

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ И БИОИНДИКАТОРНАЯ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПАЛЕЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Н.В. Сенников, О.Т. Обут, Е.В. Буколова, Т.Ю. Толмачева*

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптога, 3, Россия*

** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199026, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

Оценка глубин палеобассейнов относится к одной из наиболее трудных задач в области изучения эволюции осадкообразования. Значительные вариации глубин океанических и шельфовых палеобассейнов обусловлены не только их генезисом, но и историей развития составляющих такие бассейны отдельных крупных элементов за счет дифференциации расчлененного дна. С этих позиций изучены эффузивно-осадочные и осадочные образования раннего палеозоя Горного Алтая. Эти объекты формировались на палеоокеанических поднятиях раннекембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги и в позднекембрийско-раннеордовикском Алтайском сегменте Палеоазиатского океана, а также во внешней зоне Алтайского позднеордовикского шельфового бассейна. По геологическим, геохимическим и литолого-фациальным данным получены экспертные оценки абсолютных глубин отдельных фрагментов палеобассейнов с кремневым осадконакоплением, откалиброванные на заключительном этапе биоиндикаторными методами. Для верхних частей палеоокеанических поднятий Кузнецко-Алтайской раннекембрийской островной дуги предполагаются глубины 300—400 м, для верхних частей палеоокеанических поднятий Алтайского позднекембрийско-раннеордовикского сегмента Палеоазиатского океана — глубины от 500 до 1200 м, а для внешнего края внешней зоны позднеордовикского Алтайского шельфового бассейна — глубины от 150 до 500 м.

Кембрий, ордовик, Палеоазиатский океан, глубины палеобассейнов, литофациальный анализ, биоиндикаторы, Горный Алтай.

THE DEPTH OF THE EARLY PALEOZOIC SEDIMENTARY BASINS OF THE PALEOASIAN OCEAN: LITHOFACIES AND BIOINDICATOR ESTIMATES

N.V. Sennikov, O.T. Obut, E.V. Bukolova, and T.Yu. Tolmacheva

Estimating the paleobasin depth is one of the most difficult problems in studying the evolution of sedimentation. Considerable depth variations in ocean and shelf paleobasins are due not only to their origin but also to the evolution of their large constituents owing to the differentiation of the dissected bottom. The Early Paleozoic volcano sedimentary and sedimentary rocks of Gorny Altai have been studied from this standpoint. They formed in the paleoceanic mounts of the Early Cambrian Kuznetsk–Altai island arc, in the Late Cambrian–Early Ordovician Altai segment of the Paleasian Ocean, and in the outer zone of the Late Ordovician Altai shelf basin. Geological, geochemical, and lithofacies data permitted expert estimates of the absolute vertical depths of individual paleobasin fragments with siliceous sedimentation, calibrated at the final stage by bioindicator methods. The upper parts of the paleoceanic mounts in the Early Cambrian Kuznetsk–Altai island arc are presumed to occur at depths of 300–400 m; those of the paleoceanic mounts in the Late Cambrian–Early Ordovician Altai segment of the Paleasian ocean, at depths of 500–1200 m; and the outer edge of the outer zone of the Late Ordovician Altai shelf basin, at depths of 150–500 m.

Cambrian, Ordovician, paleobasin depths, lithofacies analysis, bioindicators, Paleasian Ocean, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

В мировой практике последних лет наблюдается заметный, однако еще незначительный, рост числа публикаций, посвященных комплексному седиментолого-палеонтолого-стратиграфическому (биофациальному) анализу истории развития палеозойских бассейнов и их биот [The Global..., 2007; и др.]. Наряду с широко известными сведениями по мелководным бассейнам внутриконтинентального (платформенного) типа, к такому синтезу материалов стали привлекаться и данные из раннепалеозойских бассейнов складчатых зон со сложной геологической историей и широким набором обстановок седиментации от мелководных до глубоководных, в том числе океанических.

Большую роль в современном представлении о возможной глубине бассейнов осадконакопления и, соответственно, скоростей их погружения, о причинах их формирования и направленности изменений сыграли основополагающие работы академика А.Л. Яншина с коллегами [Яншин, Гарецкий, 1960; Гарецкий, Яншин, 1970, 1971; Яншин, 1988]. Выводы и методические рекомендации, сделанные в этих работах, до сих пор не потеряли высокой научной значимости. Они получили свое логическое развитие в свете палеогеографических и геодинамических интерпретаций происхождения и развития дифференцированного, разного по глубинам рельефа дна морских и океанических акваторий [Каныгин, 1973; Лисицын, 1974, 1978, 1988, 1991, 2001, 2009; Корень и др., 1993; Ильин, 2000; Кузнецов, 2003; Каныгин и др., 2004].

За последние 30 лет получены результаты, показывающие необходимость комплексирования геологических, геохимических данных, литологического и биофациального анализов стратифицированных образований крупных осадочных бассейнов при изучении их эволюционного развития. Именно академик А.Л. Яншин впервые сформулировал проблему эволюции осадочного процесса в бассейнах, при его непосредственном руководстве и участии такие работы были начаты в 60-е годы прошлого века в Сибирском отделении Академии наук в Новосибирске и продолжают развиваться в настоящее время.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Для определения относительной глубины палеобассейнов, наряду с литофациальным анализом, в последние годы для нижнего палеозоя начинают привлекаться данные по палеобиотам или так называемые «биоиндикаторы батиметрических обстановок» [Сенников и др., 2003; Sennikov et al., 2004; Sennikov, Obut, 2007; Obut, Sennikov, 2010]. В настоящей статье не затрагиваются сведения по обстановкам прибрежного экстремального мелководья (первые метры) и мелководного внутреннего шельфа (10—50 м) с массовым развитием в таких условиях бентосных групп фауны, которые для таких обстановок служат биоиндикаторами глубин. Для широкого спектра других обстановок, таких как средние глубины внутреннего шельфа (50—100 м), внешний шельф (100—200 м), внешняя часть внешнего шельфа (200—300 м), континентальный склон (200 — 1500—2000 м), ложе океана (более 2000 м), т.е. для глубин открытых акваторий палеобассейнов используются оценки, выполненные исключительно по палеобиотам пелагических организмов. В настоящей статье под термином «биоиндикаторная оценка» понимается реконструкция обстановок и глубин формирования различных палеобассейнов (главным образом с терригенно-кремневыми отложениями) с использованием данных по пелагическим организмам.

Понятие «пелагические» организмы используется в настоящей статье применительно к смешанной группе нектонных и планктонных форм. Стоит отметить, что этот термин применяют и к осадкам открытых акваторий, формирующихся на средних, повышенных и значительных глубинах. Такие отложения иногда именуют нектонно-планктоногенными [Кузнецов, 2001, 2003], т.е. образовавшимися в районах, где бентосная палеобиота практически отсутствовала, а остатки пелагических групп организмов имеют существенное значение в формировании самих осадков. Уже этим термином — «нектонно-планктоногенные» — подчеркивается большая роль в определении батиметрии бассейнов седиментации именно пелагических биоиндикаторов. Для кремневых и терригенно-кремневых отложений такими пелагическими биоиндикаторами являлись радиолярии, конодонты и, в меньшей степени, граптолиты и хитинозои, а также сопутствующие им бентосные кремнёвые губки.

Общеизвестно и широко принято, что кремневые осадки формируются на относительно больших глубинах. Согласно многим исследователям [Иванов, Пучков, 1984; Вишневская, 2001; Афанасьева и др., 2005б], глубоководность кремней подчеркивается следующими признаками: высокая чистота биогенных кремневых пород; малое количество терригенных компонентов; относительно высокое содержание гематита; присутствие марганцевых конкреций; крайне низкая энергетика гидродинамических условий; частое сонахождение с глубоководными базальтами; остатки фауны в палеозойских кремнях состоят из преимущественно пелагических организмов (радиолярии, конодонты, реже в кремнистых аргиллитах — граптолиты); кремни сопоставимы с современными глубоководными радиоляриевыми илами; полное отсутствие сопряженных карбонатов, связанное с близостью дна к глубинам компенсации кальцита (CCD — Calcium Carbonate Compensation Depth). В отношении последнего признака следует отметить, что В.Г. Кузнецов [2003] предполагал возможность относительно высокого (по сравнению с современным, равным 4—5 тыс. м) положения критической глубины карбонатакопления для палеозойских бассейнов.

Необходимо отметить, что массовые скопления остатков радиолярий также в подавляющем большинстве случаев приурочены к кремневым отложениям. Однако известны находки [Афанасьева и др., 2005б] многочисленных остатков радиолярий в верхнепалеозойских карбонатных отложениях обломочных шлейфов рифовых массивов и в пространственно совмещенных с ними тонкообломочных терригенных породах в Прикаспийском регионе и Предуральском краевом прогибе.

Кремневые породы с обильными радиоляриями (радиоляриты) интерпретируются как образования относительно глубоководных обстановок. Они отличаются от других кремневых пород — спонголиты

тов (со спикулами кремнёвых губок — до 50 %). Последние накапливались в более широкой гамме глубин — от океанических до мелководных. Крайне мелководные ассоциации кремнёвых губок, вероятнее всего, могли локализоваться вблизи мест обитания карбонатных губок, широко распространенных в мелководных условиях рифовых поднятий. Карбонатные губки относятся к организмам рифолюбам, поставщикам обломочного карбонатного материала и, в меньшей степени, каркасостроителям. Этот феномен перекрытия ареалов обитания кремнёвых и карбонатных губок зафиксирован в материалах из верхнего ордовика Горного Алтая, где в мелководных рифовых карбонатных отложениях тектенской свиты в разрезах Буровлянка и Генералка в западной части региона найдены спикулы кремнёвых губок. Часть таких известняков имеют водорослевую природу, а в целом они представлены биокластовыми флуотстоунами — серыми массивными микритовыми известняками с немногочисленными (10—20 %) крупными (> 2 мм) биокластами из остатков брахиопод и кораллов [Вараксина, Сенников, 2006].

Современная морская и океаническая вода недонасыщена кремнеземом более чем в 10 раз [Справочник..., 1983; Офицеров, 2002; Афанасьева и др., 2005б]. Осаждению кремнезема содействуют гидроокислы некоторых металлов, а образующиеся гидроокислы силикатов при диагенезе освобождают SiO_2 . Не исключено, что в раннепалеозойских морях и океанах содержание кремнезема в водах было достаточным для его химического осаждения, однако масштабы осаждения в значительной степени контролировались биогенными факторами. В любом случае для благоприятного развития скелетов радиолярий необходимо определенное количество SiO_2 , содержащегося в морской воде в форме ионов ортокремниевой кислоты H_4SiO_4 и поликремниевых кислот [Офицеров, 2002; Afanasieva et al., 2005; Афанасьева и др., 2005б].

Видовые и родовые комплексы современных радиолярий делятся на три категории: тепловодные, живущие в интервале глубин от 0 до 75—150 м выше термоклина; умеренно-холодноводные (переходные), обитающие ниже термоклина на глубинах от 75—100 до 300—500 м; холодноводные, развивающиеся на глубинах от 500 до 5 000 м [Петрушевская, 1986; Афанасьева, Амон, 2006]. Обитающие в толще воды ассоциации живых радиолярий достигают максимумов таксономического разнообразия и значительной плотности популяций на глубинах 50—200 м, что объясняется симбиотическими связями радиолярий с фотосинтезирующими одноклеточными водорослями (зооксантеллами), диатомеями, динофлагеллятами [Afanasieva et al., 2005; Афанасьева и др., 2005а,б; Афанасьева, Амон, 2006].

Продолжительность жизни особей-индивидов современных радиолярий от 16 до 42 дней [Афанасьева, Амон, 2006]. Скорость погружения отмерших современных радиолярий (малоразмерные объекты диаметром 100—1000 мкм) колеблется в зависимости от веса (и, соответственно, размера) скелета в пределах 30—400 м/сут [Лисицын, 2004]. После гибели радиолярии до момента попадания ее раковины на дно бассейна проходит достаточно много времени (от 5—10 дней до нескольких месяцев), в течение которого кремнёвый скелет из-за недонасыщенности морской воды кремнеземом интенсивно растворяется. При этом аморфный кремнезем, из которого на 98 % состоит скелет радиолярий [Афанасьева, Амон, 2006], растворяется значительно интенсивнее (до 100—200 мг/л) по сравнению с кристаллическим кремнеземом (до 6 мг/л) [Офицеров, 2002]. Максимальная скорость растворения отмерших и опускающихся на дно бассейна радиолярий установлена в верхних 200—400 м слоях морской воды, затем, до глубины 1000 м, скорость растворения достаточно резко снижается, а с глубин более 1000 м становится очень медленной [Kennet, 1982]. В современных акваториях Тихого океана степень сохранности кремнёвых панцирей диатомовых водорослей и силикофлагеллят в процессе их растворения при опускании на дно бассейна на глубинах 50—100 м резко снижается (до 10—50 % структуры скелетов от исходной прижизненной конструкции, а на глубинах 500—1000 м — до уровня 3—5 % от первичного состояния) [Лисицын, 2004]. Кроме того, попав в осадок, скелеты радиолярий частично растворяются и на начальных стадиях диагенеза [Afanasieva et al., 2005; Афанасьева и др., 2005б].

Исходя из вышеперечисленных данных, к определяющим (в оценке глубин палеобассейнов) биотическим параметрам авторы настоящей статьи относят: таксономическое разнообразие радиолярий (а на более поздних стратиграфических уровнях также разнообразие конодонт и граптолитов); сложность морфологических форм скелетов и аппаратов радиолярий и губок; плотность популяций (от отдельных форм до породообразующих радиоляритов и спонголитов); степень сохранности скелетов радиолярий при растворении недонасыщенной по кремнезему морской воде до момента захоронения оболочек на дне палеобассейна.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Авторы статьи имеют наблюдения по палеозойским стратифицированным образованиям в различных районах (структурно-фациальных зонах — СФЗ) в западной части Алтае-Саянской складчатой области, позволяющие оценить глубины бассейнов осадконакопления. Рассмотрим геологические, литоло-

Рис. 1. Опорные участки распространения нижнепалеозойских отложений Горного Алтая, содержащие кремневые биогенные образования.

I — участки выходов нижнекембрийских стратонтов (1 — Чепошский, 2 — Ак-Каинский), II — участки выходов верхнекембрийско-нижнеордовикских стратонтов (3 — Молчанинский, 4 — Чарышский, 5 — Лиственно-Талицкий, 6 — Марчетинский), III — участки выходов верхнеордовикских стратонтов (7 — Маралихо-Суеткинский, 8 — Баранинский, 9 — Тачалово-Воскресенский).

