

УДК 551.24+551.73(235.216.2)

НИЖНМОСКОВСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ ХРЕБТА БОГДОШАНЬ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КИТАЙ) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЗАВЕРШЕНИЯ ОСТРОВОДУЖНОГО МАГМАТИЗМА В ДЖУНГАРСКОМ РЕГИОНЕ

Д. В. Алексеев^{1, *}, Ю. С. Бискэ², А. В. Дженчурова³, Б. Ван⁴,
О. Л. Коссовая^{5, 6}, Л. Л. Чжон⁴, Ю. В. Савицкий²

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии НАН Киргизской Республики, Бишкек, Кыргызстан

⁴ State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, 210093 Nanjing, 22 Hankou Road, China

⁵ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁶ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Республика Татарстан, Россия

* E-mail: dvalexeiev@mail.ru

Поступила в редакцию 11.10.2017 г.

Принята к публикации 16.11.2017 г.

Полевая ревизия стратиграфии карбона и нижней перми северного Богдошаня (Южная Джунгария, Северо-Западный Китай) показывает, что ниже-среднекаменноугольные островодужные вулканы, широко развитые в этом регионе, повсеместно перекрываются карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями, иногда содержащими единичные лавовые потоки и сменяющимися вверх по разрезу мощными терригенными толщами, практически лишенными вулканических пород. Накопление известняков происходило на стадии отмирания вулканической дуги и вопрос об их возрасте имеет принципиальное значение для определения времени этого события. Карбонаты представлены фациями лагун, отмелей и органогенных построек, сформировавшихся на выровненной поверхности дуги и на склонах последних активных вулканов. Биогермы представляют холмы волсортского типа и сложены в основном водорослевыми известняками и карбонатным илом. Отсутствуют типичные для тропической зоны каркасные постройки, сложенные кораллами и губками (хететидами). Слабо представлена фация отмельных криноидно-фузулиновых известняков, типичная для сопредельных территорий Южного Тянь-Шаня и Тарима. В палеогеографическом отношении позиция биогермов отвечает северной границе области распространения рифов пенсильванской эпохи. По фауне фораминифер, брахиопод и кораллов возраст карбонатной толщи определяется как раннемосковский (около 315–310 млн лет). Прекращение островодужного вулканизма, сопровождавшееся накоплением известняков в Богдошане, происходило субсинхронно с формированием Западно-Джунгарской сутуры (комплекс Байингоу) и, по-видимому, являлось следствием приращения Богдошаньской дуги к Илийской активной окраине Казахстанского континента. Дальнейшее опускание Богдошаня и сопредельных областей Джунгарской и Турфанской впадин, несколько замедленное в конце карбона и более интенсивное в ранней и средней перми, может отражать развитие бассейна форланда, сформировавшегося вдоль северного фланга Тянь-Шаньского орогена в это время. Морские фации локально сохранялись в прогибе до артинского века (285 млн лет), в дальнейшем Джунгарская и Турфанская впадины потеряли связь с океаном и развивались в континентальных условиях.

Ключевые слова: Джунгария, Богдошань, островодужный магматизм, карбонатные постройки, фораминиферы, брахиоподы, ругозы, московский ярус, карбон, пермь.

DOI: <https://doi.org/10.31857/0869-592X27157-78>

ВВЕДЕНИЕ

Область сочленения палеозойских орогенов Казахстана, Тянь-Шаня и Алтая в Джунгарском

регионе Северного Синцзяня (КНР) (рис. 1) представляет один из сложнейших структурных узлов в Центрально-Азиатском складчатом

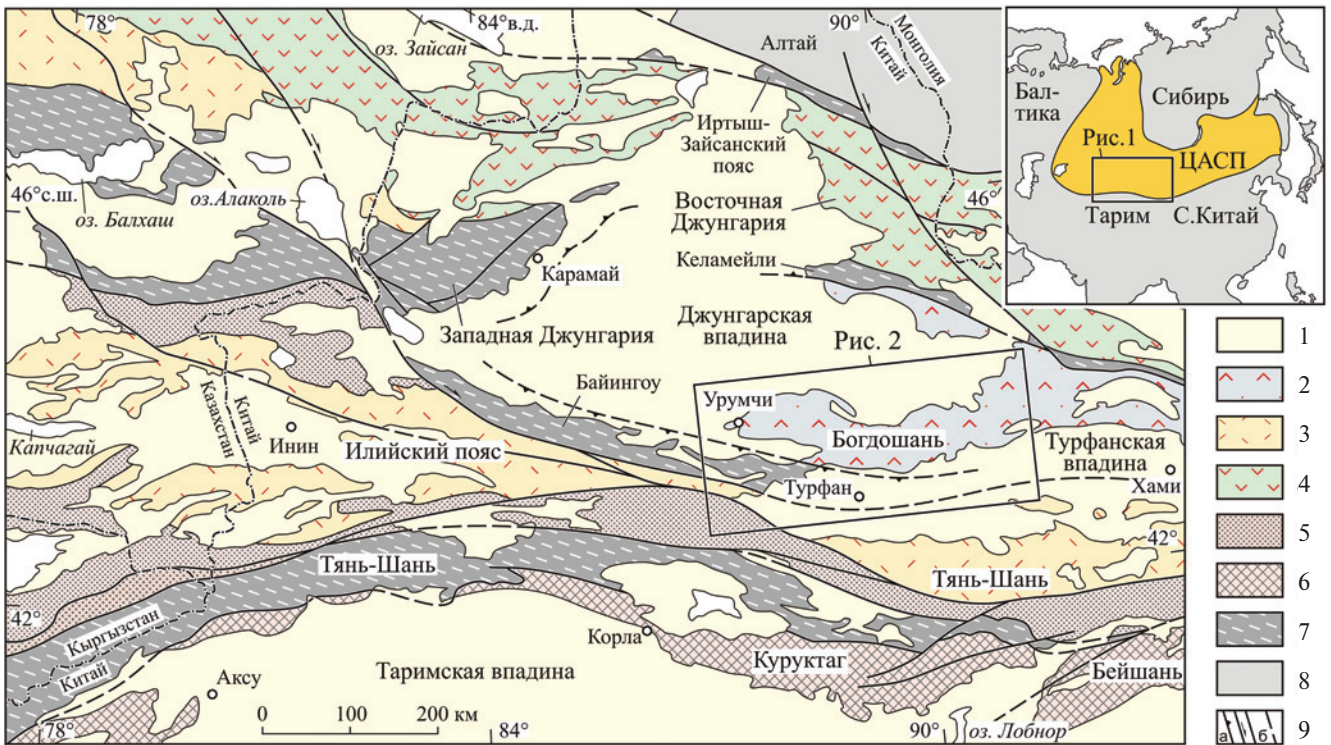


Рис. 1. Тектоническая схема Джунгарии и прилегающих областей Казахстана и Тянь-Шаня. На врезке: палеозойский Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) в структуре Евразии. 1 – кайнозойские и мезозойские отложения; 2 – Богдошанский блок: островодужные вулканиты нижнего и среднего карбона, осадочные толщи среднего карбона–перми; 3 – верхнедевонские и каменноугольные комплексы активной окраины в пределах Балхаш-Илийского пояса и Восточного Тянь-Шаня; 4 – палеозойские комплексы островных дуг Чингизской, Жарма-Саурской, Дулате (Dulate) и Емачуань (Yemachuan); 5, 6 – докембрийские континентальные блоки: 5 – в Казахстан-Тянь-Шаньской области, 6 – Таримский кратон и Бейшань; 7 – средне- и позднепалеозойские аккреционные комплексы и коллизионные пояса; 8 – палеозойские островодужные и аккреционные комплексы Алтайской области; 9 – разрывные нарушения: а – обнаженные, б – предполагаемые под чехлом. Составлено с использованием данных (Carroll et al., 1990; Windley et al., 2007; Zhang et al., 2008; Алексеев и др., 2015).

поясе (Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2015). История формирования палеозойских островодужных и аккреционных комплексов Джунгарии охарактеризована достаточно подробно, однако значительные неопределенности остаются в вопросе о природе фундамента Джунгарской впадины, находящейся в центральной части орогенного коллажа, особенно о строении ее южной части, где мощность осадков превышает 10 км. Различные авторы предполагали здесь: а) блок с корой океанического типа (Coleman, 1989; Carroll et al., 1990; Xu et al., 2013), б) докембрийский микроконтинент (Zhang et al., 1993; Xu et al., 2015b), в) палеозойский островодужный террейн или аккреционный комплекс (Zheng et al., 2007; Li et al., 2015a), но противоречия в моделях сохраняются вследствие дефицита данных. Одним из важных источников информации о строении палеозойских толщ в фундаменте впадины являются поднятия в Восточной Джунгарии и хр. Богдошань, окаймляющие ее с востока и юга (рис. 1).

