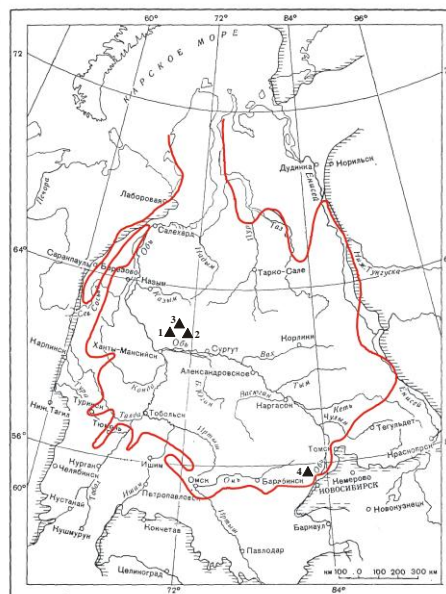
Coniopteris hymenophylloides (Brong.) Seward (рис. 1)

Д и а г н о з: Стержень пера второго порядка тонкий, прикрепляется к основному стержню под углом около 50°. Перья с приостренной верхушкой имеют очертания, приближающиеся к линейным. Прикрепление ромбовидных парно сближенных перышек сфеноптеридное. Сегменты разделены на две парные и одну верхушечную лопасти. Жилкование перистое, перышки имеют афлебиевидный характер и в верхней части разделены на три лопасти.

Геологическое распространение. Юрские и нижнемеловые отложения Евразии; особенно широко вид был представлен в среднеюрскую эпоху.

М е с т о н а х о ж д е н и я. Западно-Сибирская низменность (площадь Малобалыкская), Чулымо-Енисейский бассейн, Кузбасс.

Границы распространения тюменской свиты (средняя юра)



Условные обозначения:

- тюменская свита
- 1 ▲ скважина Западно-Малобалыкская 1
- 2 ▲ скважина Западно-Малобалыкская 2
- 3 ▲ скважина Западно-Малобалыкская 32
- 4 ▲ скважина Западно-Межовская 1



Рис. 1 *Coniopteris hymenophylloides* (Brong.)



Рис. 2. *Cladophlebis delicatula* Yabe et Oishi

Cladophlebis delicatula Yabe et Oishi (рис. 2)

Д и а г н о з: От стержня отходят парно сближенные узкие изогнутые кверху сегменты, находящиеся друг от друга на расстоянии около 1 мм. У верхушки пера сегменты сближены. Края сегментов цельные, крепление сфеноптеридное. Довольно сильная главная жилка прослеживается до самой верхушки. Наблюдаются вторичные жилки в количестве 7 – 9 пар.

Геологическое распространение. Юрские отложения Англии, Польши, Донецкого бассейна, Кавказа, Средней Азии, Афганистана, Сибири, Кузнецкого бассейна, Дальнего Востока, Северной Америки, Новой Зеландии; нижнемеловые отложения Дальнего Востока и Якутии.

М е с т о н а х о ж д е н и я. Чулымо-Енисейский бассейн, Западно-Сибирская низменность (площадь Малобалыкская).

Класс Ginkgopsida

Порядок Ginkgoales

Phoenicopsis speciosa ex gr. *Phoenicopsis angustifolium* Heer

Д и а г н о з: Листья суженные книзу, линейные. От основания кверху листья расширяются. Жилкование параллельное, довольно редкое, максимальное количество жилок – 11. Жилки выступают в виде тонких борозд. Между ними прослеживаются слабо заметные следы волокон механической ткани.

Г е о л о г и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е. Юрские отложения Сибири, Шпицбергена, Средней Азии, Казахстана, Дальнего Востока, нижнемеловые отложения Ленского бассейна и Приморья.

М е с т о н а х о ж д е н и я. Кузнецкий бассейн, Западно-Сибирская низменность (площадь Западно-Межовская).

Изученные остатки флоры являются типичными для юрских отложений Западной Сибири. Широкое распространение и большая частота встречаемости *Coniopteris* и *Cladophlebis* говорит о том, что они находили благоприятные для себя условия в эпоху тёплого гумидного климата в Западно-Сибирском регионе. В ряде случаев эти растения могут считаться региональными руководящими формами для отложений средней юры. В эту эпоху на изученной территории были широко развиты благоприятные для захоронения озёрно-болотные и аллювиальные фации. Юрская флора – показатель однообразной климатической обстановки в Сибирском регионе в юрский период. Её изучение позволяет дать палеонтологическое обоснование стратиграфии и корреляции разрезов.

Таблица

Характеристика отложений и палеонтологических остатков тюменской свиты [4]

Отдел	Ярус	Характеристика
Средний	Батский	Чередующиеся прослои сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с очень редкими маломощными прослойками углей и конгломератов. <i>Coniopteris jeurensis</i> Golova, <i>C. maakiana</i> (Heer) Pryn., <i>C. hymenophylloides</i> (Brong.) Sew., <i>Ginkgo concinna</i> Heer, <i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) Srchimp, <i>Equisetites</i> cf. <i>asiaficus</i> Pryn, <i>Phoenicopsis angustifolium</i> Heer, <i>Phoenicopsis speciosa</i> Heer, <i>Stenorachis lepida</i> Heer sp., <i>Podozamites angustifolius</i> Eichw, <i>Cladophlebis delicatula</i> Yabe et Oishi, <i>Williamsoniella sibirica</i> Tesl, <i>Sagenopteris pillipsii</i> , <i>Tyrmia</i> cf. <i>polynovii</i> (Novopokz) Pryn, <i>Nilssonia villosa</i> Dervis, <i>Nilssonia</i> cf. <i>acuminata</i> (Presl) Goepp, <i>Nilssonia tenuisma</i> Genk, <i>Taeniopteris</i> sp., <i>Czekanowskia rigida</i> Heer, <i>Equisetites</i> cf. <i>sokolowskii</i> Eichw, единичные <i>Heterodont</i> , <i>Trochammina praesquamata</i> , <i>Ammodiscus</i> gr. <i>arangastachiensis</i> , <i>Saccamina</i> cf. <i>ampullaceal</i> , <i>Globukkina</i> gr. <i>Gordialis</i> , ядра <i>Unionidae</i> .
	Байосский	

Литература

1. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири. / Под ред. Л.Л. Халфина – Москва: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1955. – т.2 – 318 с.
2. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири / Под ред. Н.Н. Ростовцева – Ленинград: Изд-во «Недра», 1978. - 183 с.
3. Тесленко Ю.В. Стратиграфия и флора юрских отложений Западной и Южной Сибири и Тувы. - М.: Изд-во Недр, 1970. - 288 с.
4. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточнённых стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири: Объяснительная записка – Новосибирск, 2004.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СООБЩЕСТВ БРАХИПОД В СИЛУРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Е.В. Ишина

Научный руководитель старший научный сотрудник Т.В. Лопушинская
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия

Силурийская система венчает нижнепалеозойские отложения, перекрывая ордовикскую систему и подстилая девонскую, уже среднепалеозойскую. Несмотря на незначительную по сравнению с другими системами длительность, события, происшедшие за силурийский период, оставили значительный след в истории развития Земли, нашедшие отражение в своеобразии спектра пород и богатстве населявших силурийское море организмов [4].

Силур Сибирской платформы сложен морскими преимущественно карбонатными, менее терригенными породами естественных выходов, которые в виде скальных образований приурочены к берегам водных артерий и сосредоточены по среднему, западному, восточному и менее южному её обрамлению. Благодаря своей доступности, силурийские отложения начали изучаться ещё в позапрошлом веке. Начавшееся бурение, особенно интенсивное в послевоенные годы, вскрыло многочисленные местонахождения силура, находящегося на

погружении и расширило представление о его ареале в пределах Сибирской платформы. В изучении силурийских отложений преимущественно по естественным обнажениям приняло участие больше число выдающихся специалистов, которые и заложили основы силурийской сибирской стратиграфии.

В первую очередь это относится к В.П. Нехорошеву, О.И. Никифоровой, Б.С. Соколову и др., которые положили и начало монографическому изучению важнейших для стратиграфии силура платформы групп фауны.

Итогом этих работ было создание последней Унифицированной стратиграфической схемы силурийских отложений Сибирской платформы, принятой в 1979 г.

Согласно этой схеме силурийские отложения подразделяются на нижний и верхний отделы, в которых выделены ярусы лландовери и венлок в нижнем отделе и лудлов и пржидоли в верхнем.

Региональные стратиграфические подразделения представлены шестью горизонтами. В составе нижнего силура стратиграфически снизу вверх мойероканский, хаастырский, агидыйский и хакомский, в верхнем – тукальский и постнический [3].

Расчленение отложений Сибирской платформы на горизонты произведено по основным группам фауны: строматопороидеи, табуляты, брахиоподы, остракоды, граптолиты [1]. При этом брахиоподы относятся к доминирующей парастратиграфической группе.

Брахиоподы являются одиночными свободнолежащими, понтонными и якорными морскими животными. Мягкое их тело заключено в двусторонне-симметричную раковину внутри со скелетными элементами [2].

Брахиоподы. Являются одной из многочисленных групп силура Сибирской платформы. Они в массовом количестве распространены практически по всему разрезу, исключая пржидольские отложения, и по всем субрегионам (кроме Нюйско-Березовского и Иркутского), где встречаются единично и однообразны по систематическому составу. Значительно дифференцированы по фациям. Приурочены к фациям глубокого и мелкого шельфа и отмели, где, как правило, доминируют. Крайне редко встречаются в опресненных и засолённых фациях закрытого шельфа и лагунных. В глинистых породах брахиоподы в основном мелкие и менее разнообразные в видовом отношении, чем в карбонатных. Часто образуют линзы ракушняка и банки. Для лудлова характерны моновидовые скопления [3].

Мойероканский горизонт. Нижняя граница горизонта совпадает с границей ордовикской и силурийской систем. Встреченные совместно с граптолитами брахиоподы представлены 43 видами. Руководящие формы мойероканских отложений Сибирской платформы: *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Eoplectodonta pumila* Lop., *Coolinia gracilis* (Andr.), *Brevilamnulella undatiformis* Rozm., *Alispira gracilis* Nikif., *Zygospiraella duboisii* (Vern.). В мойероканском горизонте присутствуют представители всех отрядов замковых брахиопод: ортиды, строфомениды, пентамериды, ринхонеллиды, спирифериды.

Хаастырский горизонт. Нижняя граница устанавливается по комплексу граптолитов и брахиопод, в составе которых имеются формы, характерные только для этого горизонта: *Mendacella tungussensis* Nikif., *Strophomena kulumbensis* Lop., *Rafinesquina ? inaequicostata* Lop., *Leptostrophia talikimensis* Lop., *Coolinia gorbiyatchense* (Lop.), *Kulumbella kulumbensis* Nikif., *Pentamerus oblongus* Sow., *Stegerhynchus extendilatus* Lop., *Alispira tenuicostata* Nikif., *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.). Брахиоподы представлены 62 видами. В хаастырском горизонте существовало максимальное количество родов и видов всех отрядов замковых брахиопод. В этот горизонт переходят и заканчивают существование формы появившиеся в мойероканском горизонте.

Агидыйский горизонт. Нижняя граница горизонта проводится по появлению руководящих для агидыйского горизонта брахиопод, резкой смене таксономического состава на уровне отрядов (исчезновение всех Pentamerida). В этом горизонте наблюдается резкая смена видового состава. Значительно уменьшается количество ортид, строфоменид, при этом прослеживается увеличение количества видов ринхонеллид и спириферид. Руководящие брахиоподы: *Dalejina ex. gr. hybrida* (Sow.), *Stegerhynchus tungussensis* Lop., *Lenatoechia elegans* (Nikif.), *Alispira rotundata* Nikif. et T. Modz., *Nalivkinia tesakovi* Lop., *Anabaria rara* (Nikif.), *Meristella norilica* Nikif. В целом брахиоподы представлены 51 видом.

Хакомский горизонт. Проведение нижней границы горизонта осуществлялось по резкой смене органических остатков. Брахиоподы представлены 21 видом. Руководящие: *Stegerhynchus mojerensis* Lop., *Plectatrypa wenlockiana* Lop., *Omnutakhella baženovae* Lop., *Huattidina parva* (Nikif.), *Eohowellella minima* (Lop.), *Dihelictera lepidota* (Nikif. et T. Modz.). В хакомском горизонте наблюдается преобладание спириферид, их доминантность. Строфомениды здесь занимают второстепенное место. Ринхонеллиды и ортиды имеют подчинённое стратиграфическое значение и их ценность не велика.

Тукальский горизонт. Нижняя граница горизонта и граница между нижним и верхним силуром проведена по литологическим признакам и на основании характерных для верхнесилурийских отложений брахиопод: *Dalejina ? gibnayaensis* (Lop.), *Pentlandina subcostatula* (Lop.), *Stropheodonta omnutakhensis* Lop., *Morinorhynchus proprius* (Lop.), *Lenatoechia multicostata* Lop., *Huattidina ? acutisummitata* Nikif. Et T. Modz., *Eohowellella minima* (Lop.). Брахиоподы представлены 11 видами. Прослеживается спад видового состава брахиопод, как в таксономическом, так и в количественном отношениях.

В постническом горизонте органические остатки отсутствуют.

Осуществлён анализ таксономического состава брахиопод и на его основании выявлено пять обособленных комплексов в объеме региональных подразделений – горизонтов. Прослежены диапазоны существования отдельных таксонов брахиопод по стратиграфической нормали и распространения их по территории Сибирской платформы в течение силурийского периода. Выявлены руководящие, попарно-руководящие и таксоны широкого распространения. Установлена возрастная последовательность смены одних таксонов брахиопод и фациальная зависимость последних. В целом определена экологическая ниша брахиопод в

составе силурийской биоты, формировавшейся в эпиконтинентальном бассейне этого периода и значение для целей биостратиграфии.