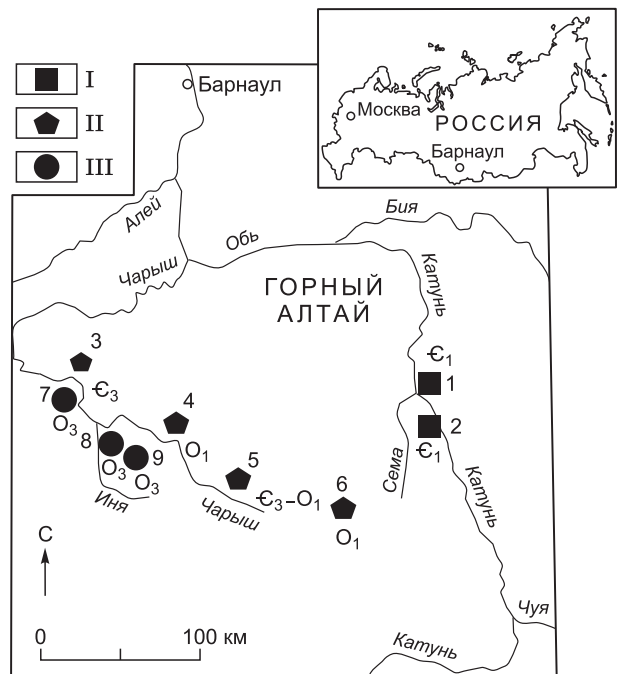
гические, стратиграфические и палеонтологические данные по трем палеозойским возрастным срезам: раннекембрийскому (ботом), позднекембрийско-раннеордовикскому и позднеордовикскому (хирнант) (рис. 1). Среди стратиграфических объектов осадочного и вулканогенно-осадочного состава при комплексной экспертной оценке глубины бассейна их формирования были выделены следующие. Первый — раннекембрийская шашкунарская свита кремнисто-карбонатно-терригенного состава в Катунской СФЗ Горного Алтая, формировавшаяся в условиях палеоокеанических поднятий в Палеоазиатском океане [Добрецов и др., 1992, 2004; Зыбин и др., 2000; Зыбин, 2006] или в Палеопацифике [Буслов, 2011]. Второй объект — позднекембрийско-раннеордовикская засурьинская серия базальтово-кремнисто-терригенного состава океанического генезиса (ложе Палеоазиатского океана и палеоокеанические поднятия — палеосимаунты) в Чарышско-Инской и Ануйско-Чуйской СФЗ Горного Алтая [Ивата и др., 1997; Сенников и др., 2003; Sennikov et al., 2004, 2008]. Третьим и четвертым объектом являются верхняя часть позднеордовикской техтенской свиты и одновозрастная с ней кремнисто-терригенная толща в Чарышско-Инской СФЗ Горного Алтая, сложенные соответственно осадками, сформировавшимися на внешней части шельфа и на континентальном склоне [Sennikov, Obut, 2007; Sennikov et al., 2008].

В многочисленных разрезах засурьинской серии, шашкунарской и техтенской свит и кремнисто-терригенной толщи были обнаружены и изучены различные группы пелагических организмов — радиолярии, протоконодонты, конодонты, граптолиты. В ряде разрезов вместе с пелагическими группами были найдены бентосные кремнёвые губки. Во многих разрезах радиолярии встречаются в массовых количествах, и включающие их породы можно называть радиоляритами. Кроме того, в ряде разрезов встречаются спикулы кремнёвых губок, образующие спонголиты. Эти данные позволяют предполагать биогенный или хемогенно-биогенный генезис таких кремней.

В единичных разрезах в шашкунарской и техтенской свитах «параллельно» с указанными выше пелагическими группами фиксируются находки бентосных групп организмов — археоциат, трилобитов, брахиопод, остракод, сколекодонтов, табулят. Однако эти бентосные группы обнаружены не в кремневых породах, а только в терригенных и карбонатных породах подстилающих и перекрывающих «нектонно-планктоногенные» отложения. Иногда в терригенных породах совместно с бентосными группами встречаются остатки пелагических организмов — граптолитов и хитинозой.

ЛИТОЛОГО-БИОФАЦИАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ БАТИМЕТРИИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

В Бийско-Катунской СФЗ Горного Алтая в нижнем кембрии выделяются вулканогенная манжерокская, кремнисто-карбонатно-терригенная шашкунарская и карбонатная чепошская свиты [Зыбин и др., 2000]. Нижнекембрийские отложения с несогласием перекрываются среднекембрийскими эффузивными усть-семиной свиты [Гибшер и др., 1997; Зыбин и др., 2000]. Шашкунарская и чепошская свиты объединяются в каспийскую серию, сформировавшуюся в амагматичный интервал, в течение которого образовывались исключительно осадочные толщи, содержащие достаточно представительные комплексы бентосной и пелагической фаун. В шашкунарской свите в известняках найдены водоросли, археоциаты, трилобиты, беззамковые брахиоподы [Хоментовский и др., 1962; Репина, Романенко, 1978], позволяющие датировать ее ботомским веком раннего кембрия, а в кремнях — спикулы губок, радиолярии, протоконодонты [Зыбин и др., 2000; Obut, Iwata, 2000; Sugai et al., 2004; Obut, 2009].



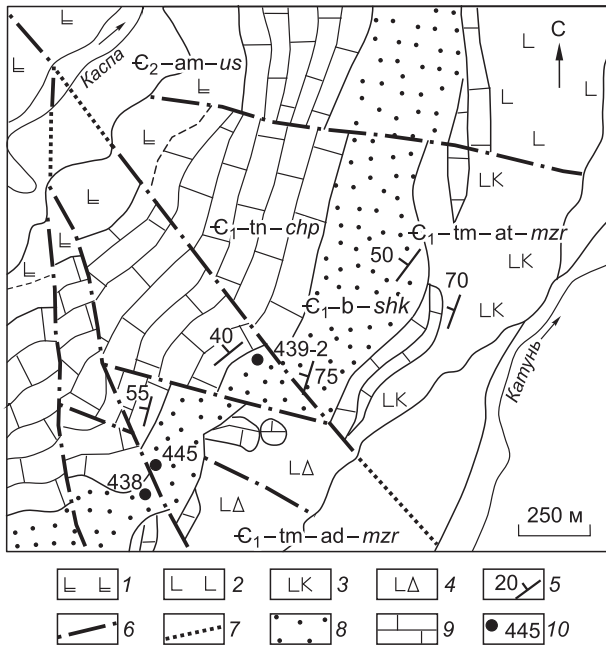


Рис. 2. Схематическое геологическое строение Ак-Каинского участка распространения нижне-среднекембрийских стратонов (по [Зыбин и др., 2000] с уточнениями).

1 — пестроцветные базальты, кластолавы, туфы; 2 — зеленоцветные и серые базальты; 3 — красноцветные афировые и мелкопорфировые базальты; 4 — красноцветные лавобрекчии, кластолавы; 5 — элементы залегания пород; 6 — установленные разрывные нарушения; 7 — разрывные нарушения под рыхлым чехлом; 8 — шашкунарская свита нижнего кембрия: сероцветные песчаники, конгломераты, гравелиты, туфопесчаники, туффиты, кремнистые, кремнисто-глинистые алевролиты и сланцы, кремни, известняки; 9 — известняки; 10 — местонахождения с фауной. Свиты: *mzr* — манжерокская, *shk* — шашкунарская, *chn* — чепошская, *us* — усть-семиинская.

Шашкунарская свита в стратотипе на опорном Чепошском участке подразделяется на три части: нижнюю конгломератобрекчиево-гравелитовую (280 м), среднюю известняков и конгломератов (200 м) и верхнюю плитчатых и комковатых известняков (60 м) [Зыбин и др., 2000; Зыбин, 2006].

В районе р. Каспа (Ак-Каинский участок) (рис. 2, 3) разрез шашкунарской свиты начинается с толщи брекчий, конгломератобрекчий и конгломератов (с обломками вулканитов), и вулканомиктовых песчаников (150 м). Стратиграфически выше залегает средняя толща чередования тонких слоев (5—20 см) и более крупных линзовидных тел (от 1—3 до 10 м) песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков (150 м). Среди песчаников встречаются отдельные слои вулканомиктовых песчаников. Средняя толща перекрывается толщиной тонкого чередования (слои от 1 до 30 см) различных по цвету кремней, алевролитов, глинистых известняков (50 м). Псефиты и псаммиты шашкунарской свиты на Ак-Каинском и Чепошском участках по составу относятся к продуктам разрушения и перемива вулканитов ниже лежащей манжерокской свиты [Зыбин и др., 2000; Зыбин, 2006].

Кремни в составе шашкунарской свиты в разрезе Ак-Кая слоистые (от 1—3 до 5 см), в нижней половине верхней части имеют мощность пакетов до 5 м, зеленовато-светло-серую окраску и выраженную в окраске полосчатость с частотой 1—3 см (рис. 4). В верхней части свиты на фоне отложений, окрашенных в лиловый цвет, некоторые кремни серые и зеленовато-серые с полосчатостью через 1—3 см и мощностью пакетов до 2 м. В кремнях найдены многочисленные спиккулы кремневых губок и радиолярии — отдельные прослои кремней представляют собой радиоляриты либо спонголиты, либо радиоляритоспонголиты. Согласно [Справочник..., 1983; Систематика..., 1998], спонголиты — биогенные кремневые породы, как правило, светло-серого и зеленоватого цветов. В шашкунарской свите спонголиты имеют не характерную для них лиловую окраску.

По геохимическому составу толеитовые базальты и высокотитанистые трахибазальты манжерокской свиты, подстилающие шашкунарскую свиту, принадлежат обстановкам океанических островов в океаническом бассейне [Добрецов и др., 2004]. В этих обстановках сочетались глубоководные условия седиментации у подножия островов и более мелководные условия седиментации на их вершинах. Таким образом, подводные излияния щелочно-основной магмы могли происходить на глубинах и в 3—4 тыс. м, и в первые сотни метров. Структурные, текстурные и другие особенности вулканитов манжерокской свиты позволяли некоторым исследователям рассматривать Ак-Каинский участок как район распространения прижерловой фации подводного палеостратовулкана [Зыбин и др., 2000], т.е. вышележащая шашкунарская свита, вероятно, формировалась в этом районе на приподнятом участке дна бассейна.

Ряд исследователей определили, что вулканогенные отложения манжерокской свиты относятся к образованиям глубоких впадин и соседствующих с ними подводных вулканических поднятий, а вулканогенный комплекс усть-семиинской свиты, перекрывающий шашкунарскую и чепошскую свиты каспинской серии, — к образованиям субаэральных вулканических построек [Гибшер и др., 1997]. Таким образом, если считать, что крупномасштабных опусканий дна палеобассейна в отмеченный выше амагматичный интервал не было, то шашкунарская свита должна была формироваться на средних глубинах океана — выше океанического дна. Если последовательность пород манжерокской, шашкунарской, чепошской и усть-семиинской свит представляет собой однонаправленный батиметрический ряд (от больших глубин к субаэральным условиям), то условия формирования массивных рифоподобных известня-

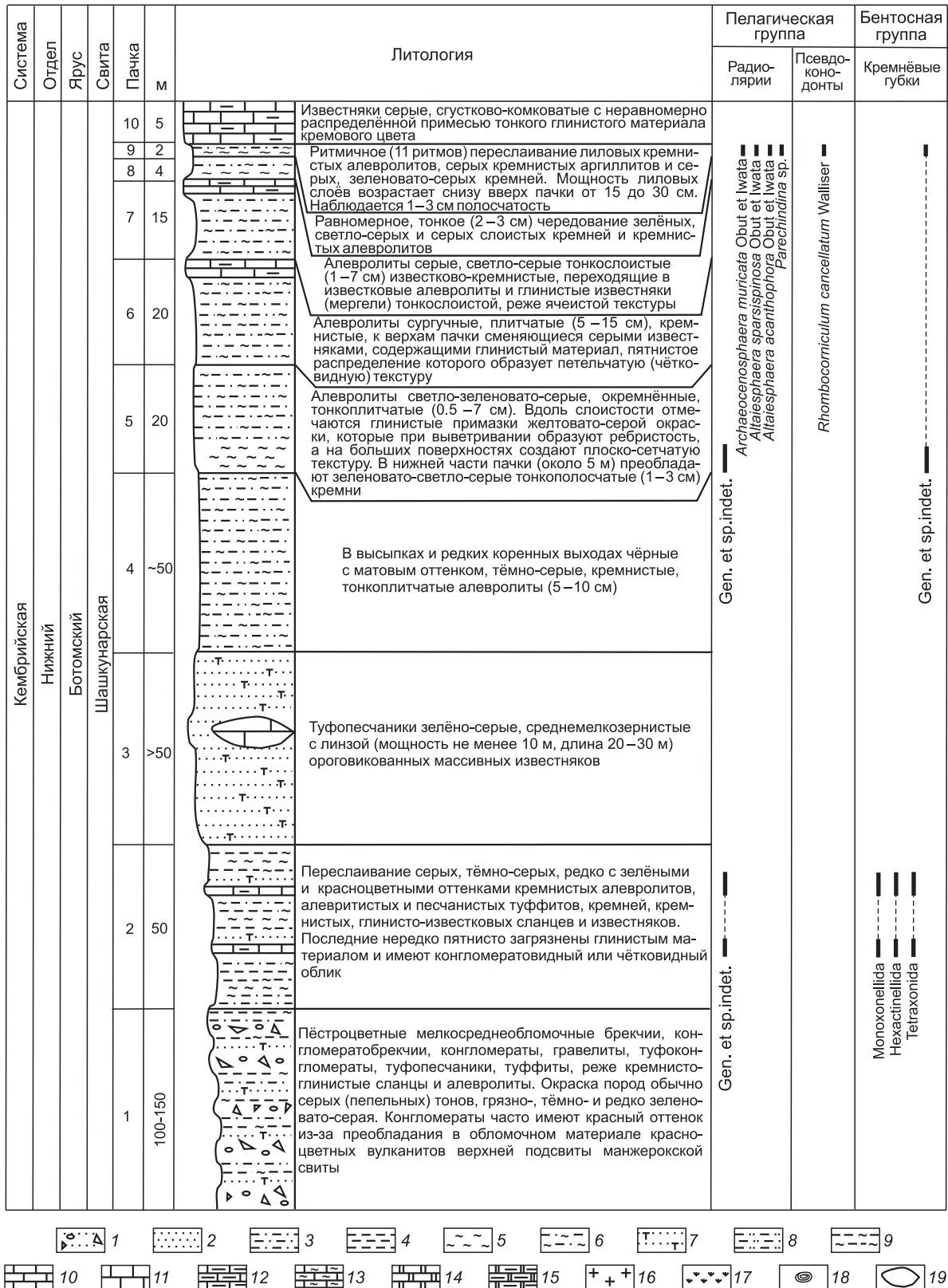


Рис. 3. Строение разреза шашкунарской свиты на Ак-Каинском участке.

Усл. обозн. для рис. 3, 6–15: 1 — гравелито-песчаники, брекчии, конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — кремни; 6 — кремнистые алевролиты; 7 — туфопесчаники; 8 — алевропесчаники; 9 — кремнистые аргиллиты; 10 — известняки; 11 — массивные известняки; 12 — глинистые известняки; 13 — кремнистые известняки; 14 — доломиты; 15 — глинистые доломиты; 16 — граниты; 17 — задернованный участок; 18 — «закрутыши»; 19 — линзы.