Хребт Богдошань с высотами до 5445 м (гора Богдо-Ула) протягивается на 400 км в широтном направлении к востоку от города Урумчи, отделяя Джунгарскую впадину на севере от Турфанской впадины на юге (рис. 2). Ядро поднятия слагают вулканогенные островодужные толщи нижнего и среднего карбона¹ и преимущественно терригенные отложения верхов карбона и перми, чрезвычайно мощные и довольно просто дислоцированные (Liao et al., 1987; Carroll et al., 1990, 1995; Graham et al., 1990, 1993; Wartes et al., 2002; Bian et al., 2010; Chen et al., 2013; Xie et al., 2016a, 2016b). Вопрос о стратиграфическом объеме и обстановках формирования выделяемых здесь свит решается различными авторами по-разному (рис. 3). Слабо охарактеризованными остаются вопросы био- и литостратиграфии, палеогеографии и корреляции

¹ Здесь и далее используется традиционное для России деление каменноугольной системы на три отдела (Zhamoïda, 2013), где средний и верхний карбон отвечают соответственно нижнему и верхнему пенсильванию Международной стратиграфической шкалы.

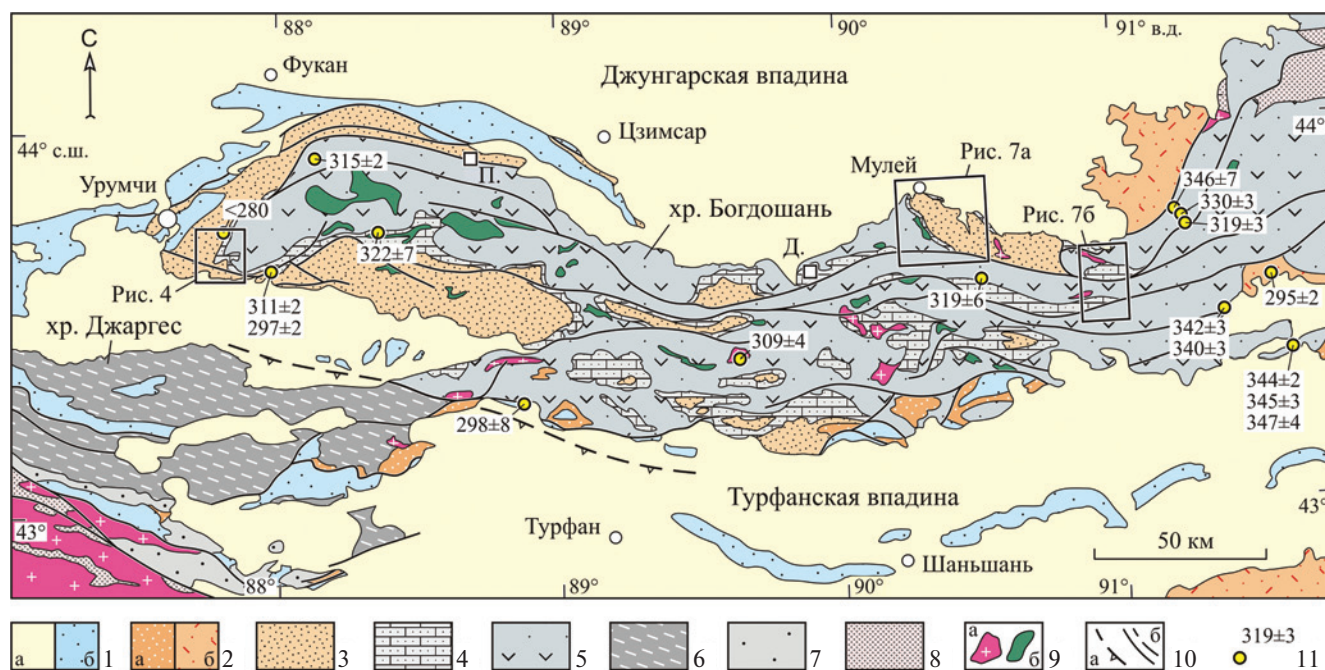


Рис. 2. Геологическая карта хр. Богдошань (по данным ХВГМР..., 1964; Li, Xu, 2007 с изменениями). 1 – осадочные отложения: а – кайнозой, б – мезозой; 2 – пермская система: а – терригенные породы перми на южных склонах хребта, б – вулканиты нижней перми; 3 – терригенные породы верхнего карбона и перми; 4 – известняки, песчаники и конгломераты среднего карбона (свита Чиззягоу); 5 – ниже- и среднекаменноугольные островодужные вулканиты; 6 – девонские и каменноугольные породы аккреционного комплекса Байингоу (Западно-Джунгарская сутура); 7 – каменноугольные отложения преддугового прогиба Илийской дуги; 8 – докаменноугольные толщи; 9 – интрузии: а – гранитов, б – диоритов; 10 – разломы: а – надвиги, б – взбросы, сбросы и сдвиги, обнаженные и предполагаемые под чехлом; 11 – места отбора геохронологических проб и U–Pb возраста (млн лет) пород по данным (Tan et al., 2010; Chen et al., 2011, 2013; Shu et al., 2011; Tang et al., 2014; Xie et al., 2016a, 2016b; Zhang et al., 2017; Wali et al., 2018). Буквами на карте обозначены участки работ: П – пос. Панцзяотай, Д – р. Дадунгоу.

разрезов верхнего палеозоя исследуемого района с одновозрастными разрезами других регионов Евразии. Особого внимания заслуживают вопросы о времени прекращения островодужного магматизма и времени исчезновения последних морских бассейнов – основных событий, отражающих крупнейшие тектонические перестройки в палеозойской истории региона. Основной целью настоящей работы является определение времени отмирания каменноугольной островной дуги в хребте Богдошань и уточнение причин этого события в контексте общих процессов позднепалеозойской аккреции и закрытия океанических бассейнов в Джунгарском регионе.

Коллекция изученной фауны хранится в Палеонтолого-стратиграфическом музее Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета под номером 380.

ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ХР. БОГДОШАНЬ

Предшествующие стратиграфические исследования показали, что в хр. Богдошань присутствуют отложения девонской, каменноугольной

и пермской систем (ХВГМР... 1964; Xinjiang stratigraphic..., 1981; Liao et al., 1987; Carroll et al., 1990, 1995; Graham et al., 1993; Wartes et al., 2002; Li, Xu, 2007; Bian et al., 2010).

Породы девона имеют ограниченное распространение и остаются слабоизученными. На востоке хр. Богдошань по данным (ХВГМР..., 1964; Li, Xu, 2007) они представлены вулканитами с единичными пластами известняков, а на продолжении структур в Восточной Джунгарии, к югу от офиолитов Келамейли (Kelameili) – мелководно-морскими терригенными и карбонатными отложениями (Carroll et al., 1990).

Наиболее широко в хр. Богдошань развиты вулканические толщи нижнего и низов среднего карбона, выделяющиеся как серия Чиргузы (Qiergusi) и свита Люшугоу (Liushugou) (рис. 3). В их разрезах преобладают лавы, лавобрекчии и туфы основного, среднего и кислого состава, отмечаются субщелочные разности. В подчиненных количествах присутствуют туфопесчаники и терригенные отложения (ХВГМР..., 1964; Liao et al., 1987; Carroll et al., 1990). Преимущественно известково-щелочной состав вулканитов, высокие содержания Al и низкие

Система	Отдел (1)		Ярус	Возраст	ХВГМР (1964)	Carroll et al. (1995)	Wartes et al. (2002) Li & Xu (2007)	Tang et al. (2014)	Настоящая работа	
	н.	н.								
Пермская	Т.	н.	Индский	252	Канфангоу	Канфангоу	Канфангоу	Канфангоу		
		н.	Чансинский	254						
	Биарм.	Тат.	Учапинский	260	Хонъянчи	Хонъянчи-Вулапо	Канфангоу	Хонъянчи		
		Гвадал.	Кептенский	265	Яомошань	Ташкала	Хонъянчи	Яомошань		
	Приуральский	Приуральский	Вордский	269			Лукаогоу	Цзинцзиндзигоу	Цзинцзиндзигоу	
		Приуральский	Родский	272			Вулапо	Вулапо	Цзицзикаодзи	
	Приуральский	Приуральский	Кунгурский	279	Цзинцзиндзигоу	Ширензигоу	Ташкала	Ташкала	Ташкала	
			Артинский	290				<285	<285	
		Приуральский	Сакмарский	295	Цзицзикаодзи	Аэрту	Ширензигоу	Ширен(зи)гоу	Ширензигоу	
			Ассельский	299						
верх.		Пенсильванский	Гжельский	304	Ташкала	Аэрту	Аэрту	Чицзягоу	Аэрту	
			Касимовский	307	Ширензигоу					
	средний	Пенсильванский	Московский	315	Чицзягоу(б)	Чицзягоу	Чицзягоу	Чицзягоу		
			Башкирский	315	Чицзягоу(а)	Чицзягоу	Чицзягоу	Чицзягоу		
нижний	Миссисипский	Серпуховский	323	Люшугоу	Люшугоу	Люшугоу	Люшугоу	Люшугоу		
		Визейский	331	Чиргузы	Чиргузы	Чиргузы	Чиргузы	330		
		Турнейский	347					342	340	
								346	345	344

Рис. 3. Сопоставление схем расчленения разрезов верхнего палеозоя хр. Богдошань по данным различных авторов. 1 – интервал разреза, рассматривающийся в этой статье; 2 – уровень развития карбонатных пород в свите Чицзягоу; 3: а – находки морской фауны; б – U–Pb возраста (млн лет) вулканических пород по данным (Tan et al., 2010; Chen et al., 2011, 2013; Shu et al., 2011; Xie et al., 2016a, 2016b; Zhang et al., 2017; Wali et al., 2018); в – возраст (млн лет) песчаников по результатам U–Pb датирования обломочных цирконов (Tang et al., 2014). В колонках Отдел 1 и Отдел 2 указаны отделы, принятые в Российской и Международной стратиграфических шкалах соответственно. Сокращения: Биарм. – Биармийский, Тат. – Татарский, Гвадал. – Гвадалупский, Лоп. – Лопинский, Т. – Триас, н. – нижний, верх. – верхний.