Литература

1. Лопушинская Т.В. Брахиоподы и стратиграфия силурийских отложений севера Сибирской платформы. – Новосибирск: Западно-Сибирское книжное изд-во., 1976. – 94 с.
2. Никифорова О.И., Андреева О.Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и её палеонтологическое обоснование (брахиоподы). – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 412 с.
3. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы./ Под ред. Ю.И. Тесакова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “Гео”, 2000. – 403 с.
4. Силур Северо-запада Сибирской платформы./ Под ред. акад. В.С. Соколова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “Гео”, 2002. – 405 с.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУХОПИТСКОЙ СЕРИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

И.А. Кожевых

Научные руководители доцент П.Н.Соболев, доцент В.Г. Петров

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Комплекс отложений сухопитской серии широко распространен в центральной и Ангарской частях Енисейского кряжа, и особенно по восточной окраине кряжа в бассейнах рек Бол. Пит, Горбилोक, Каменка, Иркинеева. Нижняя часть ее: кординская, горбилочская, удерейская свиты представляет собой мощную (порядка 4000 м) толщу тонкообломочных отложений, формировавшуюся в обстановке глубоководного некомпенсированного прогиба. Однообразие состава позволило объединить все эти подразделения в одну аспидную формацию, распространенную на громадной территории [2]. Верхняя часть сухопитской серии: погорюйская, Карточка и аладьинская свиты, представляет собой комплекс более грубозернистых и разнофациальных отложений ритмично-слоистой формации.

В изученных автором разрезах кординско-погорюйской части сухопитской серии по р.р. Иркинеева и Бол. Пит отложения представлены сланцевыми породами кординской, горбилочской, удерейской свит, а также характерной толщей переслаивающихся линзовидно-слоистых алевритоглинистых сланцев с прослоями кварцевых песчаников и алевролитов на глинисто-карбонатном цементе погорюйской свиты. Для всего разреза отложений серии характерны множественные проявления знаков ряби, косой слоистости, гиероглифов, что свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления. А наличие глауконита в отложениях свидетельствует о прибрежно-морских условиях осадконакопления в погорюйское время. Абсолютный возраст отложений погорюйской свиты по глаукониту, по литературным данным, составляет 1115 млн лет [1]. Мощность свиты до настоящего времени точно не определена и по разным оценкам колеблется от 300 до 1200 м.

Появление глинисто-алеврито-песчаниковых отложений погорюйской свиты на фоне тонкозернистых глинисто-карбонатных пород нижележащей и вышележащих свит, связано, несомненно, с резким увеличением поступления крупнообломочного материала, при сохранении в целом области осадконакопления как достаточно удаленной от источника обломочного материала, который, как предполагается, располагался на западе и представлял собой поднятие на стыке кратона с океаническим блоком, поскольку на востоке, в Среднеангарской депрессии, в это время отлагалась сложенная в основном карбонатными породами камовская серия [5]. Затем эта суша стала затопливаться морем, что и привело к образованию карбонатных пород свиты Карточка.

Таким образом, погорюйская свита представляет собой мощный проградационный комплекс шельфовых отложений, который сформировался во время поздней стадии высокого стояния (с чем связано формирование нижележащих кординской-удерейской свит) и при низком стоянии уровня моря при активном влиянии штормовых процессов на седиментацию. Самая верхняя часть свиты фиксирует начало новой трансгрессии, при которой началось формирование карбонатных отложений свиты Карточка. Накопление погорюйских силикокластиков коррелируется со становлением островодужной системы на западной окраине Сибирского кратона и формированием задугового бассейна [4].

Петрогеохимические особенности глинистых пород и песчаников сухопитской серии указывают на генетическое единство осадочного материала пород кординской-погорюйской свит и поступление его из одних и тех же источников. Все сланцевые породы свиты характеризуются значительным содержанием SiO_2 и сравнительно постоянным соотношением щелочей, а также кальциевой и магниезиально-железистой составляющих, низким содержанием CaO и отсутствием свободного карбоната, высоким содержанием алюмосиликатов и щелочей при примерно равном соотношении Na_2O и K_2O .

По величине глиноземного модуля большинство сланцевых пород кординской-погорюйской свит относится к породам нормального ряда, и только некоторые слои обнаруживают высокую глиноземистость ($A = 90\text{--}100\%$), что свидетельствует о более глубоководных условиях отложения и о лучшей сортированности глинистого материала. В отдельных слоях сланцев верхней части свиты, прилегающих к мергелям свиты Карточка, величина глиноземного модуля иногда падает до $35\text{--}45\%$, что указывает на резкое снижение поступления глинистых минералов в этот период и возрастание роли кластических частиц кварца и полевых шпатов, вызванного, возможно, окончанием размыва коры выветривания сухопитского времени и переходом к размыву кислых коренных пород питающих провинций.

По количеству и соотношению щелочей глинисто-алевролитовые породы сухопитской серии практически не отличаются друг от друга. Для всех их характерно преобладание K_2O над Na_2O при соотношении, обычно равном не более 2–3. Только в мергелях свиты Карточка и в верхних слоях погорюйской свиты Na_2O незначительно преобладает над K_2O при соотношении, близком к единице. Отсутствие признаков вулканической деятельности в Енисейском кряже в период отложения осадков сухопитской серии указывает на то, что сдвиг соотношения щелочей в пользу Na_2O в верхней части погорюйской свиты вызван не привносом вулканогенного натрия, а выносом калия либо вследствие перемыва и очищения от калия терригенного материала щитов [3], либо замещения в глинистых осадках гидрослюды монтмориллонитом.

Состав и количество элементов примесей в сланцевых породах сухопитской серии также отражает общую направленность осадочной дифференциации вещества в зависимости от фациальных обстановок и времени осадконакопления. Так, например, грубозернистым песчаникам свойственно резко неупорядоченное распределение основных рудных элементов. Эти же слои сравнительно удаленных от береговой линии фаций характеризуются упорядоченным типом распределения свинца, цинка, меди, ванадия, никеля, кобальта и заметным обогащением глиноземом. Относительно глубоководные сланцы также имеют упорядоченный тип распределения рудных элементов, а сланцы микрофаций сероводородного заражения, характеризуются, кроме того, появлением заметных количеств углеродистого вещества и вместе с ним мышьяка, фосфора, молибдена, серебра и золота.

Наконец, самым верхним слоям погорюйской свиты в некоторых разрезах свойственно появление железо-марганцевых конкреций, представляющих собой эмбриональные, по Н.М. Страхову, концентрации этих элементов в наиболее глубоководных и застойных участках бассейна седиментации.

Литература

1. Гутина О.В. Комплексное обоснование стратиграфической схемы рифейских отложений юго-западной части Сибирской платформы (Байкитская, Катангская НГО, Енисейский кряж, Кадобецкое поднятие). - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. - 180 с.
2. Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. - М.: Наука, 1980. - 70 с.
3. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. - М.: Наука, 1980. - 79 с.
4. Хабаров Е.М. Обстановки седиментации рифейских отложений Енисейского кряжа. Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения // Тез. докл. - Екатеринбург: УрО РАН, 2000. - С. 95-96.
5. Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика –М., 2007. – Т. 48. – № 9, - С. 921-933.

ПРИМЕНЕНИЕ СИКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АППАРАТА ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ КОНЦЕПТУАЛЬНОЙ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА НА ПРИМЕРЕ ТАГАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.С. Кокатюхина

Научный руководитель профессор В.М. Подобина
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

В связи со сложившимися рыночными отношениями рискованно приступать к бурению, не имея полного представления о геологическом строении района планируемых работ. Существуют вопросы, связанные с детальной стратиграфией отложений, поведения песчаных тел и различных барьеров в пространстве, успех решения которых заключается в умелом применении такого механизма, как сиквенс-стратиграфия.

Понимание седиментационных процессов в резервуаре, качественное применение сиквенс-стратиграфического моделирования важно как на стадии поисков и разведки ловушек углеводородов, так и на завершающей стадии разработки при планировании геолого-технических мероприятий. Как известно, керн отбирается далеко не во всех скважинах по месторождению и его вынос оставляет желать лучшего. Данные промысловой геофизики и сейсморазведки дают возможность лишь частично восполнить подобные пробелы. Методы, направленные на изучение цикличности, являются универсальными для решения таких проблем. Специалисты группы Эксон, разрабатывающие концепцию сиквенс-стратиграфии, считают, что основным фактором, определяющим развитие бассейна, является изменение относительного уровня моря, которое контролируется эвстатикой, тектоникой и количеством привносимого осадочного материала [6]. Корректное применение сиквенс-стратиграфического аппарата позволяет предсказать изменение режима седиментации морской окраины в зависимости от динамики относительного уровня моря и обеспеченности его привносимым материалом, что дает возможности диагностировать протяженность перспективных в нефтегазовом отношении песчаных тел, наличие и расположение одновозрастных пространственно разобщенных коллекторов [5].

Настоящая работа представляет собой построение седиментационной модели Тагайского месторождения, расположенного на южном склоне Моисеевского куполовидного поднятия, осложняющего южный борт Каймысовского свода Западной Сибири. В основу реконструкции палеогеографической обстановки были положены принципы фациального анализа и сиквенс-стратиграфического инструмента, позволившему расчленить осадочный бассейн на хронологически одновременные пачки, разделенные несогласиями и коррелятивными им поверхностями. Сиквенс-стратиграфические поверхности несогласия обеспечивают надежный каркас для корреляции и картирования отложений и представляют особый интерес, так как зачастую являются препятствиями на пути флюида. Пространственное положение различных литофацй было восстановлено из их непрерывной вертикальной последовательности. Выделение системных трактов и их более

мелких составляющих позволило восстановить палеокартину и увязать события данного стратиграфического разреза с глобальной кривой.

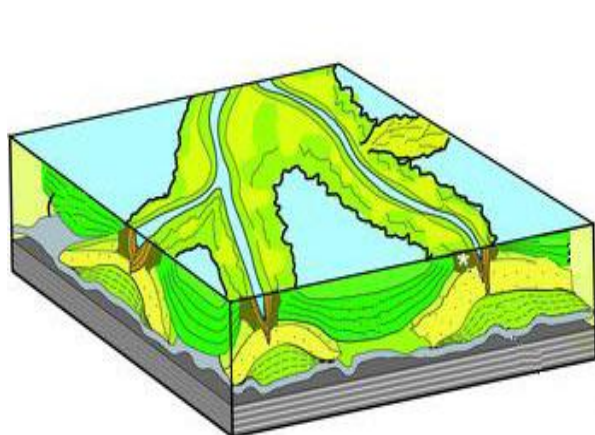


Рис. 1. Блок диаграмма развития дельтового комплекса Тагайского месторождения [8]

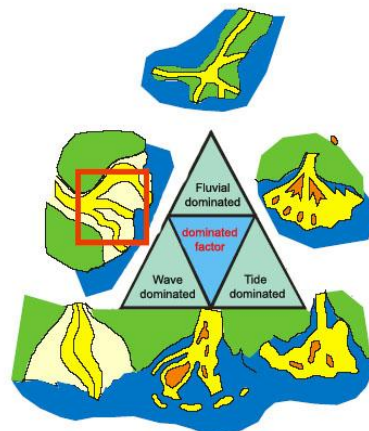


Рис. 2. Классификационная диаграмма формирования дельтовых комплексов [9]

В итоге, обстановка осадконакопления месторождения была определена как деструктивная серповидная дельта, контролируемая волновыми процессами (рис. 1, 2). На основании генетической интерпретации формы кривой ПС в комплексе с детальными литологическими исследованиями было установлено, что в строении дельтового комплекса принимают участие следующие палеогеографические зоны: I – аллювиальная равнина, II – надводная часть дельты (нижняя и верхняя части), III – группа фаций морского края дельты, IV – подводная часть дельты (авандельта), которая подразделяется на подводную дельтовую платформу (подводная часть дельты) и подводный склон дельты (внешний край), V – морское мелководье (мелководная часть шельфа, на котором располагается дельта) [3, 5, 6]. Установленные электрометрические модели групп фаций, характерных для выделенных палеогеографических зон, позволили реконструировать основные особенности размещения палеогеографических зон, что очень важно при локальном прогнозировании литологических ловушек нефти и газа. В пределах исследуемого стратиграфического разреза определено 2 поверхности максимального затопления, являющиеся главными маркерами и покрывками, ограничивающие продуктивный интервал по вертикали. Поверхности отмечены наличием относительно глубоководных глинистых отложений, содержащих морскую фауну. В пределах данного стратиграфического каркаса также выделяются локальные поверхности несогласия (поверхности затопления между пропластками Ю₁^а, Ю₁^б, Ю₁^в), которые являются как коррелятивными поверхностями, так и индикаторами флуктуаций уровня моря; имеют локальное распространение и включают набор парасиккенов, определяющих трансгрессивный системный тракт. Понимание картины формирования отложений исследуемого резервуара, и на основании этого, прогнозирование поведения песчаных тел в пространстве необходимо как для планирования размещения сетки скважин на начальной стадии разбуривания месторождения, так и при планировании геолго-технических мероприятий, в частности боковых наклонно-направленных стволов, на завершающей стадии разработки.