Рис. 4. Структурные и текстурные особенности выходов нижнепалеозойских кремней на Горном Алтае.

1 — чередование кремней и кремнистых аргиллитов верхов шашкунарской свиты в разрезе Ак-Кая; 2 — тонкое переслаивание лиловых, зеленовато- и светло-серых кремней верхов шашкунарской свиты в разрезе Ак-Кая; 3 — красные массивные кремни марчетинской свиты в разрезе Марчетенок; 4 — взаимоотношения базальтов и кремнистых аргиллитов засурынской серии в разрезе Комиха; 5 — сургучные массивные кремни марчетинской свиты в разрезе Чарыш; 6 — синседиментационное холмообразное строение кремневых пород марчетинской свиты в разрезе Марчета; 7 — тонкие серые прослои кремней в низах разреза Суетка; 8 — слабополосчатые массивные кремни светло-желтого цвета в верхах разреза Суетка; 9 — массивные темно-серые и черные кремни в верхах разреза Суетка; 10 — чередование кремнистых аргиллитов и кремней в низах разреза Суетка.

**Таксономическое разнообразие алтайских палеозойских комплексов радиолярий,
плотность их тафоценозов и сохранность скелета**

Биоиндикаторный параметр	Ак-Кая	Молчаниха	Озерное	Лиственный	Талица	Камышенка	Чарыш	Разрез Марчета		Тачалов	Бараний	Разрез Суетка	
								низы	верхи			низы	верхи
Таксономическое разнообразие													
род	3	2	1	1	1	2	1	1	1	4	4	4	5
вид	4	sp. ind.	sp. ind.	sp. ind.	sp. ind.	sp. ind.	sp. ind.	sp. ind.	sp. ind.	5—6	3—4	4	4—5
Сложность морфологических форм													
высокая													
средняя										x	x	x	x
низкая	x	x				x							
Плотность тафоценозов													
низкая, до 10			x	x	x	x			x				
средняя, 10—100	x	x					x				x	x	
высокая > 100								x		x			x
Сохранность скелета, %													
75—100										x		x	
50—75	x										x		x
25—50													
10—25		x				x		x					
< 10			x	x	x		x		x				

ков чепошской свиты, где значительную роль играли водорослевые образования, обитавшие в фотической зоне, соответствовали глубине 50—200 м. Рифоподобные тела чепошской свиты в различных разрезах залегают на неодинаковых по составу пачках шашкунарской свиты, что объяснялось резкими фаціальными изменениями шашкунарской свиты или поднятием и подводным «выравниванием» рельефа (вероятно, с перерывом в осадконакоплении) перед началом накопления чепошских карбонатных отложений [Зыбин, 2006].

Исходя из геологических данных и литолого-фациального анализа, глубины формирования отложений шашкунарской свиты на предполагаемом приподнятом участке дна бассейна (палеоокеаническое поднятие) можно экспертно оценить в интервале от 200 до 1000 м. Биоиндикаторный контроль этого предполагаемого интервала глубин формирования шашкунарских кремневых пород показал следующее.

Таксономическое разнообразие радиолярий (4 вида в составе трех родов) можно определить как богатое (учитывая инициальный этап развития этой группы), плотность тафоценозов — как среднее (10—100 экз./см² площади шлифа или скола породы), степень сохранности их скелета — с индексом «50—75 % от прижизненного» (рис. 5, таблица). Вследствие того, что радиолярии шашкунарской свиты ботомского века раннего кембрия одни из самых древних, формы их раковин достаточно просто устроены, что не позволяет использовать в этом конкретном случае для биофациального анализа параметр «сложности морфологии». Принимая во внимание данные по современным бассейнам, таксономическое разнообразие радиолярий в шашкунарской свите на Ак-Каинском участке может указывать на жизнеобитание их комплекса в умеренно-холодноводной зоне на глубинах от 100 до 500 м. Напомним, что, согласно отмеченным выше данным, глубины обитания современных популяций радиолярий значительной плотности ограничены интервалом глубин от 50 до 200 м, а популяции средней плотности обитают на глубинах более 200 м. Учитывая среднюю (не высокую, но близкую к ней) плотность популяций шашкунарских радиолярий, можно ограничить верхний предел глубин жизнеобитания шашкунарских радиолярий не менее 200 м.

Высокая степень сохранности скелета рассматриваемого комплекса радиолярий позволяет предполагать, что после гибели радиолярии, опускаясь на дно бассейна, проходили относительно незначительную дистанцию — 100—200 м. Совершенно ясно, что эти подсчеты весьма условны и содержат существенные допущения, однако калиброванная таким образом по биоиндикаторам величина глубин образования кремней в верхней части шашкунарской свиты (на Ак-Каинском участке) в пределах 300—

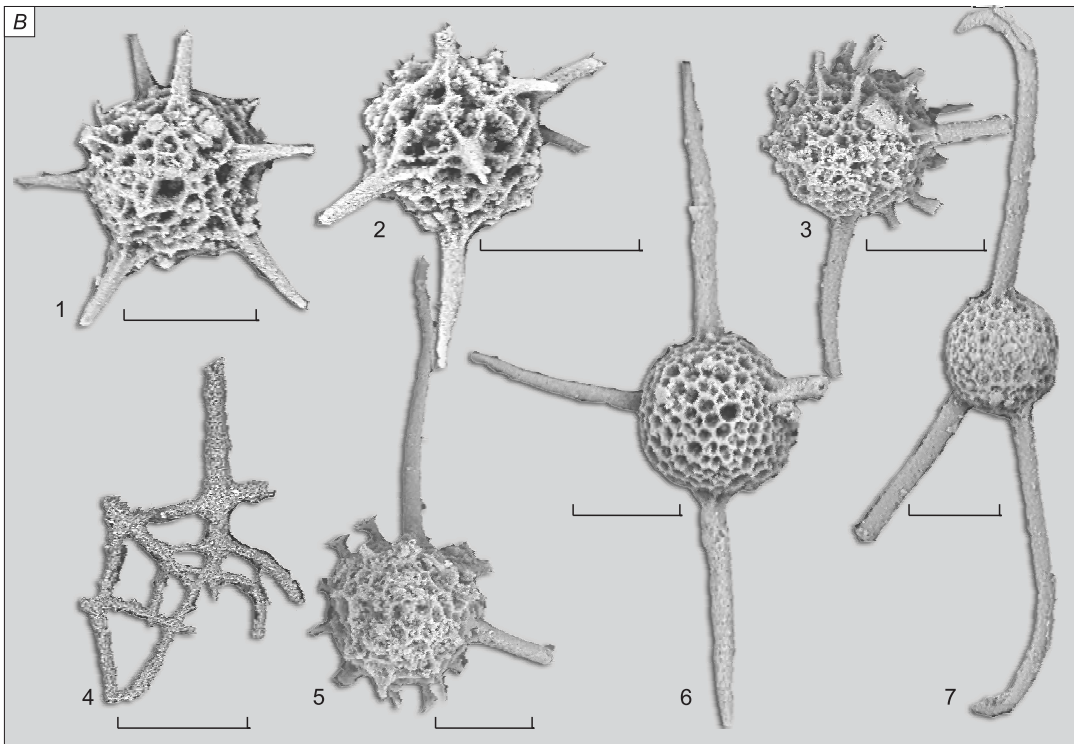
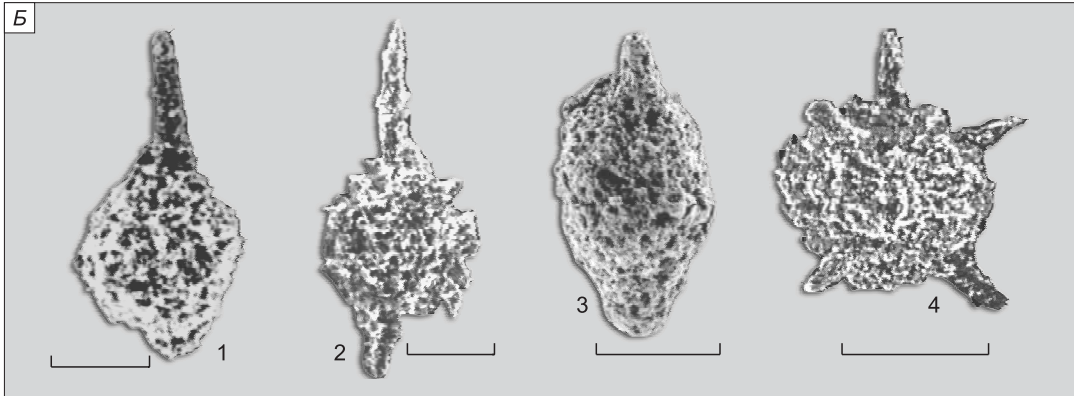
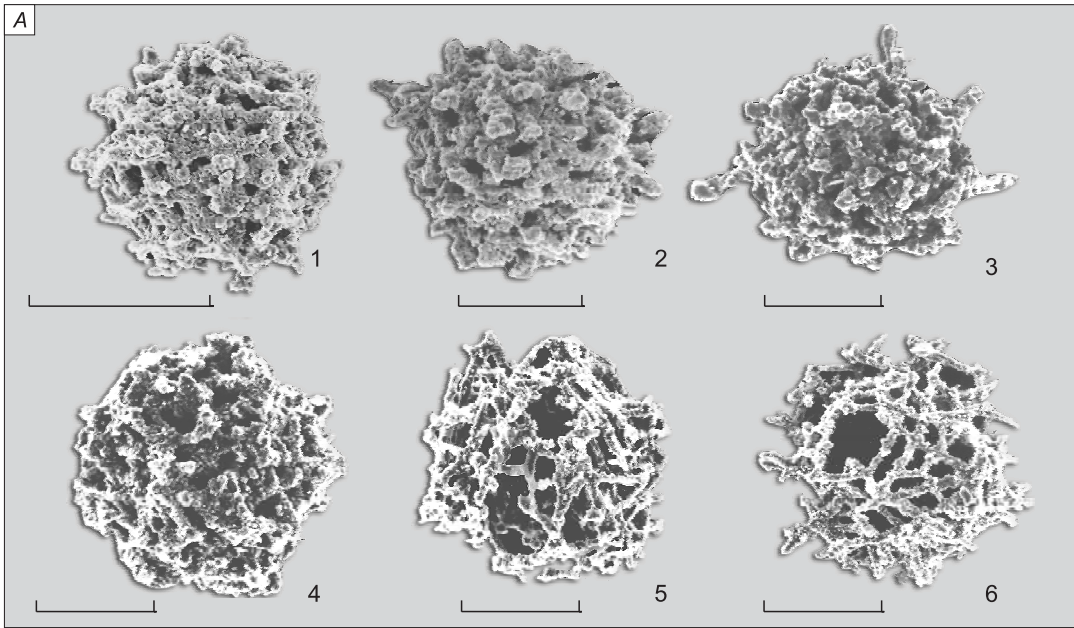


Рис. 5. Комплексы нижнепалеозойских радиолярий Горного Алтая и степень сохранности их скелетов.

А — шашкунарская свита. Фиг. 1, 4. *Archaeocenosphaera muricata* Obut et Iwata; фиг. 2. *Altaiesphaera sparsispinosa* Obut et Iwata; фиг. 3. *Altaiesphaera acanthophora* Obut et Iwata, фиг. 5, 6. *Parechindina* sp. Линейка 50 мкм. *Б* — засурийская серия. Фиг. 1, 2. *Praespongocoelia* sp.; фиг. 3. *Beothuka* sp.; фиг. 4. *Inanigutta* sp. Линейка 100 мкм. *В* — техеньская свита и кремнисто-терригенная толща. Фиг. 1, 2. *Secuicollecta ornata* Goto, Umeda et Ishiga; фиг. 3, 5. *Kalimnasphaera* cf. *maculosa* Web. et Blom; фиг. 4. *Protocera-toikiscum chinocrystallum* Goto, Umeda et Ishiga; фиг. 6, 7. *Borisella subulata* (Web. et Blom.) Масштабная линейка 100 мкм.

400 м дает более узкий «доверительный интервал», чем это было определено по геолого-геохимическим и литолого-фациальным особенностям. Данные глубины, как предполагалось по отмеченным выше геологическим построениям, могут отвечать приподнятым разрушающимся постройкам на палеоокеаническом поднятии.

ЛИТОЛОГО-БИОФАЦИАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ БАТИМЕТРИИ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКОГО БАСЕЙНА АЛТАЙСКОГО СЕГМЕНТА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

На Горном Алтае позднекембрийско-раннеордовикские базальтово-кремнисто-терригенные отложения океанического генезиса представлены лиственной, талицкой и марчетинской свитами в составе засурийской серии [Sennikov et al., 2008]. Геохимические характеристики базальтов [Ивата и др., 1997; Буслов и др., 2000; Buslov et al., 2001; Сеников и др., 2003; Sennikov et al., 2004] дали обстановки ложа океана, палеоокеанических островов, вулканических дуг и срединно-океанических хребтов. По встреченным в кремнях засурийской серии конодонтам ее возраст определяется в интервале аксайского и батырбайского веков позднего кембрия, тремадокского и флоского (аренигского) веков раннего ордовика [Сеников и др., 2003].

Полное отсутствие каких-либо карбонатных образований в породах засурийской серии позволяет уже на предварительном этапе высказать предположение об условиях формирования пород указанных выше свит ниже уровня карбонатной компенсации (ССД). С учетом современных глубин ССД это дает нам предварительную глубину формирования засурийского стратона не менее нескольких тысяч метров. Наличие сопутствующих кремням базальтов океанического генезиса также подтверждает значительные глубины палеобассейна. Однако надо отметить, что наибольшее количество анализов из вулкаников было получено для проб, отнесенных при рассмотрении геохимических параметров к базальтам палеоокеанических поднятий.

Для многих разрезов (Молчанихинский, Чарышский и Марчетинский участки) (рис. 6—9) лиственной и марчетинской свит зафиксированы [Сеников и др., 2001, 2003; Sennikov et al., 2004] следы подводно-оползневых явлений в виде: а) сингенетичной «плойчатости» в кремнисто-терригенных породах, б) обособленной полусферической отдельности в кремнях («закрутыши») и в) сингенетичных брекчий в тонкозернистых терригенных породах. Иногда наблюдается деформация слоев за счет смещения по плоскостям скольжения в подошвах слоев. Верхняя поверхность оползневых пачек, как правило, слабоволнистая. При этом фиксируется четкая приуроченность таких гравитационно-микститовых слоев к пачкам повышенной (от 20—50 до 150 м) мощности по сравнению со средней (5—10 м) мощностью пачек в составе засурийского стратона. Все это свидетельствует о возможности накопления слагающих тонкие пачки отложений на склонах возвышенностей и перемещениях их на более низкий гипсометрический уровень, т.е. существовал дифференцированный, расчлененный по глубинам рельефа морского дна. Дополнительно надо отметить, что в стратотипе марчетинской свиты на Марчетинском участке встречены [Sennikov et al., 2004] линзы кремневых пород с повышенным содержанием гематита с синседиментационной морфоструктурой бугров-холмов высотой до 6 м и диаметром 40—50 м (см. рис. 4, фиг. 6), связанные с гидротермальными источниками.