концентрации Ti, Nb и Ta в базальтах характеризуют вулканические серии как островодужные (Chen et al., 2013; Xie et al., 2016a, 2016b). Находки фауны брахиопод, кораллов и фораминифер в осадочных прослоях среди вулканитов свидетельствуют о том, что вулканизм происходил в морских условиях (Carroll et al., 1990, 1995). По палеонтологическим данным вулканические серии относятся к нижнему и низам среднего карбона (ХВГМР..., 1964; Carroll et al., 1990). Результаты U–Pb датирования определяют возраста вулканитов в пределах от 347 до 315 млн лет (рис. 2, 3) (Tan et al., 2010; Chen et al., 2013; Xie et al., 2016a, 2016b).

Каменноугольные отложения, обнажающиеся юго-западнее Урумчи в горах Джаргес (рис. 2), часто объединяются в единый блок с вулканидами Богдошаня, однако, как показывают последние исследования, здесь развиты принципиально иные фации. Породы карбона здесь представлены интенсивно дислоцированными глубоководными кремнистыми и туфогенными отложениями, ассоциирующими с турбидитами, олистостромами и тектоническими меланжами. В литологическом и структурном отношении они идентичны образованиям каменноугольного аккреционного комплекса Байингоу (Bayingou), протягивающегося далее к западу вдоль южно-

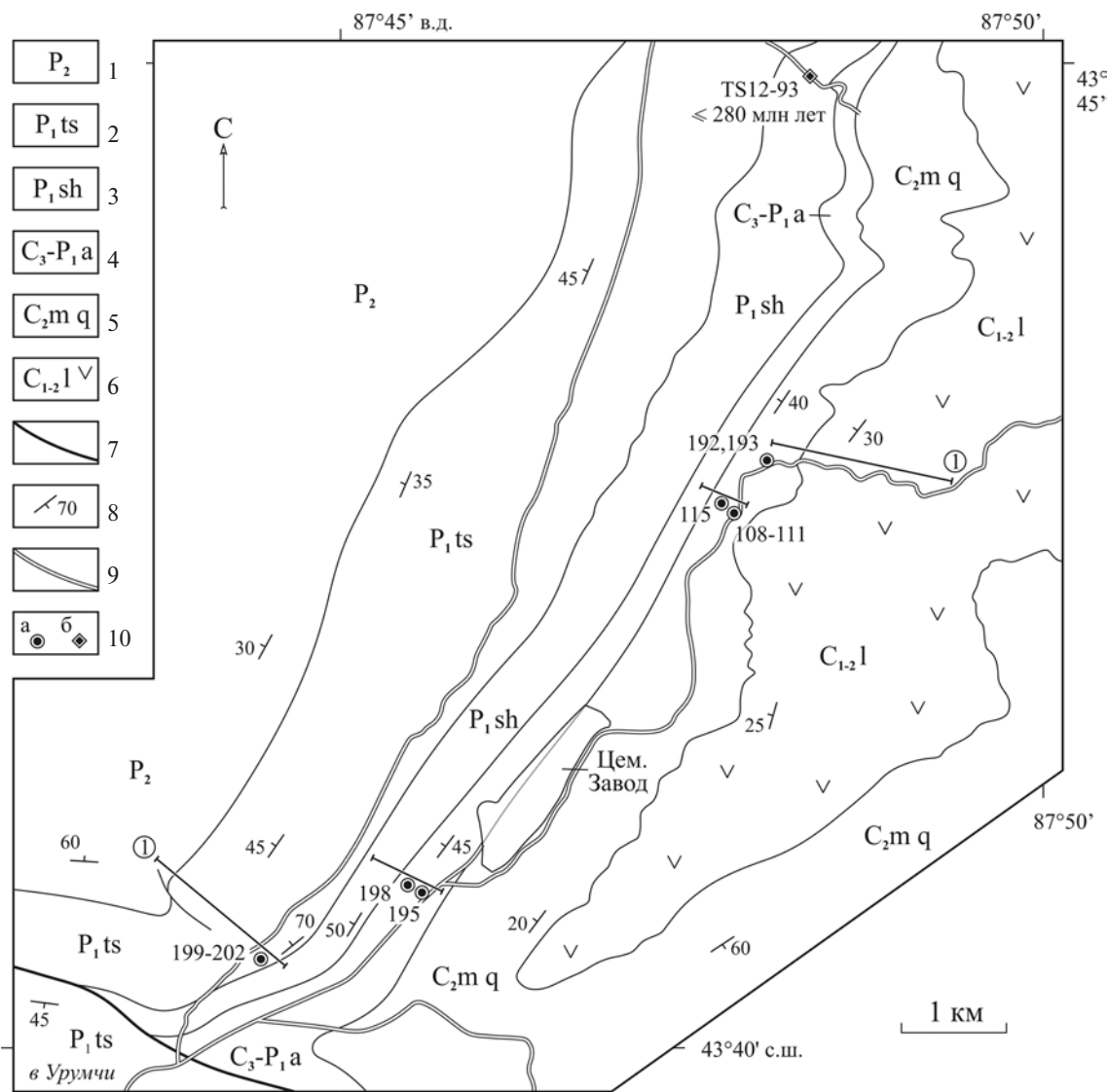


Рис. 4. Геологическая карта района долины р. Чицзягоу (цементный завод). 1 – средняя пермь: песчаники с единичными прослоями туфов; 2, 3 – нижняя пермь: 2 – свита Ташкала: чередование песчаников и алевролитов, прослой водорослевых известняков, 3 – свита Ширензигоу: песчаники; 4 – верхний карбон–нижняя пермь, свита Аэрту: песчаники и алевролиты, турбидиты; 5 – средний карбон, московский ярус, свита Чицзягоу: известняки, пудинговые и глыбовые конгломераты, песчаники, единичные потоки вулканитов; 6 – нижний и средний карбон, свита Люшугоу: риолиты, дациты, андезиты и туфы; 7 – разломы; 8 – элементы залегания пластов; 9 – дороги; 10 – точки опробования и номера образцов: а – настоящая работа; б – предшествующие исследования. Прямые линии показывают положение изученного разреза.

го борта Джунгарской впадины, и представляют с ним одно целое (рис. 1) (Wang et al., 2010). От полого дислоцированных островодужных серий хр. Богдошань аккреционный комплекс отделяется крупным разломом, по-видимому продолжающимся к востоку в фундаменте Турфанской впадины (рис. 1, 2).

Разрезы среднего–верхнего карбона и перми представлены преимущественно терригенными фациями и имеют различное строение на южных и северных склонах хр. Богдошань. На южных склонах, в северном обрамлении Турфанской впадины, как правило, отсутствуют отложения

верхнего карбона и нижних горизонтов перми, и пермские толщи лежат с несогласием на нижнем и среднем карбоне (Shao et al., 1999; Wartes et al., 2002; Carroll, Wartes, 2003; Li, Xu, 2007). Для северных и западных склонов хребта характерны более полные разрезы, и крупные перерывы здесь не фиксируются (Carroll et al., 1990, 1995; Tang et al., 2014).

Наиболее детально изучены разрезы юго-восточнее города Урумчи, где отложения карбона и перми обнажаются непрерывно в полосе шириной до 10–15 км (рис. 2, 4). На среднекаменноугольные вулканиты свиты Люшугоу в этом

районе ложатся вулканомиктовые конгломераты, олистостромы и известняки, выделяющиеся как свита Чицзягоу (Qijiagou). По фаунистическим данным возраст свиты определялся как среднекаменноугольный (Carroll et al., 1990, 1995; Webster et al., 2009). Для риолитов, образующих потоки и дайки в разрезе свиты в долине Байянгоу

(Baiyanggou), получены среднекаменноугольная 311 ± 2 млн лет (Xie et al., 2016a) и раннепермские 297–288 млн лет (Wang et al., 2010; Chen et al., 2011; Shu et al., 2011) U–Pb даты.