Литература

1. Ежова А.В. Геологическая интерпретация геофизических данных: Учебное пособие. – Томск: Изд-во ТПУ, 2004. – 114 с.
2. Муромцев В.С. Методика локального прогноза песчаных тел; лито-логических ловушек нефти и газа по электрометрическим моделям фаций. – Ленинград, 1981. – 367с.
3. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. – Л.: Недра, 1984. – 260 с.
4. Оценка балансовых запасов углеводородов продуктивных пластов Тагайского месторождения: Отчет о НИР/ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК» – Томск, 2008.
5. Ян П.А. Седиментационная и сиквенс-стратиграфическая модель васюганской свиты верхнепурского фациального подрайона.// Геология и геофизика нефти и газа – Новосибирск: Изд. СО РАН, 2008.
6. Парначев С.В. Основы сиквенс-стратиграфии. – Томск: Изд. ТПУ, 2005.
7. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. Пер. с англ. – М.: Мир, 1983. - 326 с.
8. Kokatyukhina N.S. The best sequence–stratigraphy application for the better reservoir description, 2007.
9. The best practice of sequence-stratigraphy, Jhosen G. - Oxford, 1987, 398 с.
10. Sequence Stratigraphy and Sedimentological Model of Barua Field Reservoirs, Eocene Misoa and Pauji Formations, Lake Maracaibo, Venezuela // Escandon G., Moreno M., Chacartegui., PDVSA Exploration y Production.
11. Sequence Stratigraphy and Sedimentological Model of Barua Field Reservoir, Eocene Misoa and Pauji Formations, Lake Maracaibo, Venezuela, Escandon G., Mareno M., SPE 53890, Copyright 1999.

12. Shuragin B.N., Sequence Stratigraphic interpretation of Kellovei and Upper Jurassic. *Geology and Geophysics*, 1991, Volume 40.
13. Turcker M. *Technics in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publication, 1988.
14. Vestnic. Tomsk State University, (II), April 2003. Materials of the scientific conferences, symposiums, schools, caring out in TSU.
15. Winfried Zimmerle. *Petroleum Sedimentology*. Kluwer Academic Publishers, 1995, 458 c.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ БИРХИНСКОГО ГАББРОИДНОГО МАССИВА (ПРИОЛЬХОНЬЕ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

И.Б. Корнева, И.В. Семенов

Научный руководитель доцент В.Г. Владимиров
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Геологические комплексы Ольхонского региона входят в состав каледонид Западного Прибайкалья, причлененных к юго-восточной окраине Сибирской платформы. Реперное положение в структурах Ольхонского региона занимает Бирхинский габброидный массив. От реконструкции истории становления данного массива во многом зависит корректная интерпретация геологии всего Ольхона.

Бирхинский массив занимает значительную часть Ангинской зоны. Он сложен двумя интрузивными фазами, представленными низкощелочной габбро-пироксенит-анортозитовой и субщелочной серией монцогабброидов и их дифференциатов [2, 3]. Вмещающими породами являются мраморы, амфиболиты и гранат-биотитовые гнейсы [1, 3]. Массив имеет преимущественно тектонические контакты с вмещающей рамой, но в его бластомилонитовой оторочке на юге и юго-востоке можно наблюдать реликты зон закалки габброидов и фрагменты ороговикованных амфиболитов.

С целью оценки характера и кинематики деформаций в обрамлении Бирхинского габброидного массива проведено исследование структурно-ориентированных образцов (рис.). Были изучены четыре разреза, пересекающие южное, юго-восточное, северо-восточное и северное обрамление массива (разрезы «Ялга-Узур», «Хурай-Нур», «Бегул» и «Южный»). Это дало возможность уточнить структурно-кинематическую модель становления Бирхинского габброидного массива. В северо-восточной, юго-западной и юго-восточной частях метаморфического обрамления массива получены субвертикальные субдолготные ориентировки линейности для ранней фазы бластомилонитовой оторочки массива. Для поздней фазы метаморфического обрамления получены субгоризонтальные линейности. Ожидалось, что при проведении пересечений будет доминировать наиболее распространенный тип деформаций, связанные с субгоризонтальными левосдвиговыми тектоническими движениями (410–430 млн лет). Однако, их следы были обнаружены лишь в узких внешних зонах мощностью чаще всего не превышающих первые десятки метров.

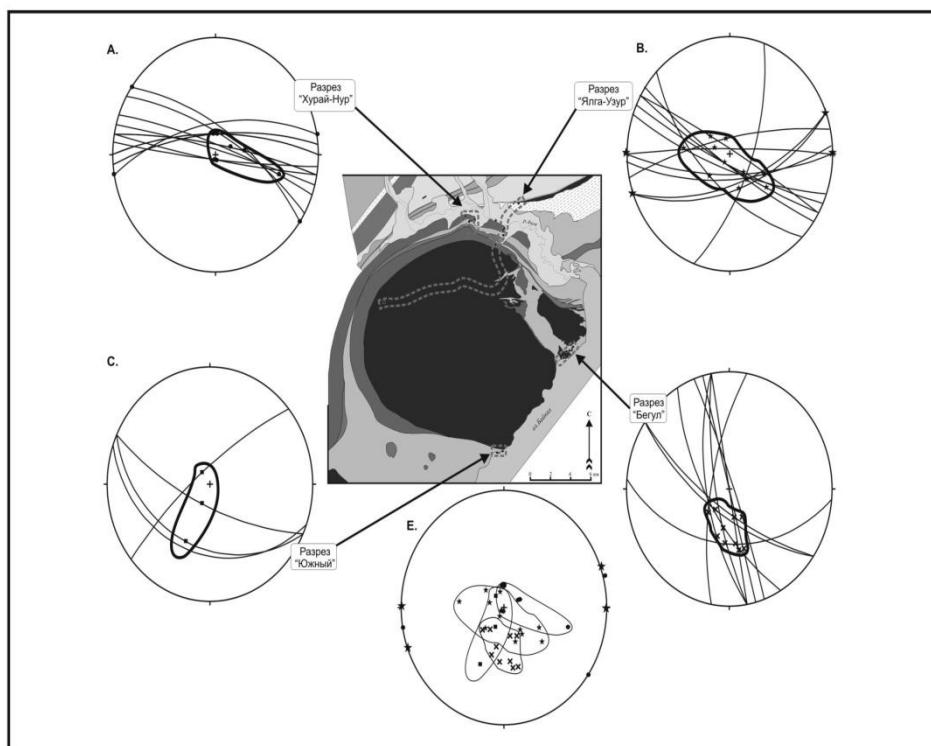


Рис. Закономерности залегания пород в метаморфическом обрамлении Бирхинского габброидного массива (точки - ориентировка минеральной линейности, дуги - плоскостные элементы, верхняя полусфера, равноугольная проекция)

Основной объем деформаций, по-видимому, был связан с более ранними процессами выведения габброидного массива в верхние эрозионные уровни. Несмотря на то, что породы метаморфического обрамления буквально «облекают» интрузив, линейность слабо зависит от залегания пород, лишь в северных разрезах благодаря наложенным деформациям они приобретают поясное распределение с отклонением в широтное направление. В южных частях массива минеральная линейность преимущественно круто погружается в северном направлении, имея чаще всего левостороннюю взбросо-сбросовую компоненту. Северный разрез («Хурай-Нур») имеет противоположное направление транспорта – погружение на юг и также взбросовые компоненты тектонических движений. На основе полученных структурных данных по обрамлению массива и уже известных геохронологических данных, полученных А.Г. Владимировым, В.С. Травиным, Д.С. Юдиным, А.С. Механошиным, Н.В. Волковой, С.В. Хромыхом и другими исследователями составлена следующая модель эволюции Бирхинского массива (табл.) [2, 4].

Таким образом, на ранней стадии происходило активное внедрение Бирхинского массива во вмещающую метаморфическую раму (реликты зон закалки габброидов и фрагменты ороговикованных амфиболитов в бластомилонитовой оторочке), затем он был эксгумирован в верхние эрозионные уровни земной коры и на завершающей стадии своей эволюции участвовал в коллизионном тектоногенезе как твердое тело на фоне хрупко- и вязкопластичного сдвигового течения вещества в мигматизированных метаморфических толщах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований СО РАН (проект № ОНЗ-10.3), РФФИ (грант № 07-05-00980-а).

Таблица

Возрастные рубежи в эволюции Бирхинского габброидного массива ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)

Минерал	Возраст		Порода	Этап эволюции Бирхинского массива
Hbl	$\approx 500,2 \pm 3,4$ млн лет		Оливиновый габбронорит 1 фазы из центральной части Бирхинского массива	ранние стадии коллизии, внедрение массива.
	480-465 млн лет			эксгумация массива в более высокие уровни коры, формирование ранней фазы бластомилонитовой оторочки массива; внедрение гранитоидов жильного типа, относящихся к аинскому комплексу.
Hbl	440-410 млн лет	415 \pm 2,7 млн лет	Амфиболлизированное монцогаббро 2 фазы из эндоконтакта Бирхинского массива	В условиях постколлизионных событий Бирхинский массив подвергся хрупко-пластичным субгоризонтальным левосдвиговым деформациям в приплатформенной (северной) части. Внедрение гранитных даек в центральную часть массива; образование более поздней фазы метаморфической бластомилонитовой оторочки; активное внедрение гранитных жил по сдвиговым трещинам отрыва.
Vt		415,8 \pm 5 млн лет	Бiotит-мусковитовый лейкогранит из инъекционной жилы, выполняющей трещину отрыва в эндоконтакте Бирхинского массива	
Hbl		410 \pm 2 млн лет	Амфиболсодержащий мелагранит из жилы, секущей амфиболлизированные монцогаббро второй фазы Бирхинского массива	
Возрастные датировки по данным Ag/Ag для Бирхинского массива и Айского комплекса (Д.С. Юдин, С.В. Хромых, Т.Б. Колотилина и др., 2004)				

Литература

1. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Петрология метаморфических пород Приольхонья // Геология гранулитов: Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума. – Иркутск, 1981. – С. 70–80.
2. Механошин А.С., Владимиров А.Г., Федоровский В.С. и др. Базит – ультрабазитовый магматизм Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья: состав, $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ возраст, структурная позиция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально – Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. – Иркутск: Изд. Ин-та географии СО РАН, 2004. – Т. 2. – С. 40 – 43.
3. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). // Тр. ГИН РАН; – М.: Научный мир, 2001. – вып 545 – 188 с.
4. Юдин Д.С., Хромых С.В., Механошин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья

(на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // Доклады РАН. – М., 2004. – Т. 405. – № 2. – С. 251–255.

СТРАТИГРАФИЯ И ФОРАМИНИФЕРЫ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА Р.БАРАЙЫ (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

О.В. Кривенко

Научный руководитель старший научный сотрудник И.В. Будников
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального
сырья, г. Новосибирск, Россия

Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья состоят из сложно построенных толщ морских, лагунно-морских и лагунно-континентальных отложений общей мощностью 6000–8600 м. При восстановлении условий осадконакопления прежде всего необходимо стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов с помощью комплексного использования литологических и палеонтологических данных с учетом цикличности строения осадочного бассейна.

Для обобщения накопленных фактических данных, с целью применения комплексного подхода изучения был выбран разрез бассейна р. Барайы (Западное Верхоянье), расположенный в стратотипической местности региональных стратиграфических подразделений.

Начиная с 1982 г. разрезы бассейна р.Барайы детально изучались И.В. Будниковым совместно с Р.В. Кутыгиным, В.С. Гриненко и С.К. Горяевым. Здесь, в условиях хорошей обнаженности и отчетливо выраженной цикличности, особое внимание уделялось сборам остатков брахиопод, амmonoидей, а в последние годы обнаружены мелкие фораминиферы, которые во всех разрезах хорошо прослеживаются на уровнях совместно с брахиоподами в средне-верхнепермских преимущественно тонкозернистых отложениях. В основу стратиграфической схемы В.Н. Андрианова [2] положены комплексы амmonoидей, приуроченные только к отдельным наиболее морским частям седиментационных циклов I порядка (свиты).

Разрез этих циклов - ритмосвит начинается обычно морскими алевритово-аргиллитовыми, реже песчаниковыми отложениями, а завершается сравнительно грубо зернистыми прибрежно-морскими, лагунно (?) - морскими и субконтинентальными образованиями (рис. 1 сводный разрез). Такой характер строения ритмосвит обусловил более или менее четкие границы между ними [1]. В нижних частях ритмов пород повсеместно содержатся остатки морской фауны; в средних находки окаменелостей более редки и представлены остатками организмов, обитавших в мелководных морских или лагунно (?) - морских условиях; в верхних частях ритмосвит в породах обнаруживаются остатки фауны, которая характерна для лагунно-морских, реже типично морских водоемов; встречаются и остатки флоры. Каждая из свит подразделена на две подсвиты – нижнюю, трансгрессивную преимущественно алевритовую, и верхнюю, регрессивную, существенно песчаниковую.

В изученном разрезе выделяются следующие свиты: тумаринская, деленжинская и дулгалахская (описание стратиграфических подразделений приводится по данным И.В. Будникова и др.)

Тумаринская свита практически в полном объеме описана в бассейне р. Барайы.

Нижняя существенно более тонкозернистая часть ее здесь представлена циклично чередующимися разнозернистыми алевролитами.

Верхняя подсвита в нижней части существенно более грубозернистая и представлена мощными (5–15 до 20 и более метров) пачками средне-мелкозернистых «глыбовых» песчаников самых верхних частей дельтовых «клиньев». Мощность этой части разреза порядка 100–120 м. Выше наблюдается цикличное чередование алевритовых и песчаных прослоев. Здесь же в сидеритовых конкрециях в прослоях наиболее тонкозернистых пород найдена фауна брахиопод и двустворчатых моллюсков, породы интенсивно биотурбированны.

Верхняя часть верхнетумаринской подсвиты представлена здесь чередованием существенно песчаных и алевритовых пачек. Верхняя и нижняя части этой части разреза существенно более песчанистые и представлены мелкозернистыми хорошо отсортированными карбонатизированными крепкими (сливными) прибрежно-морскими и средне-мелкозернистыми дельтовыми песчаниками, образующими пачки мощностью 3–15 м. Они чередуются с алевролитами примерно той же мощности, в которых нередко отмечаются текстуры оползания. Породы интенсивно биотурбированны. В средней части свиты выделена довольно мощная пачка (более 80 м) существенно алевритовых пород, в которых отмечаются прослои сидеритовых конкреций с фауной брахиопод, двустворчатых моллюсков, амmonoидей.