Кремни массивного облика в засурийской серии встречаются во всех ее частях, но группируются в лиственной (Лиственно-Талицкой и Молчанихинский участки) (см. рис. 6—9) и марчетинской (Чарышский и Марчетинский участки) (рис. 10, *А*, *Б*; 11) свитах. Кремни, как правило, монотонной коричневой, сургучной, лиловой и красной окраски (см. рис. 4). Белые, серые и зеленые цвета кремней относительно редки для засурийской серии. Мощность кремнистых пачек колеблется от первых метров до 20—25 м. Наблюдается микрослоистость (от 0.01—0.02 до 1—2 мм) кремней, образующаяся за счет оттенков основных перечисленных цветов. Границы как между слоями кремней, так и между их микрослоями относительно четкие, субпараллельные, свидетельствующие об отсутствии волнового воздействия и придонных течений. Надо отметить, что кремнистые пачки с органическими остатками в засурийской серии нередко совмещены в разрезах с базальтами океанических поднятий (см. выше).

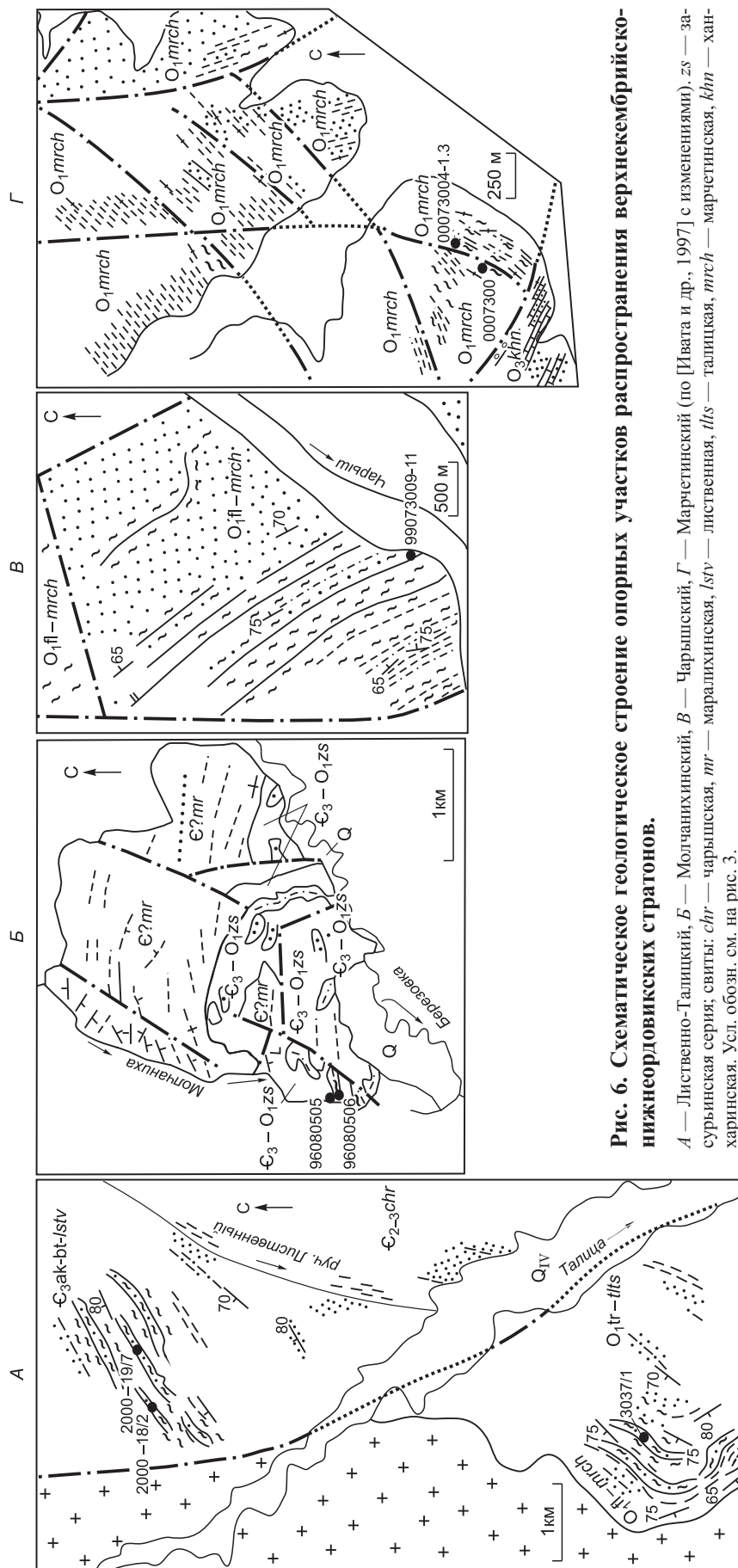


Рис. 6. Схематическое строение опорных участков распространения верхнекембрийско-нижнеордовиковских стратонов.

A — Листоново-Талицкий, *B* — Молчанихинский, *B* — Чарышский, *Г* — Марчетинский (по [Ивата и др., 1997] с изменениями). *zs* — засурьинская серия; свиты: *chr* — чарышская, *mr* — маралихинская, *tlts* — талицкая, *mrch* — марчетинская, *khk* — ханхаринская. Усл. обозн. см. на рис. 3.

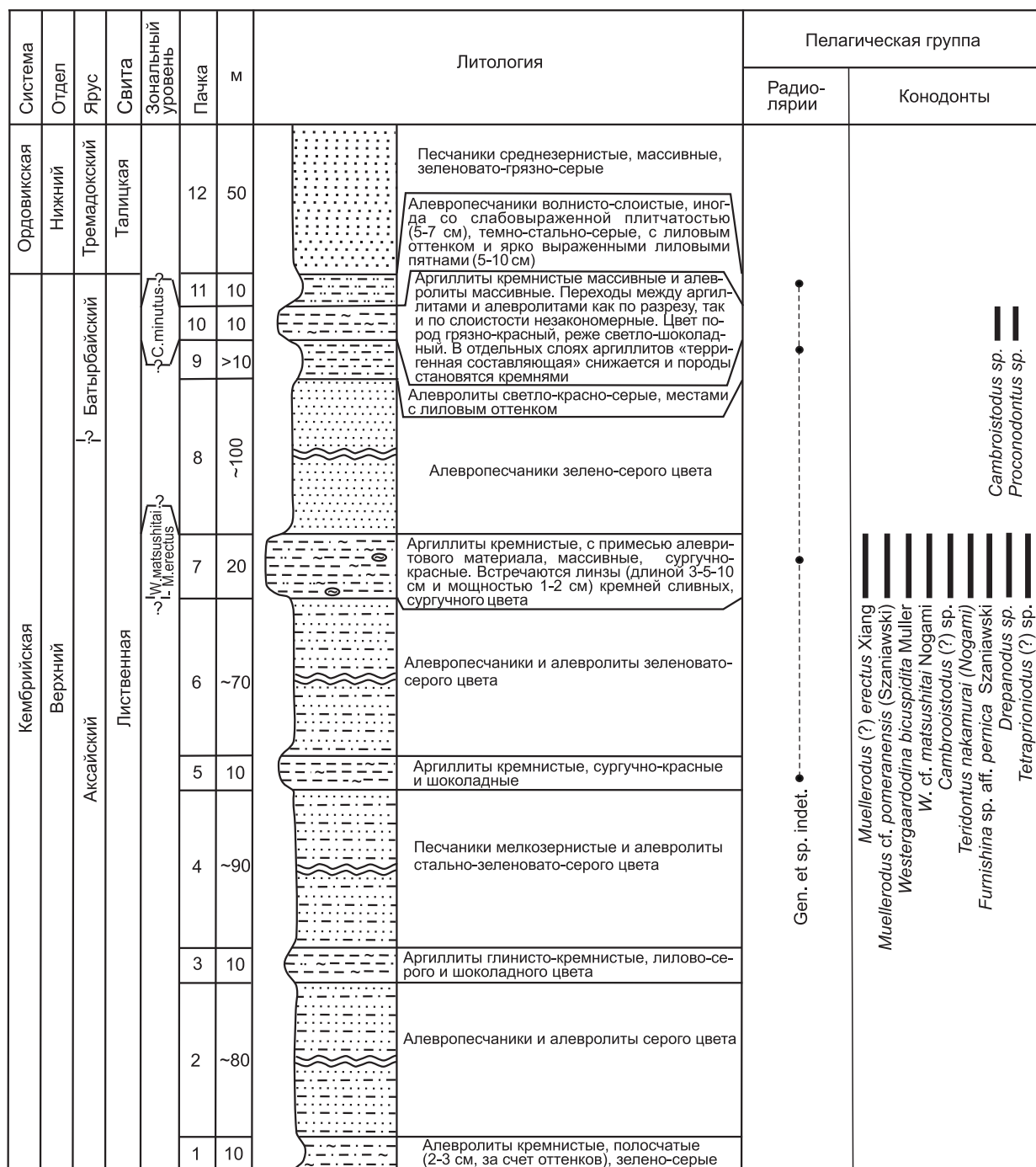


Рис. 7. Строение стратотипического разреза лиственной свиты на Лиственно-Талицком участке.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Перечисленные выше литолого-фациальные особенности пород засурьинской серии и малые скорости их образования [Сенников и др., 2002, 2003; Sennikov et al., 2004] позволяют предполагать океанические (ниже уровня CCD) величины глубин ее формирования, соответствующие в современных океанах глубинам 4—5 тыс. м. С учетом поправки на возможность высокого CCD в палеозое, можно обсуждать «первую оценочную» величину глубины палеобассейна Алтайского сегмента Палеоазиатского океана в 1.5—2.0 тыс. м. Такие относительно незначительные по океаническим меркам глубины косвенно подтверждаются и по сделанному выше замечанию о преобладающем количестве проб вулканитов с геохимическими параметрами базальтов палеоокеанических поднятий.

Система	Отдел	Ярус	Свита	Зональный уровень	Пачка	м	Литология	Пелагическая группа	
								Радиолярии	Конодонты
Ордовикская	Нижний	Флоский	Марчетинская	proteus	35	~150	Песчаники мелкосреднезернистые, сливные, неясно-слоистые. В нижней части пачки имеется прослой (мощность 1 м) черных аргиллитов. Есть ороговикование и многочисленные жилы кварца	Gen. et sp. indet.	<i>Paracorylidus gracilis</i> Lindstrom <i>Oistodus gracilis</i> Lindstrom <i>Paroistodus cf. proteus</i> (Lindstrom) <i>Cornucodus longibasis</i> Lindstrom <i>Acontiodus reclinator</i> Lindstrom <i>Acontiodus</i> (?) sp. <i>Oreotodus</i> sp.
					34	25	Песчаники мелкозернистые, массивные и слабovolнисто-слоистые с микропрослоями (1-3 мм) за счет изменения цвета, зеленовато-серые. Наблюдается ороговикование пород за счет близко расположенной гранитной интрузии		
					33	50	Алевролиты и алевропесчаники слабокремнистые, темно-серые с лиловым оттенком. В верхней части лиловый оттенок исчезает		
					32	25	Аргиллиты кремнистые и кремни черные и темно-серые с лиловым оттенком		
					31	30	Чередование алевролитов и алевропесчаников, местами кремнистых, плитчатых (0.5 м), серого цвета		
					30	30	Алевролиты окремненные, массивные, слабovolнисто-слоистые, тонкоплосчатые 1-2 мм, с микролинзами (мощностью 0.5-1 мм и длиной 2-3 мм) кремней сургучно-красных. Общий цвет пород серый со слабым лиловым оттенком. В целом в породах 20-30% заполнено отмеченными микролинзами		
					29	25	Алевропесчаники и мелкозернистые песчаники массивные, неясно-слоистые		
					27-28	5	Алевролиты окремненные и кремни (до кварцитов) светло-серые и зеленовато-серые		
					26	25	Эффузивы темно-зеленовато-серые		
					25	20	Алевролиты табачно-зеленовато-серые		
					24	1	Эффузивы темно-зеленовато-серые		
					23	40	Алевролиты слабокремнистые, неясно-слоистые, зеленовато-серые		
					22	35	Алевропесчаники кремнистые, массивные, неясно-слоистые, сливные, лиловые		
					21	10	Алевролиты светло-зеленовато-серые		
					20	20	Алевролиты плитчатые (7 см) лиловые и лилово-серые		
	19	10	Чередование аргиллитов и алевролитов, кремнистых, плитчатых (5-10 см), лиловых и зеленовато-лилово-серых. Лиловый цвет не выдержан как по простирацию, так и по слоистости. Имеются прослой (2-3 см) кремней, сливных, сургучно-красных						
	18	5	Чередование аргиллитов кремнистых (почти кремни 1-3 см) и слабокремнистых (7-10 см) и алевролитов массивных сливных. Переходы от слабокремнистых аргиллитов к алевролитам постепенный. Кремнистые аргиллиты линзовидной формы длиной до 10-15 см						
	17	40	Алевропесчаники массивные, неслоистые, местами плитчатые (1-2 см)						
	16	60	Чередование песчаников мелкозернистых и алевропесчаников темно-серого и табачно-серого цвета						
	15	70	Алевролиты массивные, неслоистые, темно-серые с лиловым оттенком. В верхней части пачки наблюдается 3-5 см плитчатость						
	14	15	Аргиллиты кремнистые, светло-серые с лиловым оттенком, возможно, ороговикованные						
	13	75	Алевролиты и алевропесчаники массивные, сливные, кремнистые, темно-стально-серые с лиловым невыдержанным по слоям оттенком						
	12	45	Алевролиты и алевропесчаники массивные, сливные, кремнистые, темно-стально-серые, почти черные						
	11	25	Алевролиты и аргиллиты, волнисто-слоистые, темно-серые и темно-стально-серые. Наблюдаются линзы (10-15 см мощности и длиной до 1 м) более кремнистых алевролитов (почти кремней). Встречаются прослой аргиллитов слабоплитчатых (до 2 см), светло-зеленовато-серых						
	10	20	Песчаники мелкосреднезернистые, неясно-слоистые, ороговикованные с крупной отдельностью						
	9	3	Аргиллиты комковато-наслоенные, светло-серые, возможно, ороговикованные						
	8	20	Песчаники среднезернистые, среднесортированные. В верхней части наблюдается ороговикование						
	7	70	Алевропесчаники и алевролиты зеленовато-серые с микролинзами кремнистых пород серого цвета. Фиксируется ороговикование						
	6	50	Алевропесчаники массивные, серые						
	5	80	Чередование мелкозернистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов. Породы массивные, неясно-слоистые, темно-стально-серые. Алевролиты сливные, вероятно, ороговикованные						
4	80	Алевропесчаники со скорлуповатой отдельностью, неясно-слоистые, темно-зелено-серые и темно-серые							
3	70	Алевролиты с 3-5 см плитчатостью, стально-серого цвета							
2	40	Песчаники мелкосреднезернистые, неясно-слоистые, зеленовато-серые							
1	50	Чередование средне-мелкозернистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов. Состав полимиктовый, зерна хорошо окатаны. Цвет светло-темно-зеленовато-серый и табачный. Наблюдается крупная (3 м) слоистость							