Известняки и конгломераты сменяются вверх по разрезу турбидитами, которые иногда относятся к верхней части свиты Чицзягоу (XBGRM..., 1964; Tang et al., 2014), но чаще выделяются как самостоятельная свита Аэрту (Aoertu). С учетом резких вещественных различий, второй вариант представляется более правым (Carroll et al., 1995; Wartes et al., 2002; Li, Xu, 2007). Выше следуют грубозернистые флювиальные песчаники свиты Ширен(зи)гоу (Shiren(zi)gou) и далее песчаники с редкими линзами водорослевых известняков, относящиеся к свите Ташкала (Tashikula) (Carroll et al., 1995; Wartes et al., 2002; Bian et al., 2010). Возраст этих свит остается слабо охарактеризованным и в различных схемах определялся по-разному: в диапазоне от среднего карбона до средней перми включительно (рис. 3). Вышележащие флювиальные и озерные отложения средней и верхней перми часто обогащены $C_{орг}$ и являются основным источником углеводородов в регионе. Их субсогласно перекрывают флювиальные отложения триаса, на которых несогласно залегают мощные толщи юры–кайнозой (Liao et al., 1987; Graham et al., 1990; Wartes et al., 2002; Carroll, Wartes, 2003; Tang et al., 2014).

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

В ходе полевых исследований изучено 10 пересечений на северных и западных склонах хр. Богдошань в районе 88° – 91° в.д. (рис. 2). Основное внимание уделялось био- и литостратиграфической характеристике разрезов верхней части карбона и низов перми, и прежде всего карбонатам, развитым в кровле вулканической серии нижнего–среднего карбона.

Район к юго-востоку от города Урумчи, р. Чицзягоу. Один из наиболее представительных разрезов среднего–верхнего карбона и нижней перми обнажается на западном окончании хр. Богдошань в 15 км к юго-востоку от г. Урумчи в районе р. Чицзягоу (рис. 4). В основании разреза лежат вулканиты свиты Люшугоу, представленные андезитовыми и дацитовыми лавами, лавобрекчиями, туфами и туфобрекчиями мощностью более 400 м (рис. 5а; б, разрез 1). В туфобрекчиях встречаются редкие обломки микритовых известняков.

На вулканитах с резким контактом залегают пудинговые конгломераты, известняковые брекчии и известняки свиты Чицзягоу (рис. 5а). Конгломераты, образующие линзовидные тела в основании свиты, сложены гальками, валу-

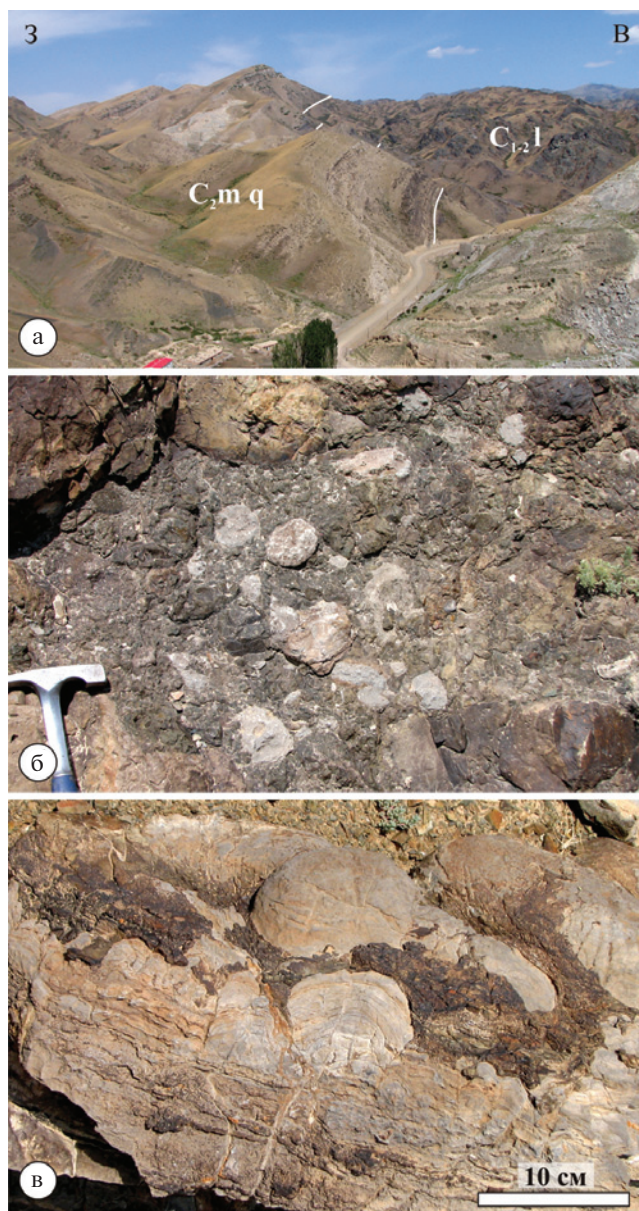


Рис. 5. Фотографии обнажений: а – контакт вулканитов свиты Люшугоу (C_{1-2}) с вышележащими конгломератами, известняками (светлые скальные выходы в центре снимка) и песчаниками свиты Чицзягоу (C_{2mq}) в районе известнякового карьера в долине Чицзягоу; б – пудинговые конгломераты с обломками известняков в матрице туфопесчаника – отложения грязевых потоков (лахаров?) в нижней части свиты Чицзягоу, там же; в – строматолитовые постройки с отчетливо выраженными купольными структурами в свите Чицзягоу восточнее г. Мулей, разрез 3 (см. рис. 6).

нами, реже глыбами известняков, плавающими в матрице туфопесчаника (рис. 5б). Отсутствие сортировки и обилие матрикса свидетельствуют о том, что конгломераты отлагались грязевыми потоками, а пепловый материал в матрице предполагает, что потоки могли представлять лахары.

Известняки в нижней части свиты образуют протяженный горизонт мощностью от 10 до 60 м, выраженный грядой в рельефе (рис. 5а). Разрез карбонатной пачки представляет чередование массивных светло-серых крупоплитча-

тых органогенных известняков и песчанистых известняков с пластами плитчатых глинистых известняков и известковых песчаников и алевролитов. Для органогенных разностей характерны скопления и единичные створки брахиопод, одиночные и колониальные кораллы, мшанки, гастроподы, обильный детрит члеников криноидей, встречаются водорослевые постройки (табл. I; II, фиг. 1).

Брахиоподы в точках сбора 192, 193 в нижней части свиты (рис. 6, разрез 1) представлены

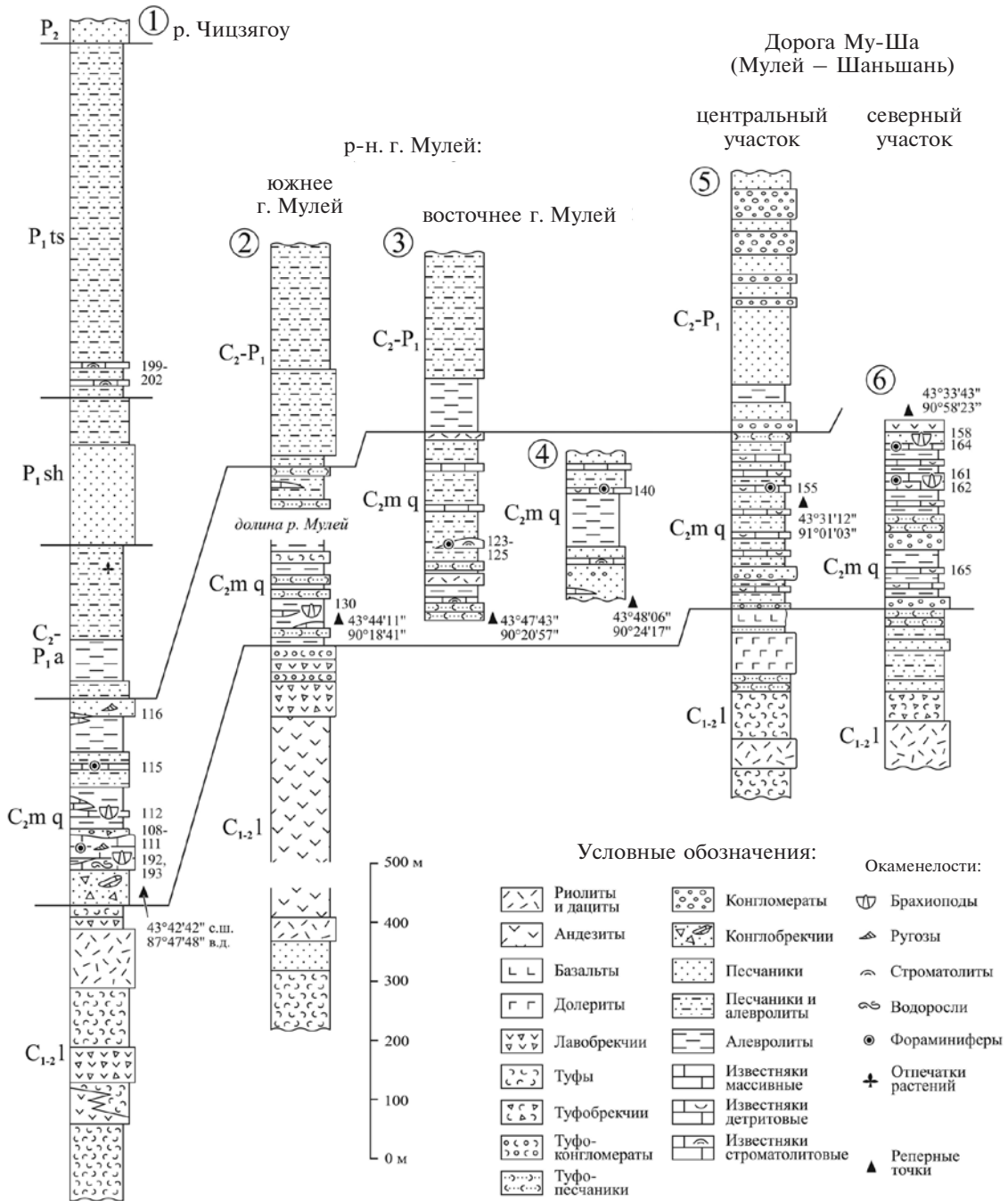


Рис. 6. Схема корреляции разрезов верхнего палеозоя западных и северных склонов хр. Богдошань. Номера колонок отвечают номерам разрезов на рис. 4, 7а и 7б.