В нижнетумаринской подсвите и ее аналогах найден комплекс амmonoидей, отличающийся явным преобладанием разнообразных тумароцерасов. Из брахиопод широким распространением пользуются *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Megousia kolymaensis* (Lich.), *Tumarina barajensis* Sol., *Alispiriferella gydanensis* Zav.

Тумаринская свита согласно перекрывается деленжинской.

Деленжинская свита в нижней части представлена преимущественно тонкозернистыми породами – алевролитами мощностью 5–10 до 200–300 и более м. Эти пачки отвечают начальной фазе мощной трансгрессии. В данной фациальной зоне они ограничено слагают глинисто-алевролитовую нижнюю подсвиту деленжинской свиты. В сидеритовых конкрециях нижней подсвиты деленжинской свиты найден комплекс фауны, представленный гониатитами *Sverdrupites*, *Pseudosverdrupites*, *Daubichites*, *Anuities* и *Popanoceras*. Брахиоподы из этого же уровня представлены в основном *Megousia jakutica* (lich.), *Olgerdia zavodovskii* Grig., *O. ganelini* Grig., *Brachythyra sibirica* Tschernjak., *Rhynchopora lopjaensis* Toim.. Из фораминифер здесь отмечаются *Saccamina* cf. *parvula* Gerke, *Hyperamina bulbosa* Cush. et Wat., *Ammodiscus septentrionalis* Gerke, *Glomospira* ex gr. *gordialis*

P. et J., *Ammovertella prodigalis* Ireland, *Orthovertella pseudoprotea* Sossip., *Cornuspira kinkilini* Gerke, *Lenticulina* cf. *permiana* Geke. Приведенный комплекс фораминифер богат по количеству верхнепермских видов, и его можно сопоставить с VII комплексом фораминифер хараулахской свиты Северного Хараулаха [5], а так же с комплексом из горизонта разнообразных фораминифер [4] Нордвикского района отвечающим казанским отложениям общей стратиграфической шкалы.

Верхнеделенжинская подсвита сложена преимущественно прибрежно-морскими песчаниками со знаками ряби мощностью 3–20 м. Песчаники переслаиваются с прослоями алевролитов примерно той же мощности, образуя регрессивно построенные толщи. Породы свиты интенсивно биотурбированны. Много оползневых текстур.

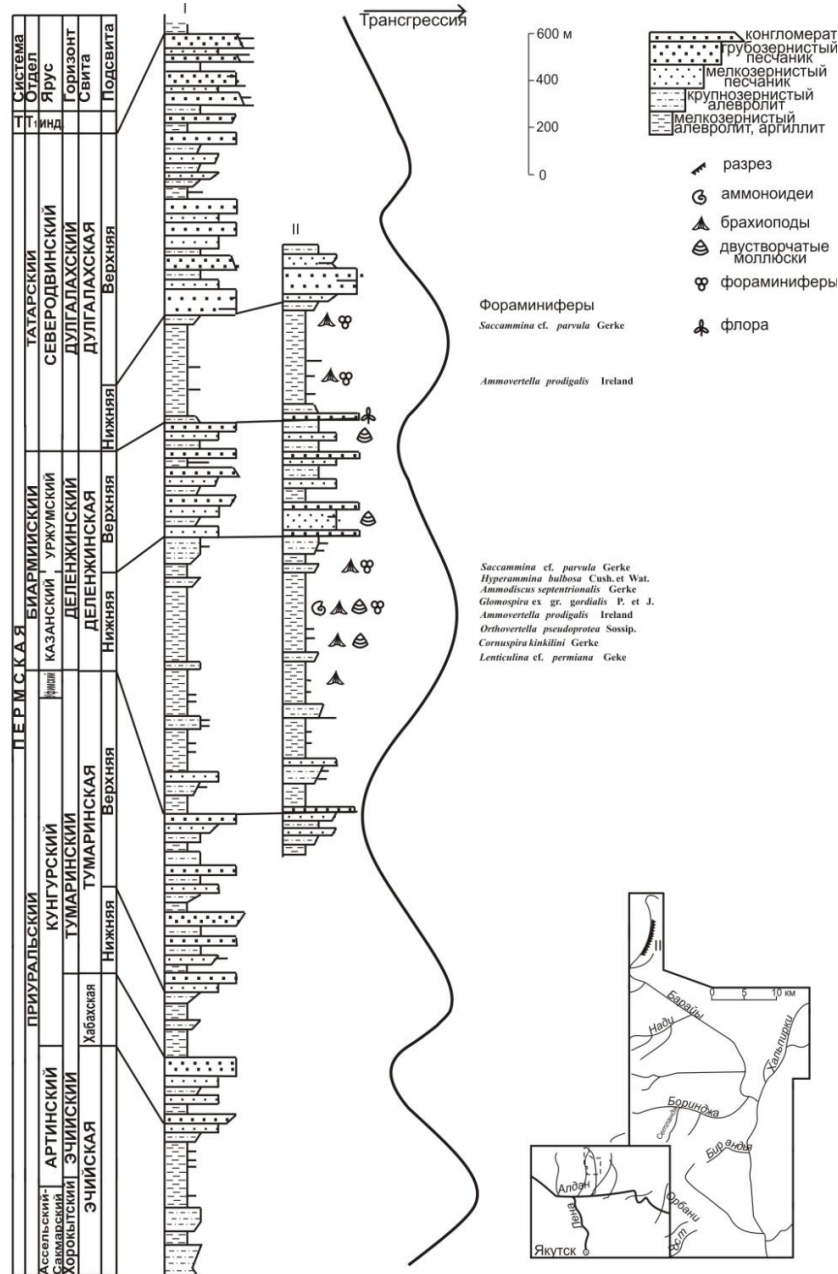


Рис. Свободный эталонный разрез Западного Верхоянья (I) и детальный разрез бассейна р.Барайны (II)

Мощность свиты порядка 1610–1730 м. Деленжинская свита согласно перекрывается дулгалахской.

Дулгалахская свита имеет то же строение, что и описанные ранее свиты. Нижняя ее подсвита существенно тонкозернистая, а верхняя – песчаная.

Нижнедулгалахская подсвита, сложена, в основном, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников, венчающими элементарные циклиты регрессивного профиля. Мощность их от 1–4 до 5–18 м. В

аргиллитах отмечаются вытянутые линзы карбонатно-глинистого состава с текстурой «конус в конус». Тут же фиксируются прослои с конкрециями. В нижней части верхней трети разреза подсвита в мелкозернистых алевролитах, рассеяны угловатые обломки гравийно-галечной размерности, так называемые «рябчики», представленные как карбонатными, так и изверженными породами.

Верхнедулгалахская подсвита, имеет существенно песчаный состав и сложена в целом среднезернистыми, средне-мелкозернистыми песчаниками мощностью 20–35 до 60 м., переслаивающимися с алевролитами мелкозернистыми мощностью 5–10 до 15–20 м.

Нижнедулгалахская подсвита охарактеризована в основном комплексом брахиопод представленным *Cancrinelloides abrutschewi* (Lich.), *Brachythyrina sibirica* Tschernjak., *Strophalosia vollosovitschi* (Fred.), *Crassispirifer monumentalis* Abr. et Grig. Так же отмечаются единичные находки фораминифер, представленные *Saccamina cf. parvula* Gerke и *Ammovertella prodigalis* Ireland.

Дулгалахская свита имеет мощность в разрезе бассейна р. Барайы порядка 1600 м.

Необходимо заметить, что фораминиферы выявлены в данном разрезе на двух стратиграфических уровнях (нижнеделенжинская и нижнедулгалахская подсвиты) лишь только потому, что отобрана неполная коллекция микрофауны в этом районе. Подводя итог изучения разреза р. Барайы можно смело утверждать, что широко представленные в пермских отложениях остатки фораминифер имеют важнейшее значение для стратификации толщ, так как они отчетливо маркируют трансгрессивные уровни, а видовой состав комплексов сопоставим со смежными регионами северо-востока Сибирской платформы.

Литература

1. Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. – М.: Наука, 1966.
2. Андрианов В.Н. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта//Проблемы стратиграфии девонских, пермских, и триасовых отложений Верхоянья. – Якутск, 1975. – С.24-87.
3. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г., Кутыгин Р.В., Сивчиков В.Е. Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления//Отечественная геология. – М., 2003. – №6. – С.86-92.
4. Герке А.А. Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири. – Л: Недра, 1961.
5. Соломина Р.В., Сосипатрова Г.П., Попов Ю.Н., Шведов Н.А. Биостратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья// Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. – Л.: Недра, 1970.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДКОВ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ Ю.В. Рыбьякова

Научный руководитель заведующий лабораторией С.А. Горбаренко
Тихоокеанский океанологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Владивосток, Россия

Палеонтология - наука об ископаемых останках растений и животных, пытающаяся реконструировать по найденным останкам их внешний вид, биологические особенности, способы питания, размножения. Одна из целей – восстановить на основе этих сведений ход биологической эволюции. В качестве материала используют не только останки собственно животных и растений, но и их окаменевшие следы, отброшенные оболочки и другие свидетельства их существования. В палеонтологии также используются методы палеоэкологии и палеоклиматологии с целью воспроизведения среды жизнедеятельности организмов и растений. Спорово-пыльцевой анализ – один из важнейших методов исследования в области палеоклиматологии, палеоботаники, палеоэкологии, палеонтологии. Сущность его – определение и регистрация ископаемых пыльцы и спор в соответствующей фракции, выделенной из образцов осадочных пород и изучаемой под микроскопом [7]. Результаты палинологического исследования для наглядности и удобства принято представлять в виде спорово-пыльцевых диаграмм.

На основе данных по содержанию пыльцы и спор определяется основной состав наземной растительности, существовавшей в прошлом. Известно, что распространение растительности подчинено законам широтной и вертикальной зональности. Поэтому анализ позволяет предположительно судить о смещении растительных зон, вызванные колебаниями климата и влажности.

Известно, что, морские донные осадки содержат фоссильные (захороненные) пыльцу и споры наземных растений. В моря и океаны пыльцевые зерна и споры попадают из воздуха и приносятся реками. Но палинологические исследования в океанах и морях большого размаха получили сравнительно недавно. Распределение поступивших в море пыльцы и спор, не вошедших в состав прибрежных осадков, происходит под действием течений [7].

Палинологические исследования осадков Охотского и Японского морей были начаты Е.В. Кореновой. В 1961 г. было опубликовано «Исследование методом спорово-пыльцевого анализа двух колонок морских отложений из Японского моря». Исследования показали, что состав спорово-пыльцевых спектров изменяется в глубь по колонкам. Это отражает изменения в составе растительности, происходящие в связи с климатическими колебаниями и с периодическим появлением в центральной части Японского моря островов, лишенных древесной растительности [5].

У палинологии, связанной с морскими отложениями, одна из задач – это выяснение адекватности состава спорово-пыльцевых спектров осадков – растительности окружающих побережий. В связи с этим,

С.А. Сафаровой изучалась «пыльцевой дождь». Относительно Японского моря были сделаны следующие выводы. В спорово-пыльцевых спектрах относительно хорошо отразилась растительность Японских островов. В пробах среди древесных первое место занимают хвойные – *Abies*, *Piceae*, *Pinus Pumila*. Затем идут мелколиственные – *Betula*, *Alnus*. (Неоген-четв. палеоокеан). В современном растительном покрове представлены *Abies sachalinensis*, *Piceae jezoensis*, *Tsuga*, *Pinus densiflora*, в горах – *Pinus Pumila*; из широколиственных преобладают *Quercus*, *Castanea vulgaris*, *Pterocarya ihoifolia*, *Acer palmatum*, *Fagus steboldi*, а также *Alnus*, *Larix*.

Кроме того, вышеуказанным автором было выполнено аналогичное исследование в Беринговом море. Эти результаты подтвердили, что палинокомплексы поверхностных донных отложений отражают зональный тип растительного покрова побережий. Сафарова отмечает тесную связь концентрации пыльцы и спор с характером отложений. Наибольшая концентрация пыльцы (до 4000 зерен/г осадка) наблюдается в пелитовых илах. Помимо этого, замечено автором, что качественный состав спорово-пыльцевых спектров тоже находится в некоторой зависимости от литологии осадков. В песчаных отложениях наибольший процент составляют хвойные (63–74%), в алевролитах они составляют 51–73%, в илах – 31–71% [6].

В результате анализа осадков Японского и Охотского морей Н.К. Вагиной были получены формулы палинофлор. Они отражают изменения в растительном покрове побережий в позднечетвертичное время [1]. Согласно результатам, верхнеплейстоценовые отложения характеризуются палинокомплексами, в которых доминирует пыльца мелколиственных сем. *Betulaceae* (преимущественно кустарниковые формы). Для глубоководной котловины Японского моря, континентального склона Приморья и островного склона Хоккайдо субдоминантом в палинокомплексах выступает пыльца темнохвойных пород, для более северных районов (восточного островного склона Сахалина) – пыльца *Pinus*; большое количество этой пыльцы Н.К. Вагина отмечает на континентальном склоне Юго-Восточного Приморья. Среднеголоценовые палинокомплексы отражают теплолюбивую лесную растительность климатического оптимума, представленную широколиственными и хвойно-широколиственными лесами. Пыльца темнохвойных пород в качестве субдоминантов характерна для большинства местонахождений, кроме зал. Петра Великого и глубоководной котловины Японского моря, для осадков которых субдоминантом выступает пыльца сем. *Betulaceae*. Позднеголоценовые палинокомплексы отражают смену растительного покрова в связи с изменением климата в сторону похолодания [1].