Рис. 8. Строение разрезов талицкой (стратотип) и марчетинской свит на Лиственно-Талицком участке.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Система	Отдел	Ярус	Свита	Зональный уровень	Пачка	м	Литология	Пелагическая группа	
								Радиолярии	Конodontы
Кембрийская	Верхний	Батырбайский	Лиственная	E. notchpeakensis	11	9	Аргиллиты глинистые, массивные, комковатые, вишнево-красные	Inanibigutta sp. Inanibigutta cf. I. (?) tessiensis Nazarov Beofhuka sp. Eoconodontus notchpeakensis (Miller)	
					10	3	Аргиллиты кремнистые, тонколистоватые, серые		
					9	8	Аргиллиты глинистые, комковатые, вишнево-красные		
					8	1	Кремни лиловые, лилово-серые		
					7	7	Аргиллиты кремнистые в средней части пачки до кремней, неслоистые, массивные, сургучно-лиловые		
					6	4	Алевролиты и глинистые аргиллиты, реже туфо-алевролиты, зелено-грязно-серые, с будинами (длина 10 см, мощность 5 см) алевролитов, очень редко мелкозернистых песчаников. Встречаются редкие «закрутыши» аналогичного с матриксом состава, имеющие длину до 10 см и мощность до 5 см. Количество будин и «закрутышей» 5-10% от объема породы		
					5	7.5	Глинистые аргиллиты и алевролиты, зелено-грязно-серые. Количество будин возрастает до 25-30% (местами до 50%). Размер будин - длина до 7 см, мощность 3-5 см. Состав пород в будинах грубее (до мелкозернистого песчаника), чем матрица. Наблюдаются редкие «закрутыши» аналогичного с матриксом состава, имеющие длину 25-30 см и мощность 5-7 см. Вверх по разрезу размер будин увеличивается до 0,5 м длины и 20-30 см мощности. В целом терригенный материал грубеет вверх по разрезу		
					4	5	Алевролиты и глинистые аргиллиты. Количество будин не более 3-5%. Породы более комковатые, зелено-грязно-серые		
					3	1	Песчаники мелкосреднезернистые, грязно-серые с редкими будинами		
					2	0.5	Алевролиты и аргиллиты глинистые, комковатые, грязно-зеленые		
					1	>4	Аргиллиты грязно-красные, серо-лиловые, сильно рассланцованные. Фиксируются тонко-, косополосчатые будины длиной около 30 см и мощностью 5-10 см. В 10 м вверх по склону по простиранию пачки наблюдается переслаивание пород этой пачки с серыми алеврито-аргиллитами. Изредка в серых алевролитах наблюдаются будины лиловых аргиллитов		

Рис. 9. Строение лиственной свиты на Молчанихинском участке.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Система	Отдел	Ярус	Свита	Зональный уровень	Пачка	м	Литология	Пелагическая группа		Бентосная группа
								Радиолярии	Конodontы	
Ордовикская	Нижний	Флоский	Марчетинская	elegans	12	3	Аргиллиты глинистые волнисто-слоистые, комковатые, лилового цвета	Gen. et sp.indet.	Parioistodus cf. paralellus (Pander)	Gen. et sp.indet.
					11	70	Незакономерное переслаивание песчаников мелкозернистых, алевролитов и аргиллитов. Цвет пород от зеленовато-серого до грязно-табачно-серого. В верхх пачки встречено двухметровое линзовидное тело аргиллитов глинистых, лиловых, среди которых фиксируются: а) 1-3 мм полосчатость и б) изометричные 1-2 см «пятна»			
					10	60	Аргиллиты неслоистые и алевролиты зеленовато-серые, грязно-серые с редкими «желваками» песчаников мелкозернистых, зеленовато-серых			
					9	12	Аргиллиты массивные, комковатые, лиловые и зелено-серые. Цвет пород быстро меняется как от подошвы пачки к ее кровле, так и по простиранию. На расстоянии 30 м по простиранию породы переходят в аргиллиты глинистые, лилово-красные, с кремнистыми желваками («стяжениями»). Обнаружена линза красных кремней длиной 2-3 м и мощностью 2-3 м			
					8	5	Аргиллиты глинистые, массивные, неслоистые, зеленовато-серые			
					7	12	Аргиллиты глинистые, неясно-слоистые, красно-лиловые, красно-лилово-серые. В обособлениях округлой формы наблюдаются более кремнистые разности пород. На 8-м метре пачки фиксируется слабоволнистая (2 см) полосчатость			
					6	10	Аргиллиты глинистые, комковатые, лиловые и серые. Породы не выдержаны по цвету и быстро переходят как по простиранию, так и от подошвы пачки к ее кровле от лиловых к серым разностям			
					5	3	Сингенетичная брекчиеподобная порода. Матрикс - табачно-серые аргиллиты. «Обломки» размером от 1-3 см (единичные до 5-7 см) состоят из лиловых, серых, красноватых аргиллитов, но более кремнистых, чем матрикс. В них нередко наблюдается чередование лиловых и серых слоев (3-5 мм). В отдельных случаях обломков до 50 % объема породы. Постепенно вверх по слою их количество уменьшается			
					4	6	Песчаники мелкозернистые (до цвета морской волны), зеленовато-серые			
					3	9	Аргиллиты глинистые, стально-серые			
					2	17	Аргиллиты комковато-наслоенные, пестроцветные. Преобладают грязно-серые и темные тона пород. Лиловые, грязно-лиловые разности пород представлены в виде линз (или «пятен») двух типов: а) с размытыми границами и б) с резкими границами, похожими на обломки (размером до 20 см). Они располагаются по слоистости. Также встречаются «пятна»? (обломки?) красных, ярко-лиловых, зеленых оттенков (размером до 3 см). Редко наблюдается микрослоистость (0,5 мм)			
					1	150	Аргиллиты глинистые, неслоистые, светло-табачно-серые			

Рис. 10. Строение нижней (А) и верхней (Б) частей стратотипа марчетинской свиты на Марчетинском участке.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Система	Отдел	Ярус	Свита	Зональный уровень	Пачка		Литология	Пелагическая группа	
					Пачка	м		Радио-лярии	Конодонты
Ордовикская	Нижний	Флоский	Марчетинская	Oepikodus evae	50	40	Песчаники мелкозернистые, кварцевые, серые	Gen. et sp. indet.	Drepanoistodus sp. Periodon cf. flabellum (Lindstrom) Prioniodus cf. P. elegans Pander Oepikodus evae Lindstrom Baitoniodus sp.
					49	25	Кремни плитчатые (от 1 до 3-5 см), лилово- и шоколадно-серые		
					48	30	Аргиллиты кремнистые, лилово-серые		
					47	10	Алевролиты кремнистые, массивные, реже плитчатые (3-5 см), темно-лиловые, в верхах пачки тонкоплитчатые (0,5-1 см) с прослоями и линзами глинистых окремненных серых алевролитов (длиной до 30-50 см, мощностью 5 см)		
					46	25	Песчаники среднезернистые, среднесортированные, массивные, темно-серые		
					45	30	Алевролиты глинистые, плитчатые (1 см), вверху появляются песчаники среднезернистые, массивные, зелено- и темно-серые		
					44	15	Алевролиты и аргиллиты глинистые, серые с прослоями кремнистых аргиллитов зеленовато-серого цвета		
					43	10	Аргиллиты кремнистые, неясно-слоистые, в низах части пачки тонко-полосчатые (0,5-1,0 см), далее массивные, лиловые и лилово-серые		
					42	5	Кремни вишнево-красные, в верхней части пачки сургучные		
					41	8	Аргиллиты кремнистые, комковатые и неровно-плитчатые (1,5-2 см), сургучные		
					39	20	Алевролиты кремнистые лилово-серые, кремнистость вверх по разрезу возрастает, породы превращаются в кремни с 3-5 см плитчатостью		
					38	8	Кремни массивные, сургучно-лиловые с полусферическими «закрутышами» размером от 15-20 см до 30 см		
					37	15	Кремни массивно-слоистые с раковистым изломом, сургучно-лиловые		
					36	20	Кремни волнисто-плитчатые (5-7 см), сургучно-лиловые		
					35	5	Кремни лиловые с серой микрополосчатостью (0,1-0,5 мм)		
					34	20	Алевролиты кремнистые, неясно-слоистые, лиловые, слабо-волнисто-плитчатые (3-5 см)		
					33	40	Алевролиты кремнистые, массивные, сургучно-лиловые с линзовидными (20-30 см) прослоями (1-3 см) кремней		
					32	20			
					31	45	Алевролиты глинистые, слабокремнистые, комковатые, со скорлуповатой отдельностью, ярко-лиловые и сургучно-лиловые		
					30	20	Алевролиты кремнисто-глинистые, сургучно-лиловые и лиловые		
					29	8	Алевролиты и аргиллиты кремнистые, часто до кремней, комковато-наслоенные (1-3 см), вишнево-красного цвета		
					28	13	Алевролиты кремнистые в верхней части до кремней, красного цвета, плитчатые (3-20 см)		
					27	7	Алевролиты кремнисто-глинистые, массивно-слоистые (10-30 см) красновато-сургучные, верхняя граница постепенная		
					26	10	Аргиллиты кремнисто-глинистые, массивные и плитчатые (5-10 см), сургучного цвета с серыми волнистыми микропрослоями (0,5-1,0 мм)		
					25	10	Аргиллиты кремнисто-глинистые, сильно расланцованные, сургучные		
					24	4	Аргиллиты кремнисто-глинистые сургучные, местами зелено-серые		
					23	30	Алевролиты глинистые, тонколистоватые, стально-серые		
					22	15	Аргиллиты глинистые, тонколистоватые, зеленовато-лиловые		
					21	10	Аргиллиты кремнистые, комковато-наслоенные, зеленовато-серые		
					20	55	Алевролиты окремненные, неясно-слоистые, лиловатые		
					19	15	Песчаники мелкозернистые, окремненные, зелено-серые		
					18	15	Алевролиты глинистые, светло-стально-серые		
					17	15	Песчаники мелкозернистые, окремненные, зеленовато-серые		
16	12	Алевролиты кремнисто-глинистые, комковатые, светло-серые							
15	6	Песчаники кварцевые, мелкозернистые, зелено-серые							
14	8	Алевролиты кремнисто-глинистые, неясно-слоистые, комковатые и плитчатые (3-10 см), зеленовато-серые							
13	15	Песчаники светло-зелено-серые мелко-, среднезернистые массивные							
12	15	Аргиллиты тонкорасланцованные, зеленовато-серые							
11	17	Алевролиты глинистые, серые							
10	15	Песчаники мелко- и среднезернистые, зелено-серые							
9	33	Песчаники мелкозернистые, существенно кварцевые, массивные, со слабовыраженной волнистой комковатостью, зеленовато-серые							
8	20	Аргиллиты глинистые, зеленоватые, хлоритизированные							
7	8	Кремни массивные, реже волнисто-слоистые, шоколадного цвета							
6	8	Кремни сливные, полосчатые (0,2-0,5 см) шоколадного цвета, плитчатые (10 см), слабоудинированные							
5	10	Кремни массивные, сливные, шоколадного цвета							
4	20	Алевролиты комковатые, со слабовыраженной плитчатостью (10-20 см), зеленовато-серые							
3	30	Алевролиты глинистые, тонкослоистые (0,5-2,0 мм) лилово- и зеленовато-серые							
2	10	Алевропесчаники массивные, волнисто-наслоенные, темно-серые							
1	15	Аргиллиты кремнисто-глинистые, массивные, комковато-наслоенные, лиловые							

Рис. 11. Строение марчетинской свиты на Чарышском участке.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Для биоиндикаторного контроля этой величины проанализируем таксономическое разнообразие комплексов фаунистических остатков засурьинской серии, плотность их тафоценозов, а также сложность морфологических форм и сохранность их скелетов. Кроме выше отмеченных конодонтов в кремнях засурьинской серии встречены радиолярии и спикулы губок. При этом в кремнях белого, серого, зеленого цветов микрофоссилии пока не обнаружены. Спикулы кремневых губок в кремнях засурьинской серии относительно редки и не формируют массовых скоплений, поэтому большинство таких кремней относятся к классу радиоляритов, а не спонголиторадиоляритов. Максимальное число фаунистических находок приурочено к красным кремням, меньше — к сургучным и лиловым. В терригенных породах рассматриваемого стратона ни бентосных, ни пелагических органических остатков не обнаружено. Отсутствие бентоса (за исключением кремневых губок) и таких распространенных групп планктона, как граптолиты и хитинозои, опосредованно указывает на значительные глубины палеобассейна во время формирования кремневых осадков засурьинской серии.

Таксономическое разнообразие радиолярий в засурьинской серии невысокое (два рода, несколько видов в открытой номенклатуре), сложность их морфологических форм низкая, плотность их тафоценозов от низкой до средней (до 10 экз. — 10—100 экз./см² площади шлифа или скола породы), а сохранность скелета имеет индекс от «менее 10 %» до «10—25 % от прижизненного» (см. рис. 5, таблицу). Фрагменты конодонтов засурьинской серии имеют среднюю степень сохранности, таксономическое разнообразие их комплексов для разных зональных хроностратиграфических уровней можно определить как среднее (3—5 видов в составе 2—3 родов), плотность тафоценозов как низкую (до 10 экз. в местонахождении).

Опираясь на сведения по современным бассейнам, таксономическое разнообразие радиолярий в засурьинской серии может указывать на жизнеобитание их комплексов в нижних частях умеренно-холодноводной зоны (200—500 м) и в холодноводной зоне (500—5000 м). В разрезе на Чарышском участке встречена средняя плотность их тафоценозов, а в остальных разрезах низкая. Это позволяет предполагать верхний предел глубин находок радиолярий из отмеченного Чарышского разреза — 200—300 м, а для других разрезов более 300—500 м. Низкая и крайне низкая степени сохранности скелетов рассматриваемого комплекса радиолярий заставляют полагать, что после гибели радиолярии, опускаясь на дно палеобассейна, проходили значительные дистанции от 300 до 700 м и более. Несмотря на условность подсчетов, по биоиндикаторам величина глубин образования засурьинской серии на Чарышском участке может быть оценена в 500—1000 м, а для других участков 700—1200 м. Такая величина несколько меньше, чем отмеченная выше «первая оценочная» глубина палеоокеанических поднятий Алтайского сегмента Палеоазиатского океана в 1.5—2.0 тыс. м.