среднекаменноугольными раннемосковскими формами *Admoskovia* sp., “*Dictyoclostus*” *primus* Semichatova, *Karavankina* sp. и многочисленными створками *Choristites andygenensis* Semichatova (gr. *mansuyi* Chao) (табл. I). Здесь же определены одиночные кораллы *Rotiphyllum* sp. (Fedorowski, 2009) (табл. I, фиг. 11), широко распространенные в башкирском и московском ярусах Донецкого бассейна, и *Pseudotimania* aff. *irregularis* Gorsky (табл. I, фиг. 12, 13). Вид *P. irregularis* характерен для московского яруса Новой Земли, Северного Тимана и Урала (Горский, 1978; Опорные..., 1997). В точке 193 обнаружен комплекс фораминифер с *Planoendothyra aljutovica* (Reitlinger), *Endothyra* sp., *Bradyina cribristomata* Rauser et Reitlinger, *Tetrataxis angusta* var. *serpukhovensis* Reitlinger., *T. paraconica* Reitlinger, *T. subcylindricus* Conyl et Lys, *T. ex gr. minima* Lee et Chen, *T. mumerabilis* Reitlinger, *Pseudotaxis eominima* (Rauser), *Endotaxis brazhnikovae* (Bogush et Juferev), *E. minuta* Brazhnikova, *Endotaxis planiformis* Brazhnikova, *Neostaffella* cf. *subquadrata* (Grozdilova et Lebedeva), *Ozawainella* cf. *angulata* Colani, *Oz. ex gr. umbonata* Brazhnikova et Potievskaja, *Profusulinella* sp. (табл. I). Возраст комплекса раннемосковский, по составу он мало отличается от возрастных аналогов в киргизском Южном Тянь-Шане (Дженчураева, 1979). Некоторым своеобразием является обилие особей и видов *Tetrataxis* (см. ниже).

Из верхних горизонтов пачки, точки 108–111 (рис. 4; 6, разрез 1), в криноидных биоспаритах, содержащих примесь пепла риодацитового состава, определены брахиоподы *Admoskovia* sp. и сходный комплекс фораминифер, в котором присутствуют *Pseudostaffella grandis* (Schlykova), *Ozawainella kurakhovensis* Manukalova, *O. cf. inflata* Dzhentchuraeva, *Staffellaeformes staffellaeformis* (Kireeva), *Profusulinella* cf. *timanica* (Kireeva), *Eofusulina* sp. и др. (табл. I), а также водоросли *Ungdarella uralica* Maslov, *Komia abundans* Korde, что также несомненно соответствует нижней части московского яруса.

В верхней части свиты развиты алевролиты и песчаники с прослоями известняков, калькаренитов и карбонатных брекчий, замещающихся по простирацию органогенными известняками. Отмечаются единичные пласты туфов и вулканической брекчий. В калькаренитах и песча-

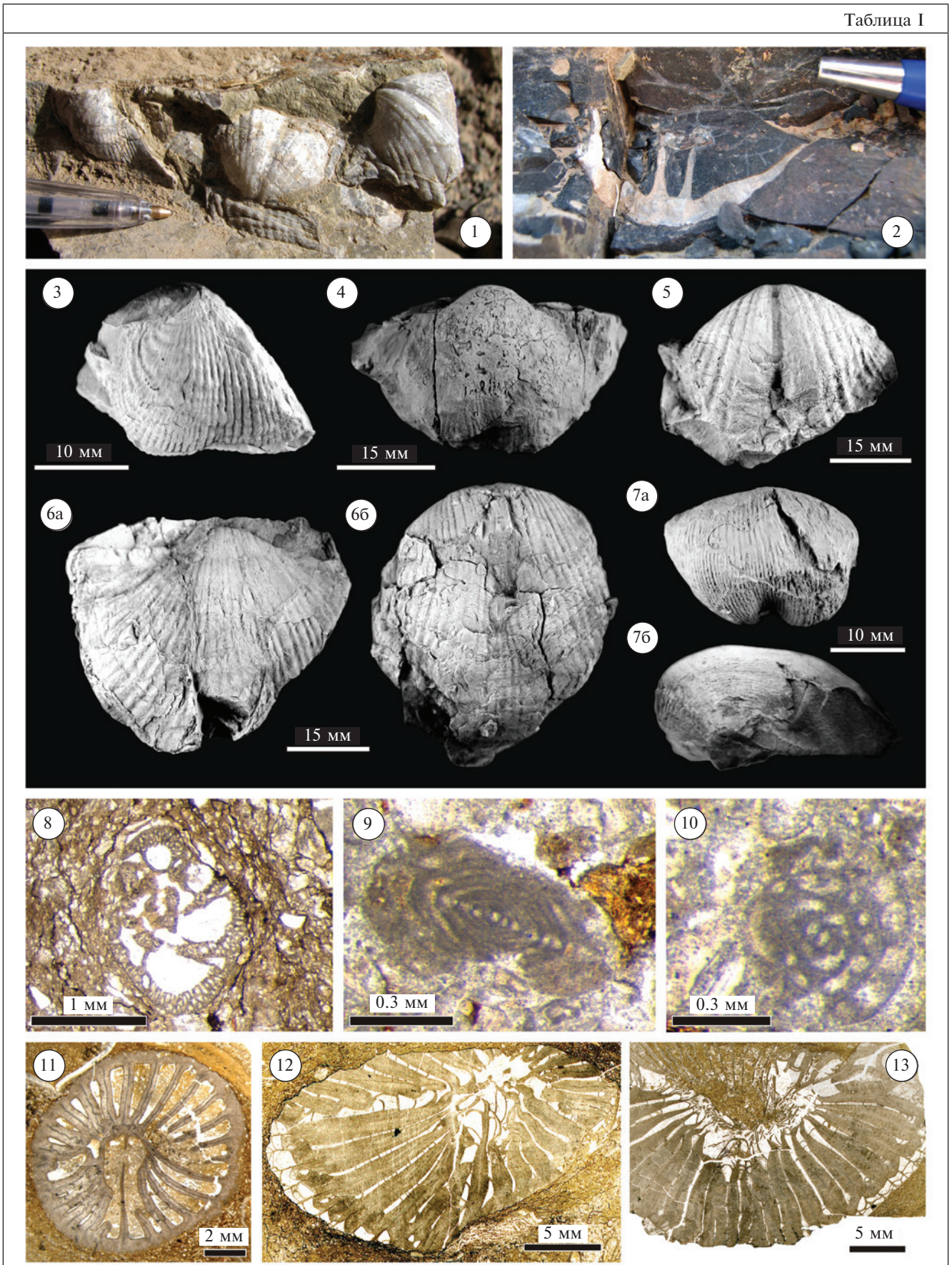
никах найдены брахиоподы *Orthotetes radiata* Fischer, *Admoskovia* sp., обломки ругоз и перетолженные фораминиферы (точки 112–115) того же раннемосковского комплекса. Общая мощность карбонатсодержащих слоев достигает 300 м (ХВГМР..., 1964; Carroll et al., 1995). Судя по фотоизображениям Google Earth, карбонаты протягиваются не менее чем на 30 км в северном направлении.

На свите Чицзягоу согласно залегают алевролиты и турбидиты свиты Аэрту мощностью 250–300 м (Carroll et al., 1995; Wartes et al., 2002). В низах свиты преобладают алевролиты и дистальные турбидиты. Вверх по разрезу мощности турбидитовых прослоев увеличиваются, а доля фоновых отложений уменьшается. Изучение шлифов показывает, что песчаники и редкие пласты гравийно-галечного состава отвечают вулканомиктовым грауваккам и сложены в основном слабоокатанными обломками различных вулканитов с преобладанием риодацитов. В незначительных количествах присутствуют обломки карбонатов. Для турбидитов характерны эрозионные подошвы и циклы Боума А, А–В, А–В–С, А–С, С. В циклитах С преобладают косослоистые серии, реже встречаются конволютные текстуры. Ориентировка гиероглифов и косои слоистости (10 замеров) указывает, что снос материала турбидитами происходил в северо-восточных румбах (азимуты 350°–100°).