М.Т. Горовой проводилось палинологическое исследование отложений Японского моря. По представленным данным, спорово-пыльцевые комплексы среднемиоценовых отложений подводного хребта Оки, возвышенности Пржевальского, возвышенности Ямато, характеризуются многочисленными теплоумеренно-широколиственными породами сем. *Fagaceae*, *Ulmus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Magnolia*. В составе голосеменных выделены таксодиевые, сосновые. Отмечаются автором буковые, ореховые и определенное количество термофильных – *Lequidambar*, *Myrica*, *Keteleeria* [4].

В 1992 г. была опубликована совместная работа Н.Б. Верховской, С.А. Горбаренко и М.В. Черепановой, посвященная изменениям природной среды юга Японского моря и прилегающей суши в конце плейстоцена – голоцене [2]. Около 13 тыс. л. н. авторами отмечаются первые признаки потепления климата. В результате климатических изменений началась перестройка растительных сообществ на суше, выразившаяся в постепенном замещении хвойных лесов широколиственными. Наиболее существенные изменения климата, как отмечают авторы, выразившиеся в смене типа растительности на суше, произошли около 10 тыс. л. н., на рубеже плейстоцена и голоцена.

По результатам И.Г. Гвоздевой спорово-пыльцевые спектры отложений последнего межледникового Японского моря характеризуются преобладанием широколиственных пород [3]. Также изучались осадки Японского моря Л.М. Борзовой. По результатам исследования были выделены горизонты. Каждый горизонт имеет свои особенности. Один из них, по суждению автора, указывает на теплые и сухие климатические условия. Это объясняется большим участием пыльцы широколиственных термофильных пород: ореха, клена, граба, дуба.

И.Г. Гвоздевой была детально изучена колонка, отобранная в Охотском море (на южном крыле Буянской антиклинальной структуры) и имеющая полный разрез голоцена и позднеледникового. По качественному и количественному составу отдельных видов пыльцы и спор и по общему составу пыльцевых спектров отложения колонки разделили на два горизонта [3].

В общем составе пыльцы и спор горизонта II (интервал 155–194 см, 12,8–9,6 тыс. лет) содержание спор (30–56,7%) лишь незначительно уступает древесно-кустарниковой группе (26–71%). В древесно-кустарниковой группе доминируют кустарники семейства березовых – *Alnaster*– 30,3–76,9% и *Betula sect. Nanae* – 15–34,5%. Доля содержания пыльцы *Pinus sect. Sembrae* колеблется в значительных пределах (0,9–34,7%). В группе спор попеременно преобладают папоротники (21,4–42,3%) и белые мхи (22,9–52,8%), доля плаунов устойчиво превышает 20%. В растительности охотоморского побережья преобладали мохово-лишайниковые лиственничники или редкостойные лиственничные леса и редколесья с подлеском из кедрового стланика и кустарниковых берез. Данный горизонт отлагался в позднеледниковье – во время похолодания поздний дриас - и начале голоцена (12,8–9,6 тыс. л.).

В осадках горизонта I (интервал 155–0 см) преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы над спорами более выраженное, прогрессируя к верху колонки. Содержание спор постепенно уменьшается снизу вверх, ведущее положение попеременно занимают споры белых мхов или папоротники. Доля пыльцы трав и кустарничков также падает в осадках данного горизонта. Доминирующее положение в древесно-кустарниковой группе занимает пыльца *Pinus sect. Sembrae*, процент которой резко возрастает на границе горизонтов. Доля пыльцы кустарников из семейства *Betulaceae* значительно снижается. Постоянно отмечается присутствие пыльцы ели.

Исследованию пыльцы и спор донных осадков Японского моря были посвящены труды Яmanoи [9]. Интересные выводы представили Игoраши и Оба в одной из последних публикаций. Изучив морскую колонку MD01-2421, было показано, как растительность Японии изменилась в межледниковье – оледенение [8]. Согласно их результатам, для МИС 6 и МИС 2 характерна встречаемость пыльцы *Larix*, которая указывает на холодный и сухой климат. Кроме того, в качестве дополнительной характеристики в работе они использовали Тр-индекс. Тр – отношение пыльцы теплолюбивых широколиственных пород к сумме теплолюбивых и холодостойких. При этом авторы отмечают, что МИС 5-d, МИС 5-а и МИС 1 совпадают с максимальными пиками Тр индекса.

Литература

1. Вагина Н.К. Позднечетвертичные палинофлоры морских отложений // Новые данные по геоморфологии и геологии западной части Тихого океана. – Владивосток, 1990. – С. 90-104.
2. Верховская Н.Б., Горбаренко С.А., Черепанова М.В. Изменения природной среды юга Японского моря и прилегающей суши в конце плейстоцена – голоцене // Тихоокеанская геология., 1992. – №2. – С. 13-21.
3. Горбаренко С.А., Гвоздева И.Г., Соутон Дж. Р. Быстрые изменения среды и климата Охотского моря в голоцене и оледенение // Вестн. ДВО РАН., 2003. – № 2. – С. 148-156.
4. Горвая М.Т. Палинологическая характеристика среднемиоценовых отложений юго-восточной части Японского моря // Геология океанов и морей: Тез. докл. – М., 1986. – Т.1. – С. 42-43.
5. Коренева Е. В. Споры и пыльца из донных отложений западной части Тихого океана. – М.: Наука, 1964. – 87с.
6. Неоген-четвертичная палеоокеанология: по микропалеонтологическим данным / М.С. Бараш, Н.С. Блюм, И.И. Бурмистрова и др. – М.: Наука, 1989. – 285с.
7. Сладков А.Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. – М.: Наука, 1967. – 267с.
8. Masanobu Yamamoto, Yutaka Ichikawa, Yaeko Igarashi, Tadamiichi Oba. Late Quarternary variation of lignin composition in core MDO- 12421 off central Japan, NW Pacific. *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology* 229, 2005. p. 179-186.
9. Tohru Yamanoi. Miocene pollen stratigraphy of leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard neogene pollen floras of Notheast Japan, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992 №127/128)83.

**СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НАБИУЛЛИНСКОЙ СВИТЫ
У Д. КУРГАШЛЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Р.Ч. Тагариева

Научный руководитель доцент О.В. Артюшкова

Башкирский государственный университет, г. Уфа, Россия

Нижнепалеозойские отложения на западном склоне Южного Урала развиты широко. Они представлены осадочными толщами и расчленены на ордовикские и силурийские отложения.

Ордовикские отложения на западном склоне Южного Урала выделены Н.Н. Дингельштедтом, А.А. Блохиным. Дальнейшим изучением занимались А.И. Иванов, Р.Э. Квятковский, Д.Г. Ожиганов, К.А. Львов, А.В. Клочихин, А.В. Бураченко, С.Н. Краузе, В.А. Маслов.

В нижней части палеозойского разреза Д.Г. Ожигановым было выделено две свиты: песчаниковая – тирляно-кагинская ордовикского возраста и трансгрессивно перекрывающая ее доломитовая – набиуллинская свита, датированная им как лландоверийский век раннего силура [3].

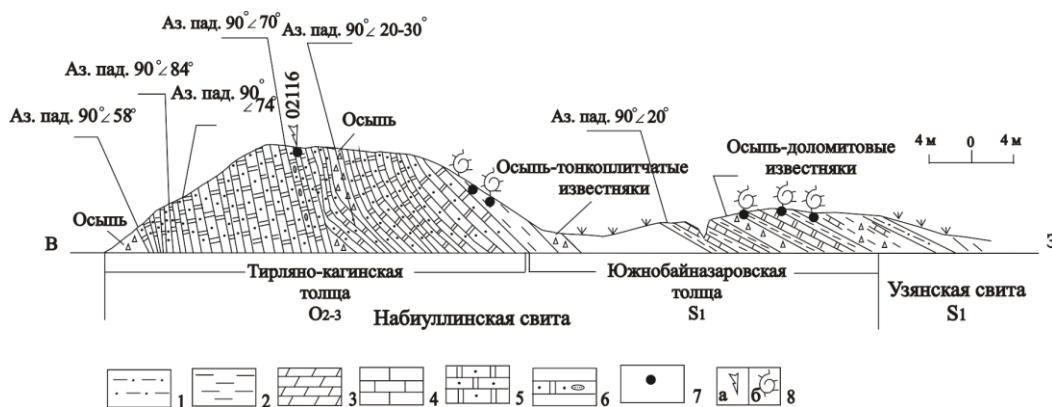


Рис. Разрез набиуллинской свиты у д. Кургашлы (Южный Урал, западное крыло Зилаирского мегасинклиниория) (составила Тагариева Р.Ч.).

1 - алевролиты; 2 - глинистые сланцы; 3 - доломиты; 4 - известняки; 5 - доломиты песчанистые; 6 - текстурный горизонт; 7 - местонахождение фауны; 8 - а) конодонты б) граптолиты

Набиуллинская свита в стратотипе на правом берегу р. Белой против д. Набиуллино детально изучался С.Н. Краузе, В.А. Масловым, которые пришли к выводу, что нижняя большая часть свиты соответствует тирляно-кагинской свите ордовика, а верхняя – лландоверийскому ярусу силура и что ордовикские и силурийские отложения связаны постепенным переходом [1].

Изучение конодонтов и граптолитов из набиуллинской свиты привело в настоящее время к расчленению ее на две толщи: тирляно-кагинскую соответствующую среднему и верхнему ордовику и южнобайназаровскую – относящуюся к лландоверийскому ярусу силура. Таким образом, было доказано, что ордовикские и силурийские отложения связаны постепенным переходом [2, 4].

В 2007 г. автором совместно с О.В. Артюшковой детально изучался разрез набиуллинской свиты, вскрытый выемкой автодороги Серменево-Старосубхангулово у д. Кургашлы. Здесь, выше сильно дислоцированных пород байназаровской свиты верхнего рифея, непосредственный контакт с которой не вскрыт, снизу вверх обнажаются (рис.):

1. Песчаные доломиты серые, мелкозернистые – 3,8 м.
2. Пятнистые доломиты – 0,1 м.
3. Песчаники кварцевые, тонкозернистые, серого цвета – 0,18 м.
4. Чередующиеся доломиты и доломитистые песчаники светло-серые, слоистые – 2,1 м.
5. Доломиты песчаные с выраженной слоистостью – 5,4 м.
6. Песчаные доломиты, пронизанные жилками кварца – 1 м.
7. Доломиты песчаные серые, средне- и толстослоистые – 7,6 м.
8. Чередующиеся доломиты темно-серые, комковатые и доломитистые песчаники. В них обнаружены конодонты распространенные в карадокском-ашгиллском ярусах верхнего ордовика: *Dapsilodus similis* (Rhodes), *Protopanderodus insculptus* (Branson et Mehl) (обр. 02116) (определения Т.М. Мавринской, ИГ УНЦ РАН) – 2,5 м.
9. Песчаник доломитистый с тонкими прослоями доломита – 0,6 м.
10. Песчаный доломит с тонкими прослоями доломита. В верхней части пятна и обособления черного кремния – 1,1 м.
11. Переслаивающиеся доломиты песчаные и доломиты переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми сланцами. – 0,9 м.
12. Неровно наслоенные доломиты и серые песчаники – 1,3 м.
13. Известняки черные, песчаные, толсто- и среднелитчатые с кулисообразным залеганием слоев – 8 м.
14. Известняки черные, песчаные, тонкоплитчатые – 5 м.
15. Углистые сланцы с многочисленными остатками граптолитов, по заключению А.А. Суярковой, характерных для раннего- среднего лландовери (нижний силур): *Normalograptus* cf. *avitus* (Davies), *Normalograptus* cf. *skeliphrus* Koren' and Melchin, *Normalograptus* cf. *angustus* (Perner), *Normalograptus* sp. (широкая форма) – 1,9 м.
16. Осыпь тонкослоистых, плитчатых известняков, переслаивающимися с мергелями – 1,4 м.
17. Задерновано – 10 м.
18. Черные сланцы с тонкими прослойками известняков. В сланцах найдены граптолиты весьма плохой сохранности, представленных комплексом лландоверийского облика *Neodiplograptus modestus* (Lapw.), *Normalograptus* ex gr. *larini* Koren' and Melchin, *Glyptograptus lacinosus* Churkin and Carter, *Normalograptus skeliphrus* Koren' and Melchin, *Glyptograptus* aff. *tamariscus* (Nich.) (определения А.А. Суярковой, ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург) – 6,8 м.
19. Закрытый интервал. Закрыт осыпью доломитов – 2,4 м.
20. Черные сланцы с граптолитами нижнего силура (лландоверийский ярус): *Neodiplograptus* ex gr. *modestus* (Lapw.), *Normalograptus* sp. A, *Normalograptus skeliphrus* Koren' and Melchin, *Normalograptus* ex gr. *mirnyensis* (Obut and Sobol.), *Glyptograptus* aff. *tamariscus* (Nich.), *Normalograptus* cf. *persculptus* (определения А.А. Суярковой, ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург) – 1 м.
21. Доломиты глинисто-алевритистые, темно серые – 2,4 м.
22. Черные сланцы с граптолитами нижнего силура (лландоверийский ярус): *Normalograptus* sp. A, *Normalograptus* cf. *skeliphrus* Koren' and Melchin) (определения А.А. Суярковой, ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург) – 1 м.

Выше задернованный участок, где наблюдается высыпка щебенки черных и темно-серых сланцев, тонкоплитчатых известняковистых алевролитов серого цвета. Далее обнажаются породы узянской свиты силурийских отложений, представленные светло-серыми рассланцованными алевролитами и зеленовато-серыми глинистыми сланцами.

К тирляно-кагинской толще в данном разрезе относится пачка переслаивания массивных и толстослоистых доломитов темно-серого цвета и серых песчаных доломитов с конодонтами среднего (карадокский ярус) и верхнего (ашгиллский ярус) ордовика мощностью 40 м (слои 1-14). Южнобайназаровская толща здесь представлена пачкой углисто-известковистых сланцев с многочисленными остатками граптолитов плохой сохранности, характерных для раннего - среднего лландовери нижнего силура мощностью 27 м (слои 15-22).