АНАЛИЗ СКОРОСТЕЙ ПОГРУЖЕНИЯ, МОЩНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ И ЛИТОЛОГО-БИОФАЦИАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ БАТИМЕТРИИ ПОЗДНЕОРДОВИКСКОГО (ХИРНАНТ) АЛТАЙСКОГО ШЕЛЬФОВОГО БАССЕЙНА

В настоящей работе к такому анализу привлекаются данные только по внешней части рассматриваемого палеобассейна. Эта внешняя часть шельфа, значительно удаленная от берега, должна была иметь глубины 150—250 м, т.е. более значительные, чем внутренний шельф. На ней, занимая не менее 70 % площади рассматриваемой полосы, формировалась карбонатная платформа, а растущие на ней рифы своими верхушками достигали поверхности моря — так называемые «уровневые» постройки. Приблизительно 20—25 % площади внешнего шельфа составлял внутренний край карбонатной платформы со смешанным терригенно-карбонатным и карбонатно-терригенным осадконакоплением, а 5—10 % площади внешнего шельфа относилось к внешнему краю и подножию карбонатной платформы с карбонатно-терригенным, реже кремнисто-терригенным, осадконакоплением. Наличие кремней с радиоляриями и конодонтами в этой последней зоне позволило использовать биоиндикаторные критерии оценки глубин дна рассматриваемого палеобассейна.

Позднеордовикские (поздний катиан—ранний хирнантиан) отложения в западной, северо-западной и центральной частях Алтая состоят из сложнопостроенного, четко обособленного от подстилающих и перекрывающих геологических образований, единого, существенно карбонатного геологического образования — техтенской свиты (прежнее название — орловская свита). Эта свита изучена в большом числе разрезов, где имеет биогермную природу (водорослево-коралловые рифы), что отражает ее мелководный генезис. Отложения техтенской свиты в различных участках палеобассейна представлены различными фациями: а) карбонатной (массивные чистые известняки) рифовой экстремально мелководной; б) терригенно-карбонатной (алевролиты и аргиллиты, слоистые глинистые известняки) межрифовой относительно мелководной; в) терригенной (песчаники, алевролиты, аргиллиты) мелководной зарифового бассейна [Sennikov et al., 2008]. Как уникальный объект, принципиально отличающийся от всех мелководных разрезов вышеупомянутой существенно карбонатной техтенской свиты, в северо-западной час-

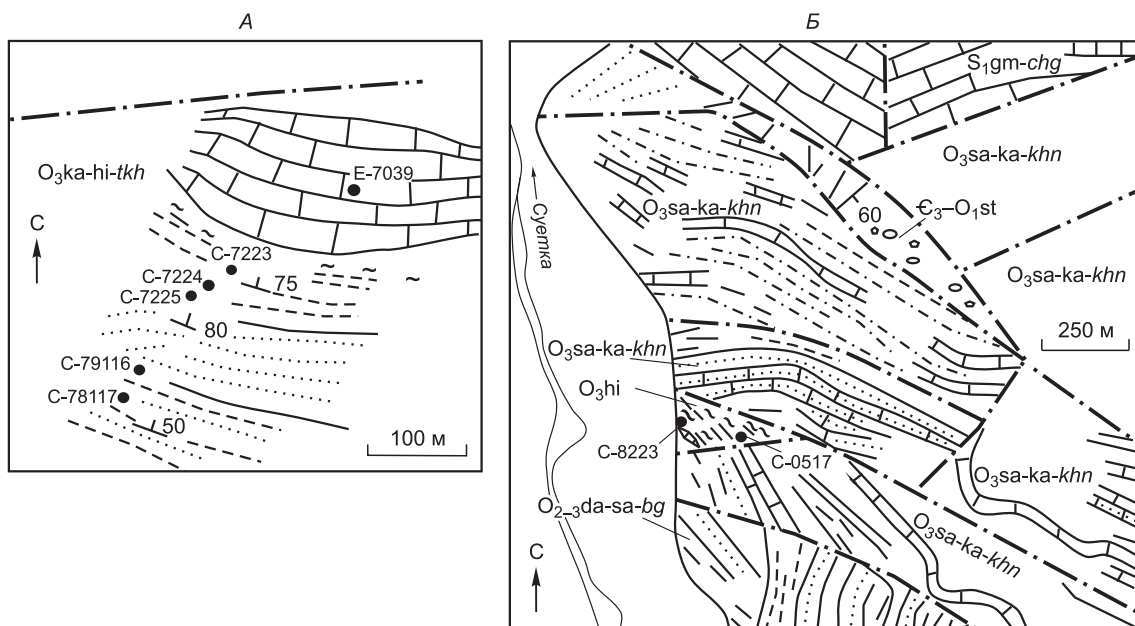


Рис. 12. Схематическое геологическое строение опорных участков распространения верхнеордовикских стратонов, по [Sennikov et al., 2008] с изменениями.

A — Тачалово-Воскресенский, *Б* — Маралихо-Суеткинский участки. Свиты: *bg* — бугрышихинская, *khn* — ханхаринская, *tkh* — техтенская, *chg* — чагырская. Усл. обозн. см. на рис. 3.

ти Горного Алтая уже давно был известен разрез Тачалов техтенской свиты, имеющий в своем составе пачку кремней [Сенников и др., 1984], в которой позднее были найдены радиолярии [Obut, Iwata, 2006; Sennikov et al., 2008; Obut, 2009].

В последние годы в западной части Горного Алтая были изучены терригенно-кремнистые и кремнисто-терригенные верхнеордовикские разрезы, которые можно разделить на четыре условные группы. Часть из таких разрезов рассматривается как техтенская свита, а другая относится к местному вспомогательному подразделению, именуемому термином свободного пользования — «кремнисто-терригенная толща» [Sennikov et al., 2008]. Первая из условных групп объединяет разрезы техтенской свиты «контрастного» типа (на Тачалово-Воскресенском участке), подразделенные на три пачки: 1) переслаивание алевролитов и песчаников (в верхней части может присутствовать интервал с линзами известняков), 2) кремни, 3) аллохтонные известняки вакстоунов-пакстоунов [Вараксина, Сенников, 2006] (рис. 12, 13). Ко второй группе относятся разрезы «разнородного» типа (переходные от техтенской свиты к кремнисто-терригенной толще на Баранинском участке). Они подразделяются на пять пачек: 1) чередование алевролитов и песчаников, 2) переслаивание алевролитов, аргиллитов и кремней, 3) песчаники и линзы известняков, 4) чередование кремней и алевролитов, 5) известняки (рис. 14). Третья группа объединяет разрезы кремнисто-терригенной толщи «монотонного» типа (разрез Маралиха на Маралихо-Суеткинском участке), состоящие из пачек песчаников, алевролитов и кремней с постепенными переходами от кремней к кремнистым алевролитам и песчаникам как в вертикальном ряду, так и по простиранию. В четвертую группу включены разрезы кремнисто-терригенной толщи «смешанного» типа на Маралихо-Суеткинском участке, сложенные тремя пачками: 1) переслаивание кремней и аргиллитов с присутствием слоев и линз известняков олистостромового генезиса, 2) аргиллиты (в том числе кремнистые), 3) кремни (рис. 15).

Кремни в разрезе Тачалов и, особенно, в разрезах Воскресенка и Бараний нередко полосчатые, и их цвет различен (следствие соосаждения с кремнеземом гидроокислов металлов), что может свидетельствовать об отсутствии перемешивания придонных слоев вод, обогащенных кремнеземом, в том числе и биогенного происхождения. Следовательно, формирование таких кремней шло в понижениях дна бассейна с относительной изоляцией не только от любого волнового воздействия (глубины более 50—100 м), но и от каких-либо придонных течений. В разрезе Тачалов кремнистые породы (радиоляриты) подстилаются хорошо сортированными мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов без признаков волнового воздействия. Встречающиеся линзы шламовых известняков отражают перенос биокластического материала за счет придонных течений и накопление в небольших микропонижениях

Система	Отдел	Рус	Свита	Зональный уровень	Пачки	М	Литология	Радио-лярии	Конодонты	Гарпюлиты	Хитино-30и	Пелагические группы	Бентосные группы			
Орловикская	Верхний	Катийский	Ханхаринская	bicornis?	1a	15	Алевропесчаники и песчаники мелкозернистые, преимущественно кварцевые. Цвет пород зеленовато-табачно-серый.	<i>Seculicola ornata</i> G., U. et L. <i>S. scerri</i> McDonald <i>Kalimasphaera</i> cf. <i>maculosa</i> Web. et Bl. <i>Borsella subulata</i> (Web. et Bl.) Entactinidae gen. et sp. indet.	<i>Acodus similaris</i> Rhodes <i>Ambolodus triangularis</i> Br. et M. <i>Amorphognathus</i> cf. <i>diffonius</i> Rhodes <i>Belodina</i> sp. <i>Drepanodus</i> sp. <i>Hibbardella</i> (?) <i>diminuta</i> (Rhodes) <i>Panderodus intermedius</i> (Br., M. et Br.) <i>Panderodus</i> cf. <i>incostatus</i> (Br. et M.) <i>Phragmodus insculptus</i> Br. et M. <i>Oistodus</i> sp.	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Orthograpus</i> ex gr. <i>quadrimucronatus</i> (Hall) • <i>Climacograptus</i> ex gr. <i>bicornis</i> (Hall) • <i>Climacograptus</i> aff. <i>hastatus</i> T.S.Hall • <i>Xylograptus hastatus</i> T.S.Hall • <i>Sennikoy</i> • <i>Paraorthograpus pacificus</i> Rued. • <i>Climacograptus longispinus</i> • <i>supermus</i> Elles et Wood • <i>Dicellograptus ornatus minor</i> Toghill • <i>Climacograptus hastatus</i> • <i>hastatus</i> T.S.Hall • <i>Gyrograptus</i> sp. • <i>Gyrograptus</i> sp. et Milk. • <i>Glyptograptus posternus</i> Koren' et Milk. • <i>Inocalis</i> sp. • <i>Conochitina micrantha</i> Eisenack • <i>Tanuchitina ortalensis</i> Jansonius 	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Catenipora workmanae</i> Flower • <i>Rhabdotetradium</i> sp. 	<ul style="list-style-type: none"> • Остра-коды • Брахио-поды • Сколоко-донты 				
							Изнестяки серые, светло-серые массивные.						<ul style="list-style-type: none"> • <i>Suprenus-ornatus</i> (?) <i>pacificus</i> 	2	15	Кремни зеленовато-серые, грязно-серые, сиреневые, реже аргиллиты лилово-красные.
							Песчаники мелкозернистые, преимущественно кварцевые, с прослоями алевролитов и в верхней части с линзами (мощностью 5-10 см и длиной до 10 м) шламовых известняков. Цвет пород грязно-желтовато-серый.						16	75		
			Ханхаринская	?	3	от 0 до 40										

Рис. 13. Стрение тектенской свиты в разрезе Тачалов на Тачалово-Воскресенском участке.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Система	Отдел	Ярус	Свита	Зональный уровень	Пачка	м	Литология	Пелагическая группа		Бентосная группа	
								Радиолярии	Граптолиты	Кремневые губки	Трилобиты
Ордовикская	Верхний	Хирнантский	Техтеньская (→ кремнисто-терригенная толща)	Второй Утесов	6	5	Алевролиты и аргиллиты, рассланцованные темно-стально-серые	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Borisella subulata</i> (Web. et Bl.) • <i>Entactinidae</i> gen. et sp. indet. • <i>Kalimnasmaera</i> sp. • Gen. et sp. indet. 	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Glyptograptus</i> ex gr. <i>persculptus</i> (Salter) 	<ul style="list-style-type: none"> • Gen. et sp. indet. 	<ul style="list-style-type: none"> • Gen. et sp. indet.
					5	2-10	Известняки серые, массивные				
					4	3-5	Переслаивание кремней полосчатых, серых, зеленовато-серых, коричневых, желтовато-грязно-серых и алевролитов грязно-серого и стально-серого цвета				
					3	1-3	Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, грязно-зелено-серого цвета, в которых присутствуют удлинённо-уплощенные «тела» («булки») мощностью 3-5 см и длиной 20-30 см серых и темно-серых мелкокристаллических биокластовых («биогебнообломочных») известняков. Эта пачка имеет линзовидную форму и выклинивается				
					2	10	Переслаивание алевролитов и аргиллитов грязно-зеленого и серого цвета с силицитами (кремнями) (фтанитоидами) серого и зеленовато-серого цвета				
					1	20	Песчаники полимиктовые, мелкозернистые и алевролиты серого и табачно-зеленовато-серого цвета				

Рис. 14. Строение техтеньской свиты (переходной к кремнисто-терригенной толще) в разрезе Бараний на Тачалово-Воскресенском участке.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

дна бассейна. В песчаниках и алевролитах встречаются только пелагические группы фауны — граптолиты, хитинозои, а в линзах известняков пелагические конодонты (зона *A. ordovicicus*), а также бентосные остракоды, полихеты. Комплексы конодонтов из кремней и известняков по таксономическому разнообразию крайне близки. Фрагменты конодонтов в разрезе Тачалов имеют среднюю степень сохранности с высоким таксономическим разнообразием их комплексов, а плотность тафоценозов — среднюю (10—100 экз. в одном местонахождении).