В прослоях алевролитов между турбидитовыми ритмами встречаются раковины гастропод и стволы криноидей, захороненные в прижизненном положении, что свидетельствует об относительно небольшой глубине бассейна. В песчаниках сохраняются остатки наземных растений (*Calamites*), из которых определены *Elatocladus kassagatschica*, характерные для пенсильвания Ангарской палеофлористической области (Мосейчик, 2016). Кроме того, в отложениях свиты ранее найдены раковины фораминифер, брахиопод и головоногих моллюсков (Carroll et al., 1995). С учетом находок московской фауны в нижележащих известняках и обломочных цирконов раннепермского возраста в перекрывающих отложениях (Tang et al., 2014), возраст свиты Аэрту может быть определен в пределах позднего карбона–ранней перми (Carroll et al., 1995) (рис. 3).

Таблица I. Характерные брахиоподы и фораминиферы в известняках Чицзягоу московского яруса. 1–7 – брахиоподы: 1 – скопление раковин *Choristites*; 2 – поперечный срез брюшной створки *Choristites*; 3 – *Admoskovia* sp., брюшная створка, обр. 108; 4 – *Admoskovia aljutovensis* Lazarev, брюшная створка, обр. 130; 5 – *Choristites andygenensis* Semichatova, брюшная створка, обр. 192-1; 6 – *Choristites radiculosus* Ivanov et Ivanova: а – брюшная створка, обр. 130-1, б – спинная створка, обр. 130-2; 7 – “*Dictyoclostus*” *primus* Semichatova, обр. 193-1: а – брюшная створка, б – вид сбоку; 8–10 – фораминиферы: 8 – *Bradyina cribristomata* Rauser et Reitlinger, обр. 109-16; 9 – *Ozawainella kurakhovensis* Manukalova, обр. 110-1-2; 10 – *Pseudostaffella grandis* (Schlykova), обр. 110-1; 11–13 – кораллы: 11 – *Rotiphyllum* sp., поперечное сечение, обр. 192-1; 12, 13 – *Pseudotimania* aff. *irregularis* Gorsky, последовательные поперечные сечения взрослой стадии, обр. 193.

Таблица I



Вверх по разрезу турбидиты переходят в зеленовато-серые массивные, прочно сцементированные грубоплитчатые крупнозернистые вулканомиктовые песчаники свиты Ширен(зи)гоу мощностью около 250 м. В песчаниках иногда содержится растительный детрит, ранее здесь были найдены фораминиферы, брахиоподы и одиночные кораллы (ХВГМР..., 1964; Carroll et al., 1995), свидетельствующие о мелководно-морских условиях седиментации. В верхней части свиты датированы обломочные цирконы с модальным (пиковым) и минимальным возрастaми 298 и 285 млн лет соответственно, что определяет возраст пород как раннепермский, не древнее артинского яруса (Tang et al., 2014).

Выше согласно с постепенным переходом лежит свита Ташкала (Carroll et al., 1995), представленная чередованием алевролитов и алевропесчаников с массивными и косослоистыми средне- и крупнозернистыми песчаниками. Отмечаются единичные прослои туфопесчаника и гравелита. Для нижней части свиты характерны микробиальные биостромы (microbial mounds) мощностью до 30 см, образованные цианобактериями *Girvanella* и строматолитами неясного систематического положения (табл. II, фиг. 2). Здесь же присутствуют несортированные мелкообломочные карбонатные брекчии, состоящие из слабоокатанных обломков строматолитовых известняков, пространство между которыми заполнено мелкими криноидеями, полуокатанными литокластами и оолитами с небольшим количеством микритового цемента, а также оолитами и члениками криноидей с цианобактериальными обрастаниями. Отмечаются косослоистые калькарениты. Происхождение этих отложений несомненно мелководно-морское. В песчаниках свиты Ташкала определены споры сакмарско-артинского возраста (Zhu et al., 2005). Общая мощность свиты превышает 500 м (рис. 6, разрез 1). Выше с постепенным переходом лежат флювиальные и озерные, преимущественно песчаные отложения верхов нижней(?) и средней перми (рис. 3). Морские фации в вышележащих отложениях отсутствуют.

Пос. Панцзяотай (Pangjiaotai). Южнее поселка Панцзяотай (43°53'11" с.ш., 88°46'46" в.д.; см. рис. 2) в опрокинутом залегании с крутыми южными падениями вскрывается толща туфов с редкими потоками порфириновых лав, общей мощностью более 200 м. Вулканиды содержат прослои криноидно-водорослевого пакстоуна с большим количеством слабоокатанных литокластов известняка, редкими фораминиферами, иглами продуктид и одиночными ругозами *Pseudotimania* sp., иногда захороненными в прижизненном положении. Выше по разрезу те же окаменелости встречаются в пачке тем-

ных алевролитов с примесью риодацитового пепла, обломков известняка и редко кремней-радиоляритов. В известняковых включениях определены фораминиферы среднего карбона *Pseudoglomospira* sp., *Bradyina* sp., *Ozawainella* (?) sp. Характерная ассоциация вулканитов и карбонатов, а также присутствие среднекаменноугольных фораминифер позволяет считать эту толщу аналогом свиты Чицзягоу из района Урумчи.

Правобережье р. Дадунгоу. Здесь у северного подножия хр. Богдошань (43°38'40" с.ш., 89°53'20" в.д.; см. рис. 2) в ядре пологой синклинали вскрывается крупный водорослевый иловый биогерм (Waulsortian mud mound; Lees, Miller, 1995), залегающий с резким контактом, следами размыва и галькой в основании на базальтах и туфах свиты Люшугоу. Площадь массива составляет более 10 × 6 км, мощность превышает 50 м. Биогерм сложен грубоплитчатыми и массивными водорослевыми известняками с большим количеством карбонатного ила и примесью скелетных фрагментов, представленных члениками криноидей, мшанками и раковинами в микритовом цементе (табл. II, фиг. 5). Характерны многочисленные пустоты, заполненные карбонатным илом и столбчатым кальцитом (fibrous calcite), образующим структуру цементстоун (cementstone) (табл. II, фиг. 3). В естественных углублениях рельефа и в обрамлении постройки развиты криноидно-водорослево-остракодовые грейнстоуны, пакстоуны (табл. III, фиг. 1, 2) и вакстоуны с редкими остатками головоногих. Хорошая сохранность остракод с длинными шипами, обилие карбонатного илового материала и остатки головоногих указывают на относительно глубоководные обстановки формирования илового холма.

В кровле иловые холмы сменяются водорослевыми фреймстоунами, которые образованы столонами красных водорослей *Ungdarella* (табл. II, фиг. 4). В кровле и подошве известняковой пачки обнаружены биоспариты с редкими раковинами фораминифер *Tolyrammina complicata* Reitlinger, *Climacammina* aff. *procera* Reitlinger, *Glomospirita* (?) sp., *Palaeotexturlaria vulgaris* Reitlinger, *Pseudoglomospira* sp., *Eostaffella* sp., а также с водорослями *Ungdarella uralica* Maslov, *Ungdarellina* (?) sp., *Epistacheoides connorensis* Mamet et Rudloff. Возраст комплекса не древнее начала среднего карбона. Кровля известняков не наблюдалась.

Синклиналь Мулей. В районе р. Мулей (Mulei) (43°40'—43°50' с.ш., 90°18' в.д.) наблюдается простая синклинальная структура, на крыльях сложенная вулканитами нижнего—среднего карбона, а в ядре содержащая мощную обломочную, в основном песчанистую толщу (рис. 7а).