Нижний палеозой, таким образом, на данной территории представлен средне-, верхнеордовикскими и нижнесилурийскими образованиями.

Отсутствие на Южном Урале значительных по мощности нижнепалеозойских отложений (кембрий, нижний и часть среднего (тремадокский, аренигский, лланвирнский ярус) ордовика) связано, по-видимому, с длительным континентальным перерывом. Смена континентальных условий морскими в позднем ордовике стало началом осадконакопления, которое происходило в относительно мелководном бассейне, о чем свидетельствует состав пород, представленные песчаниками, песчанистыми доломитами и доломитами. В основании ордовикских отложений часто имеются конгломераты и брекчии, которые с угловым несогласием перекрывают

сильно дислоцированные допалеозойские образования. Морской бассейн в ордовикское время занимал обширную область к востоку и югу от Башкирского антиклинория [1]. В силуре акватории морского бассейна значительно расширились, что отразилось и на характере осадконакопления. Уменьшился принос песчаного материала с прилегающих территорий, и усилились процессы карбонатообразования. Это хорошо прослеживается в разрезах, где нижний силур представлен алевролитистыми и глинистыми доломитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами [1, 2].

Таким образом, описанный разрез у д. Кургашлы показывает, что набиуллинская свита действительно расчленяется на две толщи [4]: нижняя которой относится к ордовику, а верхняя к лландоверийскому ярусу силура.

Литература

1. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. – Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1961. – 94 с.
2. Маслов В.А., Артюшкова О.В., Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. Ордовикские отложения Южного Урала // Палеогеография венда – раннего палеозоя северной Евразии. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – С. 67-73.
3. Ожиганов Д.Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений Западного склона Южного Урала // Уч. Зап. Баш. пед. ин-та., 1955. – Вып. IV. – С. 55-92.
4. Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. – Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. – 160 с.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КУРУМОВ В РЕСПУБЛИКЕ ХАКАСИЯ И КРАСНОЯРСКОМ КРАЕ

А.Н. Филимонов

Научный руководитель старший преподаватель В.М. Ермаков

Хакасский государственный университет им. Н.Ф. Катанова, г. Абакан, Россия

В данной работе представлены характеристика курумов (курумников) и примеры измерения перемещения обломочного материала 2007–2008 гг. Для проверки методик изучались курумы, распространенные в окрестностях села Казановка Аскизского района Республики Хакасия (рис. 1) и в окрестностях села Нижние Куряты Каратузского района Красноярского края (рис. 2). Оба района исследований находятся в Минусинской котловине, точнее в предгорьях хребтов: Абаканский (Кузнецкий Алатау) и Крыжина (Восточный Саян). Климат на данных территориях резко континентальный. Годовое количество осадков составляет примерно 450–500 мм, приходящееся в основном на летнее время. Зимой осадков также мало и к тому же котловина, в январе-феврале претерпевает на себя влияние Азиатского антициклона. Средняя температура января колеблется от –16 до –20,3 °С. Средняя температура июля колеблется от +18 до +19,6 °С. Отсюда следует, что климатические условия будут способствовать растрескиванию горных пород. В большей степени здесь оказывает влияние морозобойное растрескивание, т. к. наблюдается достаточно большая амплитуда температур. Для магматических горных пород характерен процесс называемый – «прототектоникой», который представляет собой, растрескивание горных пород в процессе застывания магмы. Прототектонические трещины возникают в разных горных породах по-разному. Обломочный материал курума в с. Казановка представлен порфиритами, относящимися к эффузивам, образованными в результате излияния лав на поверхность в девонском периоде. Прототектонические трещины образовались при застывании лавовых потоков. В с. Н-Куряты, курумы образованы глыбами гранита, относящегося к интрузивам, внедрившимся в слои земной коры в конце кембрийского – в начале ордовикского периода. Трещины образовались при застывании магмы внутри земной коры. В результате орогенеза, начавшегося около 60 – 70 млн л. Н., этот массив был приподнят на высоту и денудирован до высотной отметки 881 м.

Морфометрические измерения. Курум в с. Казановка длиной 20 м, при ширине до 8 м, (площадь около 120 м²). Угол наклона поверхности курума составляет 32°. Склон юго-восточной экспозиции. Для измерения скорости движения были установлены 3 репера на линии поперек курума. Для обеспечения точности измерений применялся метод прямого измерения расстояний от неподвижного объекта, исключающий влияние «промежуточных» неточностей: провисание мерной ленты, установки прибора над точкой и пр. Измерения выполнялись лазерным дальномером Leica Geosystems AG (точность ± 1,5 мм; интервал 0,2–200 м). Особенностью его является возможность измерения от заднего края прибора без установки штатива. За неподвижный репер был принят скальный останец высотой 7,5 м, расположенный выше истока курума. На останце выполнена зачистка выветрелого слоя до образования плоскости размером 0,5×0,5 м, расположенной перпендикулярно линии измерения. Температурное изменение положения плоскости монолита можно принять ± 3,0 мм. Установленные вертикально в тело курума металлические реперы диаметром 18 мм, выше поверхности всего на 5 см, наклонившись даже на 5° дадут увеличение длины не более 3 мм. Таким образом «итоговая» точность составляла ± 5 мм, что позволяет уже через 0,5 месяца после измерения начального положения, вычислить среднюю скорость движения курума. Размер обломков варьирует от 10–30 (до 70 %) до 50–70 см (до 30 %). Спустя год после установки реперов и определения их изначального местоположения, были проведены измерения перемещения обломочного материала. Удалось определить, что репер 1 переместился на 30,5 см; репер 2 – на 19,5 см; репер 3 – на 28,8 см. Средняя скорость курума составляет 26,2 см в год, т. е. 2,1 см в месяц. Вполне очевидно, что в весенний и осенний периоды скорость возрастает. Принимая во внимание размеры

курума и скорость перемещения обломочного материала (2000 см/26,2 см/год), можно предположить, что возраст курума составляет около 75 лет. Необходимо учесть и то, что для зарождения самого курума необходимо около 20–25 лет, т. к. первые обломки фронтальной части передвигаются по неровной поверхности с остановками, и возраст уже составит более 100 лет.



Фото 1. Курум в окрестностях села Казановка



Фото 2. Курум в окрестностях села Н. Куряты

В это же время были проведены измерения в селе Н-Куряты. Средняя длина курума составляет 60 м, при ширине до 40 м, площадь составляет 2100 м². Для измерения перемещения использовался иной метод. По берегам курума были установлены по 2 неподвижные вешки, и между ними натягивался шнур с отвесами через один метр, которые, пересекая курум, создают прямую линию. Ширина курума по линии равна 17 м. Глыбы по ровной линии маркировались с помощью водостойкой краски. Угол наклона поверхности курума составляет 43°. Склон юго-западной экспозиции. Размер обломков варьирует от 0,5–1 до 2–3 м. Единичные обломки достигают 5–6 м в поперечнике. Спустя год были проведены измерения, показавшие, что средняя скорость перемещения обломочного материала составила 7,5 см в год, т.е. почти в 3 раза меньше предполагаемой скорости, так как изначально считалось, что при данном уклоне поверхности средняя скорость должна составлять не менее 15–20–см в год [1]. Вероятно, на это большое влияние оказали характер подстилающей поверхности и размерность и окатанность самих обломков. Но, как и предполагалось, поперечная линия имеет дугообразный вид (рис. 3), т.к. центральная часть перемещается быстрее, чем краевая, но из-за разности скоростей отдельных обломков, линия выглядит изломанной. У берегов курума перемещение составило от 1,5 до 6 см, в то время в центральной части 16 – 17 см. Исходя из этого, учитывая скорость и длину курума, можно предположить, что его возраст составляет около 700 лет.

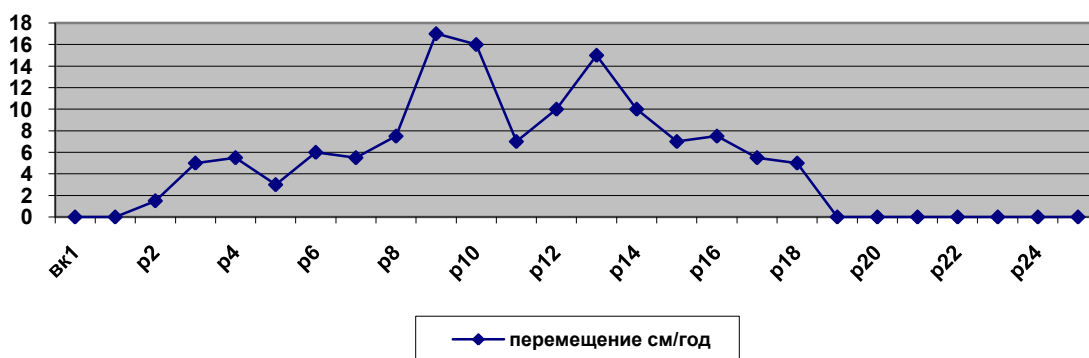


Рис. 3. Перемещение обломочного материала за 1 год в теле курума в окрестностях села Нижние Куряты

Суть данной работы заключается в том, что, изучая конкретные объекты, и на примере частных случаев, с помощью подобных методик, можно объяснять множество общих случаев и явлений, подобных процессу курумообразования, и в дальнейшем применять полученные знания для изучения других объектов (например, измерения перемещения каменных осыпей и других форм рельефа, связанных со склоновыми процессами). На территории Республики Хакасия подобные исследования проводятся впервые, и данная работа имеет и практическое применение для прогноза движения курумов и каменных осыпей вблизи транспортных коммуникаций: ЛЭП, автодорог, жд-путей, трубопроводов, гидротехнических и горнорудных сооружений и пр.

Литература

1. Павлинов, В.Н. Основы геологии: учебник для вузов / В.Н. Павлинов, Д.С. Кизевальтер, Н.Г. Лиин. – М.: Недра, 1991. – 270 с.: ил. – ISBN 5-247-00951-7.

КОНОДОНТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЕВОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Д.С. Шаровка¹, Н.Г. Изох²

Научный руководитель старший научный сотрудник Н.Г. Изох²

¹Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия

²Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В 1984 г. для юго-восточной части Западно-Сибирской мегаструктуры разработана первая региональная стратиграфическая схема, основанная на комплексном анализе вещественного состава образований, вскрываемых скважинами, и различных групп ископаемых организмов. Были изучены наиболее представительные разрезы, сконцентрированные в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины в пределах Новосибирской, Омской и Томской областей. При этом были впервые открыты образования, принадлежащие не только различным системам и ярусам планетарной шкалы стратиграфии, но и слои с фауной.

В последующие годы после более детального изучения вещественного и палеонтологического содержания палеозойских образований была усовершенствована стратиграфическая схема палеозоя Западно-Сибирской равнины, утверждена решением МСК в 1999 г. и принята в качестве рабочей [1]. Региональные стратиграфические подразделения установлены в ранге слоев с фауной по разным группам, в том числе и конодонтам. Наиболее богатые комплексы конодонтов выявлены в девоне в Нюрольском структурно-фациальном районе. Изучением конодонтов занимались Родыгин С.А., Аксенова Л.М., Асташкина В.Ф., Изох Н.Г.

Разработка, уточнение и усовершенствование стратиграфической основы докембрия и палеозоя Западно-Сибирской равнины тесно связаны с планетарной стратиграфической шкалой. Для этой цели последняя использована в ее традиционном понимании с некоторыми уточнениями, внесенными в нее на международном геологическом конгрессе. Девонская система избежала замены существующих традиционных ярусов иными.

В региональной стратиграфической схеме Западно-Сибирской мегаструктуры отражены стандартные для девонской системы конодонтовые зоны. В пределах Западно-Сибирской мегаструктуры установлены слои с конодонтами, примерно соответствующие стандартным конодонтовым зонам (табл.).

В лохковском ярусе установлены слои с конодонтами (*Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegl.), *Ozarkodina remscheidensis repetitor* (Carls et Gandl.)), соответствующие стандартным конодонтовым зонам в объеме *hesperius-pesavis*.

Пражский ярус в объеме трех конодонтовых зон *sulcatus*, *kindlei* и *pirenae* в пределах Западно-Сибирской мегаструктуры содержит комплекс ископаемых организмов, который позволяет установить пражский возраст, но слабо охарактеризован конодонтовыми комплексами.

В эмском ярусе установлен богатый комплекс конодонтов, который позволил установить зоны *kitabicus* – *serotinus*. Следующий стратиграфический уровень – стандартная зона *patulus*, соответствующая верхней части эмского яруса и характеризующая в верхней части рубеж между ранним и средним девонем конодонтовыми комплексами не охарактеризован.

В эйфельском ярусе выделен только один интервал по конодонтам – слои с *Tortodus kockelianus australis*, который соответствует стандартной зоне *australis*. Зоны *partitus*, *costatus* и *kockelianus* не охарактеризованы конодонтовыми комплексами на данной территории.

Живетский ярус содержит мелководный комплекс конодонтов, характеризующий его в полном объеме.

Наиболее полно конодонтовыми комплексами представлены франский и фаменский ярусы, охарактеризованные глубоководными ассоциациями конодонтов. Франский ярус содержит следующие слои с конодонтами: *Palmatolepis hassi*, *Palmatolepis gigas* и *Palmatolepis subrecta*.

Конодонтовые комплексы и слои с конодонтами, соответствующие стандартным зонам *Pa. triangularis* – *serpida* – *rhomboidea* – *marginifera* – *trachytera* – *postera* – *expansa* – *praesulcata*, указывают на принадлежность фаменскому ярусу.