В изученных разрезах верхов техтеньской свиты на Тачалово-Воскресенском участке кремнистые породы (радиоляриты) перекрываются непосредственно серыми неслоистыми известняками. Выходы таких карбонатов в плане имеют округлую форму, а в сечении (разрезе) — линзовидную, прослеживающуюся на расстояние от 10—20 м (разрез Бараний) до 100—150 м (разрезы Воскресенка и Тачалов). Массивность выходов этих карбонатных пачек наводила на мысль о возможном водорослево-биогермном, крайне мелководном генезисе таких известняков. Подобная сопряженность кремней и известняков вызвала вопрос — либо кремни с радиоляриями (радиоляриты) не глубоководного генезиса, либо известняки не мелководные (200 и более метров) и их природа не автохтонно-биогермная. Неоднозначность интерпретации генезиса совмещенных пачек кремней и карбонатов позволяла допускать, что между окончанием процесса кремненакопления и началом формирования карбонатов произошла быстрая регрессия на 200—250 м (локальный подъем дна бассейна или общее опускание уровня моря). Величина резкого падения уровня Мирового океана в конце ордовика, связанного с глобальным оледенением, по обобщенным мировым данным и многочисленным реконструкциям T-R циклов, измеряется в пределах 80—100 м [Brenchley, 2004; Nielsen, 2004; Haq, Schutter, 2008]. Каких-либо проявлений локальной орогении, которая могла бы привести к масштабному подъему дна Алтайского позднеордовикского бассейна, не установлено [Сеников, 2006]. Все это позволяет усомниться в мелководности обстановки накопления карбонатных отложений верхов техтеньской свиты разрезов на Тачалово-Воскресенском участке. Такие серые массивные органогенно-обломочные известняки верхних пачек разрезов Тачалов и

Система	Отдел	Ярус	Свита	Зональный уровень	Пачка	м	Литология	Пелагическая группа		
								Радиолярии	Конодонты	Граптолиты
Ордовикская	Верхний	Хирнантский	Кремнисто-терригенная толща	supernus - (?) ojsuensis	5	>1	Силициты (кремни) (фтанитоиды) темно-стально-серые	•		
					4	>50	Аргиллиты окремненные, серые и темно-стально-серые	•		
					3	>3	Силициты (кремни) (фтанитоиды) темно-стально-серые	•		
					2	~70	Аргиллиты глинистые и окремненные, серые и темно-стально-серые Переслаивание аргиллитов слоистых (от 10-15 см до 20-25 см) темно-стально-серого цвета, желтовато- и зеленовато-серых силицитов (кремней) (фтанитоидов) и известняков массивных, нередко зернистых, черного и серого цветов. Слои силицитов часто волнистой формы. Известняки наблюдаются в виде окремненных слоев (мощностью до 20 см) и линз. В прослоях известняков отмечаются микрослои и микролинзы желтых кремнистых аргиллитов. Слои известняков занимают около 30 % объема пачки, слои кремней - до 15 %, слои аргиллитов более 50 %. В некоторых местах пачки среди известняков фиксируются структуры (до 80 % объема породы) со слоями мощностью 1-3 см и длиной до 0,5 м, смятыми в микроскладки течения (ядра складок диаметром 0,3-0,5 м), что свидетельствует о гравитационно-микститовом (олигостромовом) генезисе известняков этой пачки	•		
					1	>10		•		
							<i>Securicollecta ornata</i> G., U. et I. <i>Entactinidae</i> gen. indet. <i>Protoceratoliscum chinocrystallum</i> G., U. et I. <i>Kalimnaphaera cf. maculosa</i> W. et Bl. <i>Borisella subulata</i> (Web. et Bl.) <i>Perifodon grandis</i> (Ethington) <i>Panderodus</i> sp. <i>Histiodella</i> sp. <i>Protopanderodus insculptus</i> (Branson and Mehl) <i>Paroistodus? mutatus</i> (Branson and Mehl) <i>Decoriconus</i> sp. <i>Belodina compressa</i> (Branson and Mehl) <i>Belodina</i> sp. <i>Climacograptus longispinus supernus</i> Elles et Wood <i>Climacograptus</i> ex gr. <i>longispinus</i> T.S. Hall <i>Orthograptus amplexicaulis</i> (Hall) <i>Normalograptus ojsuensis</i> Koren et Mikhaylova			

Рис. 15. Строение кремнисто-терригенной толщи в разрезе Суетка на Маралихо-Суеткинском участке.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Воскресенка, в которых плохо сортированные биокласты погружены в микритовый матрикс, а от 30 до 80 % объема занимают обломки криноидей, строматопороидей (?), обломки и раковины остракод и брахиопод, следует относить к биокластовым вакстоунам-пакстоунам [Вараксина, Сенников, 2006]. Рассмотренные аллохтонные вакстоун-пакстоуны с наличием большого количества микритового матрикса могли формироваться в крупных понижениях на значительном расстоянии от мелководных районов автохтонного карбоната накопления. В целом, отвлекаясь от деталей, следует констатировать, что карбонаты, венчающие разрезы Тачалов, Воскресенка и Бараний, могли образовываться в локальных, замкнутых понижениях относительно глубоководных частей шельфа (150—300 м).

В кремнях разрезов на Тачалово-Воскресенском и Баранинском участках найдены богатые в таксономическом отношении комплексы радиолярий (5—6 видов в составе 4 родов), имеющие среднюю и высокую плотность тафоценозов от 10—100 и более 100 экз./см² площади шлифа или скола породы. Все это по современным параметрам оценки глубин тепловодных комплексов радиолярий и их максимальной плотности жизнеобитания, дает усредненные величины 150—250 м. Отличная сохранность скелетов радиолярий, найденных в кремнях разреза Тачалов («75—100 % от прижизненного»), и хорошая сохранность радиолярий в разрезе Бараний («50—75 % от прижизненного») позволяют считать, что скелеты радиолярий после их гибели практически мгновенно попадали на дно палеобассейна, избежав интенсивного растворения, и только уже в самом осадке растворялись очень слабо. Перечисленное позволяет полагать, что кремни (радиоляриты) разрезов Тачалов и Бараний откладывались в обстановках с глубинами приблизительно 250—300 м.

Слои кремней в разрезе Суетка на Маралихо-Суеткинском участке имеют мощность до 3 м. Кремни в них массивные, серые, темно-серые и черные, обычно полосчатые за счет более светлых полос (0,1—1,0 см) на более темном фоне (см. рис. 4). Встречаются разности кремней светло-коричнево-желтого цвета с полосчатостью за счет изменения оттенков (1—3 см).

Конодонты (зона *A. ordovicicus*) в разрезе Суетка найдены в линзовидных слоях известняков олистостромового генезиса в низах разреза, где в кремнистых аргиллитах также встречены и граптолиты (интервал зоны *supernus—ojsuensis*) (рис. 16). В комплексе конодонтов из карбонатных линз этого разреза доминируют элементы *Periodon grandis* (Ethington), которые, как правило, многочисленны только в относительно глубоководных отложениях подошвы склона и дна палеобассейнов (рис. 17). Сходный комплекс конодонтов этого же возраста был получен и в разрезе Тачалов, где присутствуют практически все те же виды, за исключением *Periodon grandis* (Ethington), вместо которого доминируют элементы рода *Amorphognathus* [Москаленко, 1977]. Это более мелководная ассоциация конодонтов по сравнению с ассоциацией конодонтов рассматриваемого разреза. Фрагменты конодонтов в разрезе Суетка имеют хорошую степень сохранности со средним таксономическим разнообразием их комплексов и высокую плотность тафоценозов (30—40 элементов на 1 кг породы), что типично для тепловодных комплексов, развивавшихся над континентальным склоном.

В серых и черных кремнях в нижней и верхней частях разреза Суетка обнаружены радиолярии. Таксономическое разнообразие радиолярий в этом разрезе высокое (5 родов, более 5 видов), сложность их морфологических форм средняя, плотность тафоценозов средняя (10—100 экз./см² площади шлифа или скола породы), а сохранность скелета имеет в низах разреза индекс «75—100 % от прижизненного», а в верхах разреза — «50—75 % от прижизненного» (см. рис. 5, таблицу). Многие из прослоев кремней в разрезе Суетка можно именовать радиоляритами.

Богатое таксономическое разнообразие радиоляриевых ассоциаций разреза Суетка позволяет предполагать их тепловодные и умеренно-холодноводные комплексы с раковинами сложных морфологических форм. Это указывает на глубины обитания таких сообществ — 75—500 м. Высокая плотность тафоценозов радиолярий указывает на возможный интервал глубин жизнеобитания их ассоциаций от 150 до 250 м. Отличная сохранность скелета радиолярий в низах разреза свидетельствует, так же как и в разрезе Тачалов, об отсутствии его растворения, т.е. о том, что нижние границы глубин области обитания живых радиоляриевых сообществ располагались вблизи дна бассейна. Хорошая сохранность скелетов радиолярий в верхах разреза Суетка позволяет полагать, что после гибели радиолярий их раковины какое-то незначительное время растворялись, опускаясь на дно палеобассейна на 100—150 м ниже их места жизнеобитания.

Полученная в результате проведенного биоиндикаторного анализа величина глубины формирования разреза Суетка для нижней его части могла бы ограничиваться интервалом от 150 до 250 м, но, с учетом сравнительных сведений по конодонтам разрезов Суетка и Тачалов, более вероятна глубина в 300—350 м. Опираясь на эту цифру, глубину палеобассейна для верхней части разреза Суетка следует

ограничить интервалом от 350 до 500 м. Нужно подчеркнуть, что граптолиты обнаружены только в низах этого разреза. С учетом приведенной выше информации об отсутствии граптолитов в алтайских разрезах с набором пород, формировавшихся в глубоководных обстановках океанического генезиса, это обстоятельство косвенно подтверждает относительную глубоководность верхов разреза Суетка.

Для независимого контроля последнего из приведенных интервалов глубин другим методом — по скоростям погружения участков Алтайского шельфового бассейна в хирнантиане, вычисленным по продолжительному, стабильному развитию уровней рифоидных построек — попытаемся оценить существовавшие в нем глубины кремнистого и кремнисто-терригенного осадконакопления.

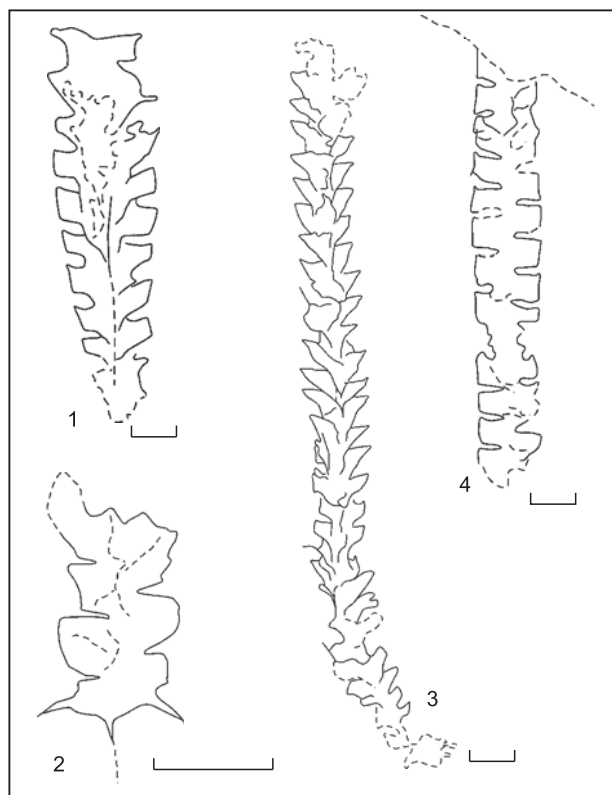


Рис. 16. Комплексы позднеордовикских граптолитов из кремнисто-терригенных образований Горного Алтая.

Фиг. 1. *Normalograptus ojsuensis* Koren et Mikhaylova; фиг. 2. *Climacograptus longispinus supernus* Elles et Wood; фиг. 3. *Orthograptus amplexicaulis* Hall; фиг. 4. *Climacograptus longispinus* T.S. Hall. Масштабная линейка 1 мм.



Рис. 17. Комплексы позднеордовикских конодонтов из кремнисто-терригенных образований Горного Алтая.

Фиг. 1—4. *Periodon grandis* (Ethington) (1 — Sc элемент, 2 — Sc элемент, 3 — Sd элемент, 4 — М элемент); фиг. 5 и 6. *Panderodus* sp.; фиг. 8 и 9. *Histiodela* sp. (8 — Р элемент, 9 — S элемент); фиг. 10 и 16. *Protopanderodus insculptus* (Branson and Mehl); фиг. 7, 11 и 12. *Paroistodus? mutatus* (Branson and Mehl) (7 — М элемент, 11 и 12 — S элементы); фиг. 13. *Decoriconus* sp.; фиг. 14. *Belodina compressa* (Branson and Mehl); фиг. 15. *Belodina* sp. Масштабная линейка 100 мкм.

Южнее рассмотренных выше разрезов Тачалов, Воскресенка, Бараний в западной части региона имеются разрезы верхних частей тектенской свиты (Буровлянка, Генералка), представляющие собой Алтайское ранехирнантское крупномасштабное (мощность комплекса до 450 м, протяженность более 200 км) рифогенное сооружение [Сенников и др., 1984, 1988; Sennikov et al., 2008]. Другие части этого рифогенного сооружения вскрываются в северо-западной части Горного Алтая (разрез Мута) и в центральной его части (разрезы Верхняя Карасу, Белый Бом). Как показывает анализ современных и ископаемых рифов, подобные гигантские сооружения могли возникать исключительно на пиках продолжительных трансгрессий [Современные..., 1990; Кузнецов, 2001, 2003]. Именно такая трансгрессия в Алтайском палеобассейне фиксируется с начала катиана до конца хирнантиана, находя свое отражение в характере региональной седиментационной (эвстатической) кривой, построенной по смене фаций [Sennikov et al., 2008]. В большинстве других палеобассейнов мира на уровень конца катиана и на хирнантиан приходится развитие устойчивого регрессивного тренда [Munnecke et al., 2010] с падением уровня моря на 100 м [Наг, Schutter, 2008]. Совершенно ясно, что эти оценки весьма условны и содержат значительные допущения, однако максимум регрессии в мировых морских и океанических акваториях совпадает с пиком трансгрессии в открыто шельфовом Алтайском палеобассейне. Кажущееся противоречие можно объяснить только интенсивным региональным погружением дна западной, северо-западной и центральной частей палеобассейна, которое заведомо превосходило по своей скорости общее снижение уровня Мирового палеоокеана. При этом за 5 млн лет (поздняя половина катиана и ранний хирнантиан) такое региональное погружение составило не менее 550 м (100 м (компенсация глобальной регрессии) + 450 м

(мощность раннехирнантского рифового сооружения)), т.е. его средняя скорость составляла не менее 110 м/млн лет. Для раннего хирнантиана продолжительностью 1.5—2 млн лет эта цифра возрастает. Так, в западной части Горного Алтая рифогенная верхняя раннехирнантская часть тектенской свиты в ряде разрезов (Буровлянка и др.) имеет мощность до 300 м, что при пересчете дает цифру в 190 м/млн лет (150 м мощности + 40 м компенсации глобальной регрессии ($100 \text{ м} \times \frac{2}{5}$ млн лет)). При этом в приведенных выше расчетах авторами статьи учитывались реальные мощности пачек после их диагенетического и катагенетического уплотнения. Мощности неконсолидированных осадков были больше, что, в свою очередь, при использовании их в таких расчетах привело бы к большим величинам предполагаемого позднеордовикского регионального погружения.

Исходя из последней оценки скорости погружения и принимая во внимание как доказанный факт проявление регионального погружения западной части Горного Алтая в хирнантское время, можно в качестве самой общей, чисто качественной величины оценить глубину образования кремнисто-терригенной толщи разреза Суетка, сопоставляемого с нижним хирнантом (продолжительность около 1.7 млн лет). С момента накопления пород низов разреза до окончания формирования этого комплекса дно палеобассейна могло погрузиться не менее чем на 330 м. Общая мощность кремнисто-терригенной толщи разреза Суетка 185 м, из чего следует, что комплекс пород верхов этого разреза отлагался на глубинах не менее чем на 150 м более значительных, чем комплекс пород низов разреза. Так как в низах данного разреза зафиксированы подводно-оползневые образования (конседиментационные складки, разноориентированные части слоев карбонатов), а также тонкая слоистость (и микрослоистость) аргиллитов и кремней, свидетельствующая об отсутствии какого-либо волнового воздействия, то условия образования пород низов этого разреза не могут быть мелководными (не менее 150—200 м). В таком случае породы верхов разреза Суетка должны были образовываться в палеобассейне с глубинами не менее 350—450 м. Эти цифры полностью совпадают с величинами глубин формирования кремней этого разреза, оцененных биоиндикаторным методом.