Таблица II

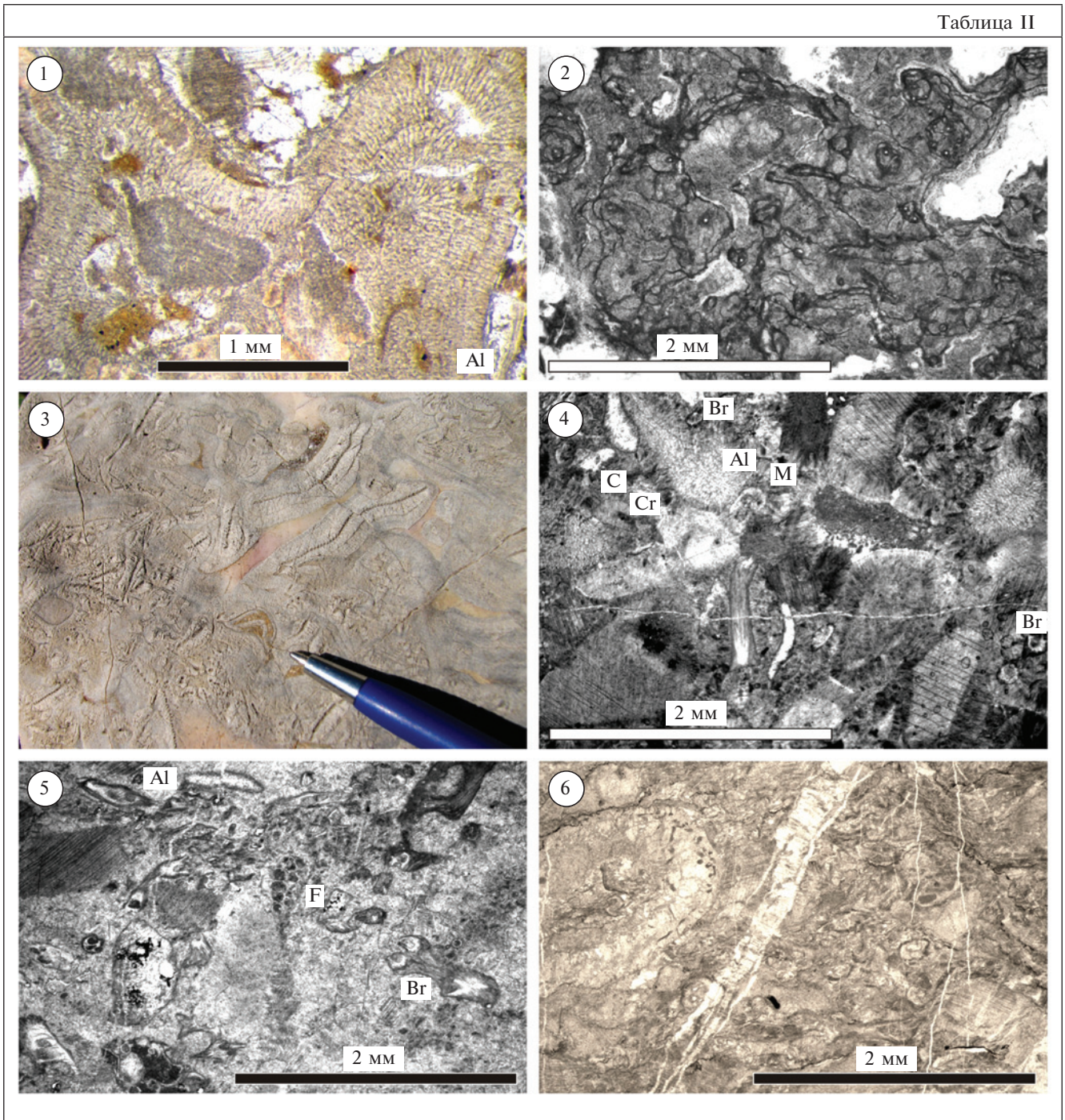


Таблица II. Органогенные известняки среднего карбона и нижней перми.

1, 2 – район р. Чицзягоу в 10 км восточнее г. Урумчи: 1 – водорослевый (*Komia*) баундстоун, обр. 109-3, московский ярус, свита Чицзягоу; 2 – цианобактериальный (*Girvanella*) баундстоун, обр. 201, нижняя пермь, свита Ташкала; 3–5 – правобережье р. Дадунгоу, средний карбон, водорослевый биогерм: 3 – структуры цементстоун – столбчатый кальцит, выполняющий пустоты в водорослевом биогерме; 4 – баундстоун из столбов *Ungdarella*; 5 – цианобактериальный баундстоун с фрагментами криноидей, мшанок и фораминифер, обр. 122-2; 6 – дорога Му-Ша, северная часть, московский ярус, цианобактериальный баундстоун, обр. 160. Сокращения: Al – водоросли, Br – обломки мшанок, C – цианобактериальные образования, Cr – криноидеи, F – фораминиферы, M – микрокодиум.

В южном крыле синклинали у плотины водохранилища и по левому притоку р. Мулей вскрыта верхняя часть вулканитов (свита Люшугоу), в которой преобладают вулканокластические породы, но содержатся также лавовые потоки среднего и кислого состава, включая породы с пемзой структурой. Кроме того, встречаются пачки тонкообломочных туфоалевролитов с характерными текстурами подводного оползания и брекчирования.

В верхней части вулканитов появляются редкие карбонатные стяжения и обнаружен локально развитый пласт (около 1 м) темно-го алевропелита с известковой органогенной примесью; частично этот слой также обогащен остроугольными пепловыми частицами кварц-полевошпатового состава. Известковый материал представляет собой микрит и калькаренит с мелкими створками остракод. Кроме того, пласт содержит многочисленные не разрушенные раковины брахиопод (точка 130: 43°44'09" с.ш., 90°18'42" в.д.) *Kelamelia typica* Zhang, *Admoskovia aljutovensisa* Lazarev, *Choristites radiculosus* Ivanov et Ivanova. Последний вид типичен в том числе для нижней части московского яруса Тарима (Chen, 2004). Мощность слоев с известковым материалом, которые могут представлять здесь свиту Чицзягоу, составляет около 200 м (рис. 6, разрез 2).

В северном крыле синклинали, восточнее города Мулей, стратиграфический уровень кровли вулканитов наблюдался в трех пунктах в интервале по долготе 90°18'26" – 90°24'14" (рис. 7а). Здесь выше толщи риодацитов и туфов представлены хорошо сортированные вулканомиктовые песчаники и темные, местами пестроцветные алевролиты с кластолавами риодацитов (мощностью до 3 м) и с пластами известняков (рис. 6, разрезы 3, 4). Градационно-слоистые породы в песчано-алевритовой толще отсутствуют. Встречаются конгломераты с галькой известняков и вулканитов кислого и основного состава.

Пласты известняков состоят из слоистых цианобактериальных (строматолитовых) построек небольшой высоты (10–20 см) (рис. 5в). Часто они погребены под грубозернистыми калькаренидами (ооспаритами) со следами по крайней мере двукратного переотложения. Оолиты формируют грейнстоуны с отчетливой слоистостью и ориентировкой биокластов параллельно напластованию. Грубозернистые грейнстоуны с размерностью биокластов около 2 мм сложены обрывками построек цианобактерий Tubiphytes и микрокодиумов (табл. III, фиг. 3, 4). Присутствуют агглютинирующие фораминиферы. Более спокойной обстановке седиментации отвечают мшанково-брахиоподовые вакстоуны со слабоокатанными неориентированными обломками.

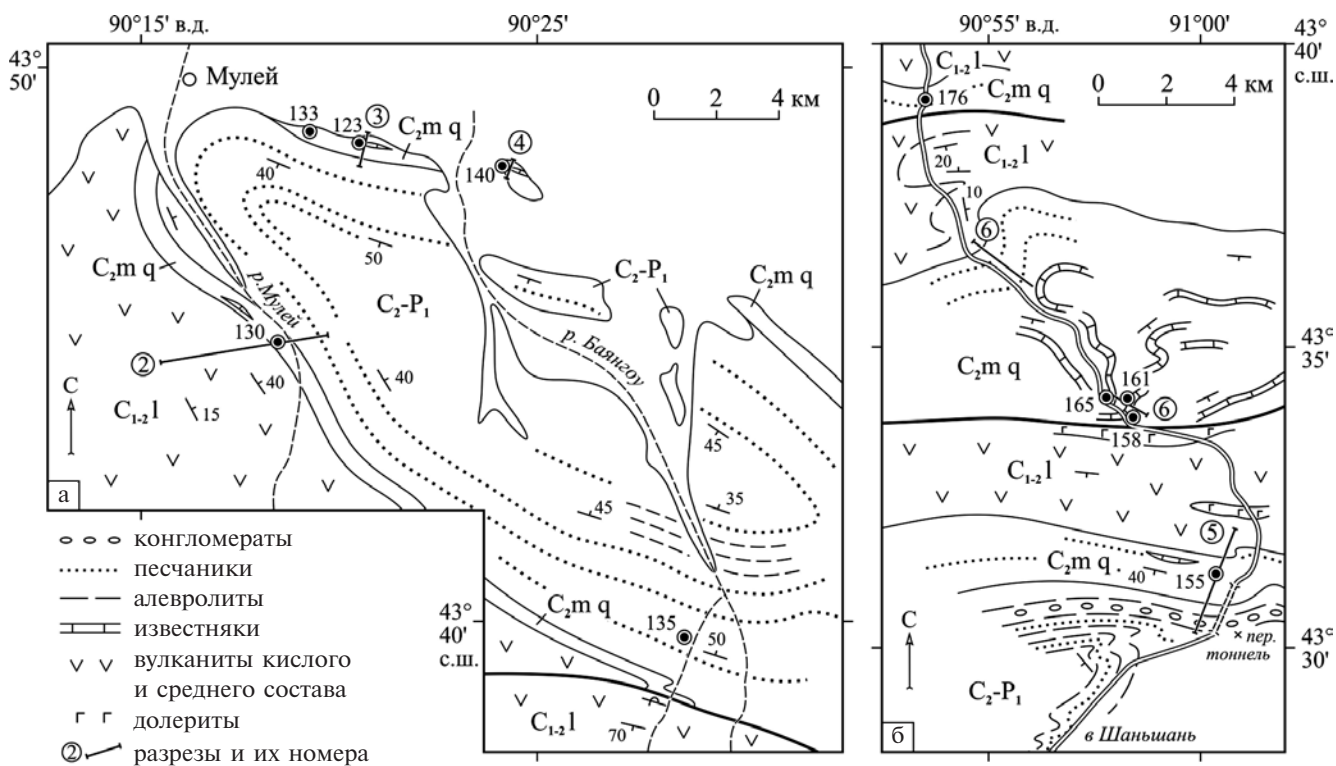


Рис. 7. Геологические карты северного склона хр. Богдошань: а – район г. Мулей; б – шоссе Мулей–Шаньшань (Му-Ша). Условные обозначения см. на рис. 4.