В ордовике и нижнем карбоне установлены единичные интервалы с конодонтами. Отложения кембрийской, силурийской, и пермской систем по конодонтам подразделить на региональные подразделения ни в ранге горизонтов, ни в ранге слоев с фауной пока не представляется возможным из-за отсутствия материала.

Утвержденная МСК схема является рабочей, дальнейшее ее усовершенствование в первую очередь требует обоснование региональных подразделений в ранге горизонтов. Осмысление имеющегося материала и полученного нового, выявление и изучение новых конодонтовых комплексов позволит произвести дальнейшее усовершенствование региональной стратиграфической схемы.

Таблица

Слои с конодонтами и характерные комплексы юго-восточной части Западно-Сибирской мезоструктуры

Система	Общая стратиграфическая шкала		Стандартная зональная шкала	Региональные стратиграфические подразделения		Геологическая шкала (2006 г.) (млн лет)
	Отдел	Ярус	Конодонты	Слои с фауной и характерные комплексы		
				Слои	Характерный комплекс	
Девонская	Верхний	Фаменский	<i>praesulcata</i> <i>expansa</i> <i>postera</i> <i>trachytera</i> <i>marginifera</i> <i>rhomboidea</i> <i>crepida</i> <i>triangularis</i>	<i>Palmatolepis postera</i> <i>Palmatolepis rhomboidea</i> <i>Palmatolepis regularis</i>	<i>Palmatolepis postera</i> Ziegler, <i>Pa. gracilis gracilis</i> Br. et Mehl, <i>Pa. glabra prima</i> Ziegler et Huddle, <i>Pa. delicatula delicatula</i> Br. et Mehl, <i>Pa. minuta elegantula</i> Wang et Ziegler, <i>Pa. regularis</i> (Cooper), <i>Pa. rhomboidea</i> Sannemann, <i>Polygnathus znepolensis</i> Spassov, <i>N. communis communis</i> (Br. et Mehl), <i>Nothognathella aff. iowaensis</i> Joungquist, <i>Ancyrodella ioides</i> Ziegler, <i>Spathognathodus inornatus</i> (Br. et Mehl)	359,2
			<i>linguiformis</i> <i>rhenana</i> <i>janicae</i> <i>hassi</i> <i>punctata</i> <i>transiyans</i> <i>falsiovalis</i> <i>disparilis</i> <i>hermanni/cristatus</i> <i>varcus</i> <i>hemiansatus</i>	<i>Palmatolepis subrecta</i> <i>Palmatolepis gigas</i> <i>Palmatolepis hassi</i>	<i>Palmatolepis gigas</i> Mill et Joung, <i>Pa. foliacea</i> Joung, <i>Pa. normalis</i> Miller et Joung, <i>Pa. hassi</i> Mull. et Mull., <i>Pa. cf. delicatula</i> Br. et Mehl, <i>Pa. subrecta</i> Mill et Joung, <i>Pa. provera</i> Ziegler, <i>Pa. linguiformis</i> Miller, <i>Polygnathus timanicus</i> Ovnat., <i>Klapperina ovalis</i> (Zieg. et Klapper), <i>P. dubius</i> Hinde, <i>P. latifossatus</i> Wirth, <i>P. normalis</i> Miller et Joung, <i>Ancyrodella rotundiloba binodosa</i> Uyeno, <i>Ancyrogathus triangularis</i> Joung	
	Средний	Живетский	<i>disparilis</i> <i>hermanni/cristatus</i> <i>varcus</i> <i>hemiansatus</i>	<i>Klapperina disparilis</i> <i>Polygnathus xylus xylus</i> <i>Icriodus obliquimarginatus</i>	<i>Icriodus expansus</i> Br. et Mehl, <i>Icriodus obliquimarginatus</i> Bischoff et Ziegler, <i>Polygnathus xylus xylus</i> Stauff., <i>P. xylus</i> Stauff., <i>P. foliatus</i> Bryant, <i>Ozarkodina brevis</i> (Bisch. et Ziegl.), <i>Klapperina disparilis</i> (Ziegl., Klapp., Joung.)	385
			<i>kockelianus</i> <i>australis</i> <i>costatus</i> <i>partitus</i>	<i>Tortodus kockelianus australis</i>	<i>Polygnathus xylus ensensis</i> Ziegl., Klapp., John., <i>P. angusticostatus</i> Wittek., <i>P. linguiformis cooperi</i> Hinde, <i>Oz. raachi</i> Klapp. et Bar., <i>Tortodus kockelianus australis</i> (Jacb.), <i>Pandorinellina viki</i> Aksen.	
	Нижний	Эйфельский	<i>patulus</i> <i>serotinus</i> <i>inversus</i> <i>nothoperbonus</i>	<i>Polygnathus serotinus</i> <i>Polygnathus inversus</i> <i>Polygnathus nothoperbonus</i>	<i>Polygnathus serotinus</i> Telford, <i>P. foliformis</i> Snigireva, <i>P. inversus</i> Klapp. et John., <i>P. aff. bultyncki</i> Weddige, <i>P. linguiformis</i> Hinde, <i>P. nothoperbonus</i> Mawson, <i>Belodella resima</i> Philip, <i>B. devonica</i> (Stauffer) <i>Polygnathus exc. gronbergi</i> (Klapp. et John.), <i>P. perbonus</i> Philip, "Ozarkodina" <i>vasjuganica</i> Aksen., <i>Belodella triangularis</i> (Stauffer) <i>Polygnathus dehiscens</i> Philip, Jack., <i>Belodella devonica</i> (Stauffer), <i>B. asiatica</i> (Mosk.), <i>Pandorinellina exigua exigua</i> (Philip), <i>Ozarkodina buchanensis</i> (Philip)	397,5
			<i>excavatus</i> <i>kitabicus</i> <i>rieneae</i> <i>kindlei</i> <i>sulcatus</i>	<i>Pandorinellina ex. gronbergi</i> <i>Pandorinellina exiqua exiqua</i>	<i>Pandorinellina exigua philipi</i> (Klapper)	
<i>pesavis</i> <i>delta</i> <i>eurekaensis</i> <i>hesperius</i>			<i>Ozarkodina remscheidensis repetitor</i> <i>Ozarkodina remscheidensis remscheidensis</i>	<i>Ozarkodina remscheidensis repetitor</i> (Carls et Gandl) <i>Ozarkodina remscheidensis remscheidensis</i> (Ziegler)		
						416

Литература

1. Решения совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / Под ред. В.И. Краснова. - Новосибирск, 1999. – 80 с., прил. на 12 листах.

**ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ
НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПЕТРОМАГНИТНЫХ И
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
(НА ПРИМЕРЕ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА «КАМЕНУШКА»)**

О.И. Шелухина, А.И. Жданова

Научный руководитель доцент И.Д. Зольников

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Одной из важнейших задач при изучении полигенетических четвертичных образований является фациально-генетическое расчленение разрезов. Традиционные методы геологического описания, как правило, зависят от субъективных представлений авторов и не могут дать точных количественных оценок. Поэтому необходимы комплексные исследования, нацеленные на реконструкцию параметров среды осадконакопления и постгенетического преобразования, с привлечением методов количественного анализа, в частности, гранулометрического и петромагнитного [3]. Данная работа сделана с привлечением следующего комплекса методов: детальное геологическое описание отложений, гранулометрический и петромагнитный анализы. Разрез Каменушка расположен в 15 км к востоку от Академгородка города Новосибирска. Разрез является новообразованным техногенным обнажением в придорожной выемке, пересекающей увал, сложный субэриальным комплексом четвертичных отложений. Примечательным является местонахождение разреза на водораздельном участке между притоками рек Коён и Иня. Разрез не был изучен ранее, но может претендовать на роль опорного для четвертичных отложений Новосибирского Приобья. Особенности природной среды, геологической истории, морфологии, генезиса и возраста рельефа, а также слагающих его отложений позволили выделить в пределах Новосибирской области несколько районов, различающихся по типу геолого-геоморфологической основы ландшафтов [1]. Разрез Каменушка относится к возвышенной денудационной глубоко расчлененной неогеновой поверхности, залегающей на скальных породах и коре выветривания с неравномерным по мощности покровом четвертичных отложений различного генезиса и возраста. Комплекс древних пород и коры выветривания почти повсеместно прикрыт чехлом рыхлых отложений, среди которых преобладают эоловые древние суглинки и супеси. Вблизи долин они обычно переходят в слоистые пролювиально-делювиальные пески. Комплекс рыхлых отложений формировался на протяжении всего неоплейстоцена. Об этом свидетельствуют разновозрастные ископаемые почвы, расчленяющие общий покров на циклиты средне- и позднечетвертичного возраста.

В полевых условиях было проведено детальное макровизуальное геологическое описание четырех различных обнажений разреза с использованием шкалы для определения цветов Munsell Soil Color Charts, а также полевым прибором КТ-5. Геологическая документация ключевого обнажения велась на основе детальных измерений мощностей и линейных размеров геологических тел рулеткой и мерными шнурами. Параллельно с геологическим описанием велся отбор образцов. Рыхлые разновидности отбирались в пластиковые коробки стандартного размера (2×2×2 см). В лабораторных условиях были проведены гранулометрические и петромагнитные анализы. При гранулометрических анализах применялся анализатор Microtrac X100. Для диспергирования образцов использовалась ультразвуковая обработка. Измерения каждого образца проводились до и после обработки, что дало возможность оценить степень агрегированности частиц (d). Степень агрегированности частиц – разница между содержаниями фракций до и после звуковой обработки. Все последующие гранулометрические анализы проводятся после звуковой обработки. Результаты гранулометрического анализа представляются в объемных процентах по каждому образцу. Применение гранулометрического метода анализа отложений позволяют оценить такие параметры как средний диаметр (Dav), стандартное отклонение (S), степень агрегированности (d), а также объемных количественных отношений каждой фракции друг относительно друга, которые также являются критериями корреляции различных генетических типов четвертичных отложений.

Распределение размеров зерен осадочных образований является важным признаком, позволяющим делать выводы о процессах переноса, сортировки и отложения и постседиментационного преобразования. Гранулометрический анализ отложений проводился с целью генетической классификации различных литотипов по гранулометрическим параметрам. При фациально-генетическом анализе необходимо учитывать процессы механического, химического и биологического разрушения и преобразования материнских пород, процессы денудации и ближнего переотложения вниз по склону, процессы дальнего переноса (ветром), процессы аккумуляции, процессы постседиментационного преобразования отложений на месте. Все они, естественно, сказываются на гранулометрическом составе отложений, а также накладывают определенный отпечаток на внешний облик породы [2]. Результаты гранулометрического анализа были получены в виде содержания 50 подфракций в объемных процентах по каждому образцу. Были посчитаны коэффициенты корреляции между ними. В зависимости от величины коэффициентов корреляции подфракций наиболее тесно связанные между собой были объединены во фракции. Данные классы крупности обломков и частиц в работе имеют названия согласно классификации Раукаса А.В. [5]:

- ≥ 0,5 мм – крупные песчаные зерна;
- 0,5-0,250 мм – средние песчаные зерна;
- 0,250-0,125 мм – мелкие песчаные зерна;
- 0,1-0,05 мм – крупные алевритовые частицы;
- 0,05-0,01 мм – мелкие алевритовые частицы;
- 0,01-0,001 мм – крупные пелитовые (глинистые) частицы;

$\leq 0,001$ мм – мелкие пелитовые (глинистые) частицы.

Некоторые границы фракций в разных разрезах могут быть несколько смещены из-за различного наличия и поведения тех или иных корреляционных связей.

Для определения петромагнитных свойств отложений использовались: измеритель магнитной восприимчивости Bartington с двухчастотным датчиком MS2B для исследования объемной магнитной восприимчивости (K) и фактор частотной зависимости магнитной восприимчивости (FD). Измерения проводились на двух различных частотах 0,46 КГц и 4,6 КГц. Естественная остаточная намагничённость (NRM), безгистерезисная остаточная намагничённость (ARM), остаточная намагничённость насыщения (SIRM), изотермическая остаточная намагничённость (IRM) были измерены с помощью рок-генератора ИОН-1. Рассчитаны фактор Кенигсбергера (Q) и параметры относительной оценки магнитного зерна (K/ARM, K/SIRM, SIRM/ARM). Каждый из петромагнитных параметров по-разному отражает колебания в концентрации, составе, размере магнитных частиц, что в свою очередь определяется условиями осадконакопления и постседиментационными преобразованиями. Различия в генезисе также находят свое отражение в величинах и поведении магнитных параметров [3].

Верхняя часть разреза (0–9,8 м) сложена лессово-почвенным комплексом. Он представлен суглинком цветами от светло-серого, желтовато-коричневого до темно-коричневого, буроватого. В этих отложениях магнитные параметры, определяющиеся главным образом концентрацией магнитных минералов (K, IRM, SIRM, ARM), изменяются синхронно. На глубине 7–9,5 м встречены 3 комплекса палеопочв, каждый из которых соллофлюкционно преобразован. Величина K колеблется в пределах значения $K_{cp} = 9,94 \cdot 10^{-8}$ м³·кг. Ниже залегает пачка параллельно переслаивающихся светло-серого песка, серой супеси и буроватого суглинка. Данная толща разделяется на две. Верхняя – представлена светло-серым субгоризонтально параллельно-слоистым песком с прослоями серой супеси через 5–15 см. Внутри светло-серого песка: слоистость тонкая до 1 мм, прослой до 15 см крупнозернистого песка на уровне 11,3–11,2 м. Наблюдаются внутрiformационные перерывы и срезания слоев. Видимая мощность верхней – 2,2 м. Величина значения $K_{cp} = 13,75 \cdot 10^{-8}$ м³·кг. Нижняя толща представлена субгоризонтальным субпараллельным переслаиванием светло-серых песков и буроватых суглинков. В этих отложениях отмечаются серии криогенных клиньев и солифлюкционно преобразованные прослои. Подошва толщи не вскрыта. Видимая мощность нижней – 1,5 м. Величина значения $K_{cp} = 8,14 \cdot 10^{-8}$ м³·кг. Генезис – делювиаль. Таким образом, в описанной толще представлены два литофациальных типа субэаральных отложений, слагающих водораздел Обского правобережья. Комплексное изучение разреза субэаральных четвертичных отложений Каменушка позволило провести фациально-генетическое расчленение разреза.