Формирование терригенных и кремнистых пород разреза Суетка могло происходить на континентальном склоне в условиях гравитационных смещений кремневых гелей, а также при сползании с более высоких частей таких склонов слоев карбонатов (в виде отдельных сминающихся слоев). Вследствие территориальной приближенности этого разреза к зонам распространения кембро-ордовикских базальто-кремнисто-терригенных отложений Алтайского сегмента Палеоазиатского океана [Ивата и др., 1997; Sennikov et al., 2004, 2008], напрашивается вывод о накоплении пород разреза Суетка на континентальном склоне, хотя нельзя полностью отвергнуть возможность образования пород этого разреза у подножия какого-либо шельфового подводного поднятия (или в дистальной части канала-ложбины).

В разрезе «монотонного» типа Маралиха на Суеткинско-Маралихинском участке при растворении кремневых пород пока не найдены ни радиолярии, ни конодонты, ни спикулы кремневых губок. Вероятнее всего, только недостаточное количество материала не позволило обнаружить в кремнистых породах разреза Маралиха отмеченные микрофоссилии. Предположение о полном их растворении в момент накопления и на начальных стадиях процесса диагенеза может рассматриваться только как гипотетическое. В то же время в разрезе Маралиха обнаружены граптолиты, одновозрастные (зона *superpus*) с граптолитами разрезов Тачалов и Суетка. Разрез Маралиха значительно более удален от берега палеобассейна, чем разрезы Тачалов, Воскресенка и Бараний. Трудно допустить, что кремнистые и терригенные (с пелагическими граптолитами) породы разреза Маралиха, в которых отсутствуют следы воздействия волн и течений, формировались на малых глубинах — от 50 до 200 м, где с максимальной интенсивностью должны были проявляться процессы растворения кремневых скелетов. Этот вопрос требует специального изучения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Как показали проведенные исследования, Горный Алтай является хорошим полигоном с различными по генезису геологическими объектами, на которых можно разрабатывать методики изучения древних седиментационных бассейнов. Однако следует отметить, что еще далеко не все геологические и геодинамические характеристики структур этого сложнопостроенного складчатого сооружения имеют однозначное понимание. Так, по данным [Буслов, 2011], в строении Горного Алтая реконструируются структурные элементы не только Палеоазиатского, как это признается большинством исследователей, но и Обь-Зайсанского океана и Палеоокеаники, а также многочисленные составные террейны — Алтае-Монгольский, Горно-Алтайский, Уйменско-Лебедской и другие, ранее считавшиеся единым окраинным блоком Сибирской платформы.

Авторам настоящей статьи пришлось использовать в качестве сравнения разнородные по качеству, хроностратиграфическому положению и геодинамическим позициям материалы, в связи с чем сделанные выводы не могут носить характер закономерностей. Связь геологических, литолого-фациальных и

биоиндикаторных характеристик для каждого из исследуемых геологических объектов Алтайских раннепалеозойских бассейнов, скорее всего, является генетической, определенной конкретными абиотическими и биотическими параметрами экосистем палеобассейнов. Для разновозрастных и геодинамически различных экосистем (океанические и шельфовые) такая связь отмеченных характеристик опосредованно контролировалась более общими причинами. Сделанные замечания показывают как сложность самого определения глубин изученных палеобассейнов, так и трудности в выявлении общих закономерностей. Но эти замечания не отрицают возможности применения комплексной методики геологической, литолого-фациальной и биоиндикаторной оценок глубин палеозойских бассейнов.

Все приведенные выше материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Комплексное рассмотрение геологических, геохимических, литолого-фациальных и биоиндикаторных данных показало значительное совпадение оцененных по ним величин глубин рассмотренных Южно-Сибирских палеозойских седиментационных бассейнов.

2. Получены оценочные величины глубин формирования отдельных частей стратифицированных образований трех разновозрастных объектов Палеоазиатского океана: а) раннекембрийских палеоокеанических поднятий Кузнецко-Алтайской островной дуги (шашкунарская свита), б) позднекембрийско-раннеордовикских океанических поднятий (засурьинская серия) Алтайского сегмента Палеоазиатского океана, в) позднеордовикской внешней зоны Алтайского шельфа и ее внешнего края (техтенская свита и кремнисто-терригенная толща).

3. Исследованные кремни с радиоляриями и кремнёвыми губками из кремнисто-карбонатно-терригенных раннекембрийских образований шашкунарской свиты в северной части Горного Алтая накапливались на палеоокеанических поднятиях разрушающихся вулканических построек на глубинах в интервале 300—400 м.

4. Базальтово-кремнисто-терригенные позднекембрийско-раннеордовикские образования засурьинской серии в западной и северо-западной частях Горного Алтая, включающие кремни с радиоляриями и кремнёвыми губками, формировались в разных частях Палеоазиатского океанического бассейна на палеоокеанических поднятиях на глубинах в интервалах 500—1000 и 700—1200 м.

5. Кремнисто-терригенные и кремнисто-карбонатно-терригенные позднеордовикские образования верхней части техтенской свиты и кремнисто-терригенная толща в западной части Горного Алтая, охарактеризованные радиоляриями, отлагались в различных частях внешнего края внешней зоны Алтайского шельфового бассейна на различных глубинах в интервалах 150—250, 300—350 и 350—500 м.

Авторы искренне благодарят К. Ивата (Университет Хоккайдо, Япония), В.А. Зыбина и Т.В. Хлебникову (ФГУ ГП «Запсибгеолсъемка», Новокузнецк) и В.Д. Ермакову (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за активное участие в получении материалов при совместных полевых работах. На завершающем этапе подготовки рукописи к печати ценные замечания были получены от Ю.К. Советова, которому авторы глубоко признательны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00729 и 11-05-00553) и программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических событий».

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьева М.С., Амон Э.О.** Радиолярии. М., Изд-во ПИН РАН, 2006, 319 с.
- Афанасьева М.С., Амон Э.О., Болтовский Д.** Экология и биогеография радиолярий: новый взгляд на проблему. Часть 1. Экология и тафономия // Литосфера, 2005а, № 3, с. 31—56.
- Афанасьева М.С., Амон Э.О., Чувашов Б.И.** Экология и биогеография радиолярий: новый взгляд на проблему. Часть 2. Абиотические факторы, палеогеография радиолярий и морские палеоландшафтные обстановки в геологическом прошлом // Литосфера, 2005б, № 4, с. 87—117.
- Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.
- Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н.** Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 383—397.
- Вараксина И.В., Сенников Н.В.** Литология и обстановки формирования карбонатных пород ордовика Горного Алтая и Салаира (Сибирь, Россия). International Symposium «Palaeogeography and Global Correlation of Ordovician Events». (IGCP 503 Project). Contributions. Novosibirsk, Russia. August 5—7, 2006. Novosibirsk. Publishing House of SB RAS, «Geo» Branch. 2006. P. 67—71.
- Вишневская В.С.** Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. Изд-во Геос, 2001, 376 с.
- Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л.** О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, № 4, с. 112—125.

- Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л.** Глубоководные осадки складчатых областей // История мирового океана. М., Наука, 1971, с. 272—278.
- Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В.** Диоксидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (11), с. 1760—1772.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренцов С.А.** Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992, т. 33 (12), с. 3—14.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.** Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1381—1403.
- Зыбин В.А.** Эталон усть-семиинского комплекса порфировых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай). Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС, 2006, 278 с.
- Зыбин В.А., Сенников Н.В., Ивата К., Обут О.Т., Куртигешев В.С., Хлебникова Т.В., Сугай Е.** Новые данные по микрофауне и геологическому строению полей развития нижнекембрийской кремнисто-карбонатно-терригенной шашкунарской свиты (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (4), с. 516—534.
- Иванов К.С., Пучков В.Н.** Геология Сакмарской зоны Урала. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1984, 85 с.
- Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д.** Позднекембрийско-раннордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (9), с. 1427—1444.
- Ильин А.В.** Актуалистическая модель эволюции рельефа дна океана // Докл. РАН, 2000, т. 371, № 1, с. 70—74.
- Каныгин А.В.** Об условиях образования граптолитовых сланцев Северо-Востока СССР. Новое в палеонтологии Сибири и Средней Азии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 58—67.
- Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Клец А.Г., Хромых В.Г., Фомин А.Н.** Палеозой Щучьинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (1), с. 59—78.
- Корень Т.Н., Лыточкин В.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю.** Биостратиграфический анализ пелагических структурно-вещественных комплексов для целей ГСР-50 и -200. Методические рекомендации. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1993, 79 с.
- Кузнецов В.Г.** Эволюция фанерозойского карбонатакопления в связи с эволюцией биоса // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (4), с. 560—568.
- Кузнецов В.Г.** Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М., Изд-во Геос, 2003, 260 с.
- Лисицын А.П.** Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974, 438 с.
- Лисицын А.П.** Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978, 392 с.
- Лисицын А.П.** Лавинная седиментация и перерывы в осадкообразовании в морях и океанах. М., Наука, 1988, 309 с.
- Лисицын А.П.** Процессы терригенной седиментации. М., Наука, 1991, 271 с.
- Лисицын А.П.** Литология литосферных плит // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (4), с. 522—559.
- Лисицын А.П.** Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (1), с. 15—48.
- Лисицын А.П.** Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадкоаккумуляции (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 373—400.
- Москаленко Т.А.** Ашгильские конодонты на Горном Алтае. Проблемы стратиграфии ордовика и силура Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 74—83.
- Офищеров Е.Н.** Кремний в биосфере // Химия и жизнь, 2002, № 7, с. 32—35.
- Петрушевская М.Г.** Радиоляриевый анализ. Л., Наука, 1986, 199 с.
- Репина Л.Н., Романенко Е.В.** Трилобиты и стратиграфия нижнего кембрия Алтая. М., Наука, 1978, 304 с.
- Сенников Н.В.** Геологические события в палеозое Алтае-Саянской складчатой области и их отражение в палеогеографических и седиментационных обстановках и в палеобиотах // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М., Товарищество научных изданий КМК, 2006, с. 506—526.

Сенников Н.В., Петрунина З.Е., Гладких Л.А., Ермиков В.Д., Зиновьева Т.В., Мамлин А.Н., Шокальский С.П. Новые пограничные ордовикско-силурийские разрезы на Горном Алтае // Геология и геофизика, 1984 (7), с. 23—27.

Сенников Н.В., Гладких Л.А., Мамлин А.Н., Петрунина З.Е. Некоторые проблемные вопросы стратиграфии силура Горного Алтая. Фауна и стратиграфия палеозоя Средней Сибири и Урала. Новосибирск, Наука, 1988, с. 100—113.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Хлебникова Т.В., Ивата К., Ермиков В.Д. Строение и возраст вулканогенно-кремнисто-терригенной засурийской свиты в центральной части Горного Алтая (Ануйско-Чуйская зона, р. Марчета). Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Новосибирск, Изд-во Ин-та гидродинамики, 2001, с. 145—151.

Сенников Н.В., Хлебникова Т.В., Обут О.Т., Ивата К., Ермиков В.Д. Новые данные о строении и условиях формирования кембро-ордовикской вулканогенно-осадочной засурийской серии Горного Алтая // Формационный анализ в геологических исследованиях. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 2002, с. 97—99.

Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 156—171.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб., Недра, 1998, 345 с.

Современные и ископаемые рифы: термины и определения. Справочник. М., Недра, 1990, 184 с.

Справочник по литологии. М., Недра, 1983, 509 с.

Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Репина Л.Н. Нижний кембрий Горного Алтая // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1962, № 2, с. 55—71.

Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л., Наука, 1988, 38 с.

Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г. Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 115—333.

Afanasyeva M.S., Amon E.O., Agarkov Yu.V., Boltovskoy D.S. Radiolarians in the geological record // Paleontol. J., 2005, v. 39, № 3, p. 135—392.

Brenchley P.J. End Ordovician Glaciation. The Great Ordovician Biodiversification Event. / Eds. B. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival. New York, Columbia University Press, 2004, p. 81—83.

Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov, N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of Siberian continent // Geosci. J., 2001, v. 5, № 3, p. 203—224.

Haq B.U., Schutter S.R. A chronology of Paleozoic sea-level changes // Science, v. 322, October 2008, p. 64—68.

Kennett J.P. Marine geology. New York, Prentice-Hall, 1982, 813 p.

Munnecke A., Calner M., Harper D.T., Servais T. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: a synopsis // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2010, v. 296, p. 389—413.

Nielsen A.T. Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. The Great Ordovician Biodiversification Event. / Eds. B. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival. New York, Columbia University Press, 2004, p. 84—93.

Obut O.T. Paleozoic radiolarians from Gorny and Rudny Altai (SW Siberia, Russia) // Abstracts of the 12th Meeting of the International Association of Radiolarian Paleontologists (Nanjing, China, September 14—17, 2009). Nanjing, China, 2009, p. 130—131.

Obut O.T., Iwata K. Lower Cambrian radiolaria from the Gorny Altai (southern West Siberia) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 2—3: Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2000, т. 41, p. 33—37.

Obut O.T., Iwata K. Ordovician radiolarians from the Gorny Altai (south of West Siberia): progress report // Palaeogeography and global correlation of Ordovician events (IGCP 503 Project «Ordovician Palaeogeography and Palaeoclimate»): Contrib. Intern. Sympos. Novosibirsk, Aug. 5—7, 2006. Novosibirsk, Academic Publishing House «Geo», 2006, p. 42—43.

Obut O.T., Sennikov N.V. Application of data on radiolarians and other pelagic groups as indicators of oceanic sedimentary environments for Lower Paleozoic terrigenous-siliciclastic sequences of Gorny Altai, Altai-Sayan Folded Area // International workshop on geodynamic evolution, tectonics and magmatism of the Central Asian orogenic belt. Abstract Volume. Novosibirsk, 2010, p. 87—89.

Sennikov N.V., Obut O.T. Silica sedimentation in the Altai Late Ordovician Shelf basin on the south of West Siberia (Russia) // Acta Palaeontologica Sinica, 2007, v. 46, p. 445—448.

Sennikov N.V., Obut O.T., Iwata K., Khlebnikova T.V., Ermikov V.D. Lithological markers and bio-indicators of deep-water environments during Paleozoic siliceous sedimentation (Gorny Altai segment of the Paleo-Asian Ocean) // *Gondwana Res.*, 2004, v. 7, № 3, p. 843—852.

Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E., Gladkikh L.A., Obut O.T., Izokh N.G., Kipriyanova T.P. Ordovician-Silurian biostratigraphy and paleogeography of the Gorny Altai. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2008, 154 p.

Sugai Y., Iwata K., Sennikov N.V., Obut O.T., Khlebnikova T.V. Sponge spicules from the Lower Cambrian of the Bateny Ridge and Gorny Altai (Bagrad and Shashkunar Formations) // *Новости палеонтологии и стратиграфии*. Вып. 6—7: Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2004, т. 45, с. 59—73.

The Global Ordovician and Silurian // *Acta Palaeontologica Sinica*, 2007, v. 46, p. 1—556.

*Поступила в редакцию
29 ноября 2010 г.*