Исследования показали, что наиболее четко лессы от палеопочв отличаются по параметру S, характеризующему соотношение магнитожестких и магнитомягких минералов, служащий индикатором изменения в составе магнитной фракции. Делювиальные отложения характеризуются еще более высоким размером магнитных частиц, чем лессы, что наиболее демонстративно отражено в зависимости K от SIRM, а также наибольшей неоднородностью по составу и концентрации магнитных минералов. Магнитные свойства, однако, необходимо рассматривать в соответствии с составом магнитной фракции. Соотношение магнитожестких (гематит) и магнитомягких (магнетит) минералов, кроме параметра S, можно выявить по результатам размагничивания образцов переменным полем. Эоловые навейные отложения (лессы) имеют промежуточные между делювиальными и палеопочвенными значения магнитных характеристик. Вероятно, это объясняется тем фактом, что лессы являются субстратом материнской породой, на который налегают делювиальные толщи и на котором развиваются почвенные горизонты. На формирование магнитных свойств делювиальных отложений и палеопочв обязательно оказывают влияние магнитные свойства субстрата, а также глубина и степень воздействия различных постседиментационных процессов и наложение их друг на друга. Зависимости различных магнитных параметров от содержания фракций определенного размера наблюдаются по всему разрезу, но величина коэффициентов корреляции в разных его частях меняется. Для магнитной восприимчивости в лессово-почвенном комплексе наблюдается максимальная корреляция с содержанием крупноалевритовой фракции, а в делювиальной толще – с крупноалевролитовой и песчаной фракциями. Сходные закономерности наблюдаются и для других петромагнитных параметров, что указывает на своеобразие ансамблей магнитных зерен, определяющих магнитные свойства каждого литогенетического типа отложений [4].

На основе комплексного анализа выполнено стратогенетическое расчленение разреза.

Исследование на основе петромагнитного и гранулометрического методов в тесной взаимосвязи друг с другом позволило выявить закономерности строения толщи в связи с обстановками их формирования и последующего преобразования отложений.

Литература

1. Волков И.А., Казьмин С.П. Основные черты геолого-геоморфологической основы ландшафтов Новосибирской области // Геология и геофизика, 1996. – Т.37. – № 2. – С. 75 – 85.
2. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология: пер. с польского. – М.: Недра, 1980. – 640 с.
3. Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Гуськов С.А. Опыт фациально-генетического расчленения субэаральных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами (на примере опорного разреза Огурцово) // Геология и геофизика. – М., 2007. – Т.48, – №4. – С. 446 – 459.
4. Жданова А.И., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Зольников И.Д. Опыт реконструирования обстановок субэарального осадконакопления в Новосибирском Приобье с использованием петромагнитных данных (палеоклиматический аспект) // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция,

типизация, диагностика, моделирование): Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания, – М.: ГЕОС, 2006. – Т.1. – С. 77 – 80.

5. Раукас А.В. Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу. – Таллин: Изд. Академия наук Эстонской ССР, 1981. – 24 с.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРИИРЕНДЫКСКОМ И КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОМ МОРСКИХ БАССЕЙНАХ В РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ

А.Е. Ялов

Научный руководитель доцент И.В. Рычкова

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Целью данной работы является выяснение условий и особенностей осадконакопления, а также изучение и сравнение фауны раннего карбона Приирендыкской и Колывань-Томской структурно-фациальных зон. Приирендыкская структурно-фациальная зона (ПСФЗ) входит в состав Уральской складчатой области [4], а Колывань-Томская (КТСФЗ) – в состав Алтае-Саянской складчатой области Урало-Монгольского геосинклинального пояса. Для сравнения этих двух фациальных зон были использованы коллекции М.Э. Янишевского, хранящиеся в фондах палеонтологического музея кафедры общей геологии ТПУ и собственные сборы. Коллекции органических остатков постоянно пополняются новыми находками преподавателей и студентов ТПУ и в наши дни. Кроме проф. М.Э. Янишевского изучением фауны раннего карбона Урала в разное время занимались А.А. Штукенберг, Л.С. Либрович, Ф.Н. Шахов и др. [2], а фауне Колывань-Томской структурно-фациальной зоны посвящали свои работы К.В. Иванов, А.В. Тыхнов и др. [1].

Отложения Приирендыкской структурно-фациальной зоны обнажаются к северу от пос. Хабарового (западная часть Южного Урала, северо-восток Оренбургской области) и около г. Ишимбая (респ. Башкортостан). Первое описание коренных выходов нижнего карбона Южного Урала было дано М.Э. Янишевским [8] в монографии, посвященной обработке палеонтологической коллекции, собранной в 1904 и 1907 гг., впоследствии занимались Е.В. Воинова, Г.И. Теодорович и др. Отложения представляют собой известково-кремнисто-глинистую толщу. Характерной особенностью этих отложений является преобладание карбонатных фаций, в которых заключена разнообразная фауна. Здесь М.Э. Янишевским были встречены многочисленные представители родов брахиопод (18 родов): *Camarophoria*, *Chonetes*, *Dielasma*, *Martinia*, *Spirifer*, *Schizophoria*, *Productus* и др., среди которых наиболее распространенным является *Dictyoclostus (Productus) semireticulatus* Mart., 17 родов двустворчатых моллюсков: *Aviculopecten* (9 видов), *Streblopteria* (3 вида) и др., а также гастропод (13 родов), единично встречаются кишечнополостные, трилобиты, мшанки, криноидеи и остракоды. В палеобиоценозе южноуральского моря участвуют пелециподы *Amusium concentricum*, которые являются стеногалинными формами [3], также встречаются представители аммонитов и ортоцератоидей. Среди брахиопод М.Э. Янишевским были выделены многочисленные голотипы (табл.). Позднее Д.М. Раузер-Черноусовой в отложениях пос. Хабарового была найдена микрофауна фораминифер.

Формирование отложений ПСФЗ происходило в условиях нормально-морского бассейна, о чем свидетельствует наличие ископаемых кораллов, требовательных к условиям обитания (нормальная соленость бассейна, малые глубины, теплая, чистая и прозрачная вода [5]), присутствие брахиопод, которые обитали в сублиторальной зоне (не больше 200 м) и т.д. Среди вмещающих пород преобладают известняки с незначительным объемом терригенных пород.

Отложения КТСФЗ обнажаются на правом берегу р.Томи, и в долинах ее правых притоков. Породы нижнего карбона сложены преимущественно глинистыми сланцами от темно-серого до сизого цветов, с хорошо выраженной сланцеватой текстурой, в виде редких прослоев встречаются алевролиты и песчаники [6]. Характерной особенностью нижнекаменноугольных отложений является почти полное отсутствие в их составе пород известкового состава. В визейских породах нижнего карбона в обнажении «Лагерный Сад» в г. Томске М.Э. Янишевским было выделено два фаунистических горизонта: мшанковый и брахиоподовый, где несмотря на скудность фауны были найдены многочисленные представители мшанок (2 рода: *Fenestella*, *Polypora*), брахиопод (8 родов: *Dictyoclostus (Productus)*, *Schuchertella*, *Spiriferina*, *Spirifer* и др.), а также 9 родов пелеципод, занимающих подчиненное положение (*Aviculopecten* и др.), единичны находки остракод, гастропод, цефалопод, кораллов и морских лилий. М.Э. Янишевским были выделены следующие голотипы: брахиоподы: *Spirifer sibiricus*, *Schuchertella tomskiensis*, пелециподы: *Parallelodon sibiricus*, *Aviculopecten tenuiconcentricus*, а также мшанки: *Polypora sibirica*.

В породах серпуховско-башкирского возраста КТСФЗ отмечается увеличение крупнообломочного материала. Отложения представлены в большей мере песчаниками с прослоями алевролитов и углисто-глинистых сланцев. В сланцах обнаружены как отпечатки морской фауны, так и наземная флора (*Asteroclamites scrobiculatus* Schlotheim), что указывает на нестабильность условий осадконакопления от мелководно-морских к лагунно-континентальным. Среди фауны широко распространены следующие формы: *Schuchertella tomskiensis* Jan., *Dictyoclostus semireticulatus* Mart., а также различные виды мшанок и пелеципод.

Формирование отложений КТСФЗ происходило в условиях нормально-морского мелководного бассейна, но с большим привнесом крупно-терригенного материала (прослои песчаников).

Таким образом, сравнивая палеонтологическую характеристику раннего карбона двух структурно-фациальных зон (Приирендыкской и Колывань-Томской), можно отметить наличие общих форм морских беспозвоночных (табл.): пелеципод *Aviculopecten plicatus* Sow., *Nucula gibosa* Flem., брахиопод: *Dictyoclostus semireticulatus* Mart., *Productus granulatus* Phil., *Productus conncinus* Sow., целентерат: *Genizella* (?) sp., трилобитов: *Phillipsia* sp., мшанок: *Fenestella*, цефалопод: *Orthoceratoidea*, что говорит о сообщении между

морскими палеобассейнами. Среди гастропод общих родов не встречено. Наибольшее родовое и видовое разнообразие организмов в ПСФЗ, вероятно, указывает на более благоприятные условия жизнедеятельности обитателей южноуральского моря.

Литологические особенности пород, сравниваемых структурно-фациальных зон, дают основание полагать, что осадконакопление в КТСФЗ в раннем карбоне происходило при большом участии обломочного материала, сносимого с окружающих морской бассейн поднятий – Кузнецкого Алатау и Салаира. В конце раннего – начале среднего карбона активизация тектонических движений в Алтае-Саянской складчатой области привела к смене морского осадконакопления на лагунно-континентальное в Колывань-Томском бассейне седиментации. В ПСФЗ поднятия начались только в конце среднего карбона, поскольку в раннем и среднем карбоне в составе отложений преобладают карбонатные фации.

Таблица

Список некоторых нижнекаменноугольных ископаемых Приурендыкской и Колывань-Томской структурно-фациальных зон

Определение	пос. Хабарное	г. Томск	Определение	пос. Хабаровое	г. Томск
Брахиоподы:			Пелециподы:		
Camarophoria glabra sp. n.	+		Aviculopecten plicatus Sow.	+	+
Dictyoclostus semireticulatus Mart.	+	+	Av. tenuiconcentricus sp. n.		+
Goniophoria monstrosa sp. n.	+		Av. spinocostatus sp. n.	+	
Gon. carinata sp. n.	+		Av. tomskiensis Mur.		+
Gon. plana sp. n.	+		Nucula gibosa Flem.	+	+
Martinia davidsoni sp. n.	+		Parallelodon sibiricus sp. n.		+
Proboscidella guberlinskiana sp. n.	+		Strebloteria cellensis Kon.	+	
Productus chabarnensis sp. n.	+		Str. pullus Kon.	+	
Prod. concinnus Sow.	+	+	Str. sp.		+
Prod. fasciatiformis sp. n.	+		Цефалоподы:		
Prod. granulatus Phil.	+	+	Orthoceras laterale Phil.	+	
Prod. laticostatus sp. n.	+		Othoceras rariseptatus sp. n.	+	
Prod. marginiferus sp. n.	+		Orthoceras cf. sollasi Foord.	+	
Prod. punctatus Mart.		+	Orthoceras sp.	+	
Prod. semiglobosus sp. n.	+		Ortoceratoidea		+
Schuchertella sp.		+	Мшанки:		
Sch. tomskiensis sp. n.		+	Fenestella plebeja M'Coy		+
Spirifer bilobatus sp. n.	+		Fenestella sp.	+	
Sp. duplicicosta Phil.	+		Fenestella veneris Fisch.	+	
Sp. elongatus sp. n.	+		Polypora (?) sp.		+
Sp. sibiricus sp. n.		+	Polypora cf. kutorgae Stuck.	+	
Spiriferina imbricata sp. n.	+		Polypora porosa Eichw.		+
Spir. octoplicata	+		Polypora sibirica sp. n.		+
Sow., var. concentrica n. var.			Целентераты:		
Трилобиты:			Genizella (?) sp.	+	+
Phillipsia sp.	+	+	Monticulipora stuckenbergi sp. n.	+	
Гастроподы:					
Polytremaria koninckiana sp. n.	+				
Tropidocyclus Duchastelii Lev.		+			

Литература

1. Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области / Под ред. Л.Л. Халфина. – Новосибирск: СНИИГТИМС, 1962. – Т.3. – С. 15-19.
2. Геология СССР / Гл. ред. А.В. Сидоренко. – Москва, 1964. – Т. XIII. – С. 260-263.
3. Основы палеонтологии / Гл. ред. Ю.А. Орлов. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1960. – 60 с.
4. Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология: Учебное пособие. – Томск, 2000. – 167 с.
5. Парфенова М.Д. Историческая геология с основами палеонтологии. – Томск, 1999. – 85 с.

-
6. Рычкова И.В. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя – нижнего кайнозоя Колывань-Томской складчатой зоны и юго-востока Западно-Сибирской плиты: Учебное пособие. – Томск, 2007. - С. 17-22.
 7. Янишевский М.Э. Глинистые сланцы, выступающие около г. Томска // Труды геологического комитета. Новая серия. – Томск, 1915. – Вып.107. – 96 с.
 8. Янишевский М.Э. Нижнекаменноугольный известняк около поселка Хабарного Орского уезда Оренбургской губернии. – Томск: Типо-литография Сибирского Т-ва печатного дела, 1910. – 305 с.