Таблица III

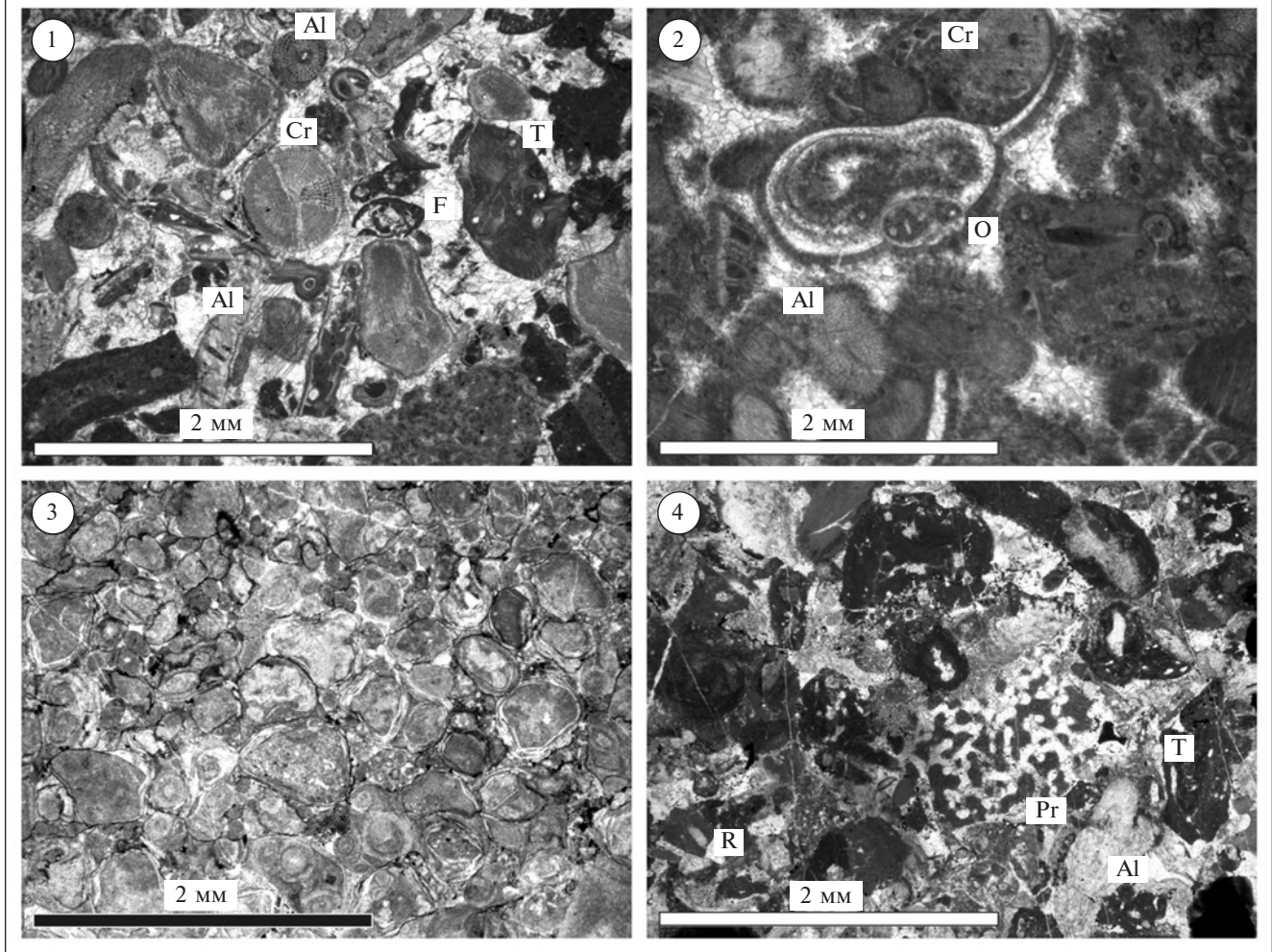


Таблица III. Обломочные известняки среднего карбона.

1, 2 – правобережье р. Дадунгоу: 1 – криноидно-водорослевый пак-грейнстоун с фораминиферами и обломками мшанок, ругоз, Tubiphytes, водорослей *Ungdarella* и *Donezella*, обр. 121, видны заполнения полостей микрокодиевыми корками и спаритовый цемент; 2 – криноидно-водорослево-остракодовый пак-грейнстоун, обр. 122-1; 3, 4 – район восточнее г. Мулей: 3 – ооидный грейнстоун, обр. 125, 4 – рудстоун с крупными фрагментами Tubiphytes, водорослей и губок, обр. 140-2. Сокращения: Al – водоросли, Cr – криноидеи, F – фораминиферы, O – остракоды, Pr – губки, R – обломки ругоз, T – Tubiphytes.

Органические остатки представлены перемытыми обломками криноидей, гастропод, брахиопод, мшанок и редкими фораминиферами. Из числа последних определены *Archaeodiscus* sp. (cf. *glomus* Ganelina), *Permodiscus* cf. *minutissima* (Reitlinger), *P. aff. angusta elongata* (Reitlinger), *Birectoendothya* (?) sp., *Naplophragmella* (?) sp., *Eostaffella aff. proikensis* Rauser, а также обломки *Fusulinidae* внутри ооидов. Появление крупных фузулинид указывает на возраст не древнее московского века, а с учетом присутствия известковых водорослей *Fasciella kizilia* R. Ivanova, более типичных для визейских–башкирских отложений, он скорее всего раннемосковский. Указания в (ХВГМР..., 1964) на находки в этих же слоях

брахиопод *Choristites* не противоречат такой датировке. Мощность известково-вулканогенной свиты, аналогичной свите Чицзягоу, в северном крыле синклинали составляет не менее 250 м.

В кровле, через переходную пачку тонкослоистых ритмично чередующихся алевролитов и песчаников (мощность 10 м), эта свита согласно перекрывается мощной алевропесчаной последовательностью, слагающей ядро синклинали по долинам рек Мулей и Баянгоу (рис. 6, 7а). В нижней ее части преобладают песчаники иногда с конволютной и градационной слоистостью и знаками лютин. Присутствуют прослои вулканомиктового конгломерата. Песчаники сложены окатанными и остроугольными обломками, иногда ограничен-

ными кристаллами кварца, перенос которых от мест извержений был явно недалеким, в смеси с обломками вулканического стекла с микролитами, а также со скудным карбонатным обломочным материалом. Косослоистые серии указывают на транспортировку обломочного материала в северном и северо-восточном направлениях.

Вверх по разрезу состав серии мало меняется. Характерны массивные косослойчатые песчаные пачки дельтового типа, включающие до 60–70% вулканомиктового материала, преимущественно риодацитового состава, и довольно часто карбонатную примесь, в том числе известковые оолиты и их обломки. Цемент частично гематизирован. Встречаются растительные остатки. Гравийные пласты содержат примесь обломков кремней-радиоляритов. В подошвах пластов песчаников встречаются следы нагрузки (load casts), борозды размыва и врезы глубиной до 1–1.5 м, заполненные брекчиями оползания. Верхние горизонты серии отличаются более тонкообломочным составом.

Общая мощность алевропесчаной серии превышает 3 км. Сопоставление с западными районами хр. Богдошань предполагает, что низы терригенной толщи соответствуют свитам Аэрту, Ширензигоу и Ташкала (рис. 6), а более тонкие разности, развитые в верхах разреза, могут отвечать средней и верхней(?) перми.

Восточный Богдошань. Вдоль шоссе Мулей–Шаньшань (Му-Ша), пересекающего хр. Богдошань в районе 90°50'–91° в.д., отложения карбона образуют пологую складчатую структуру, осложненную продольными взбросами и сдвигами (рис. 7б). В нижней части северного склона хребта вулканиты, аналогичные верхам серии Люшугоу, залегают с пологими южными падениями и включают разнообразное переслаивание порфиридных базальтов, андезитов и риодацитов, а также вулканокластических пород различной размерности. Более типичны здесь красные кварцевые порфиры, пемзовые лавы и их туфы. Над ними согласно лежат следующие пачки, которые можно отнести к свите Чицзягоу (рис. 6, разрез 6). (1) Красноватые и пятнистые песчаники, гравелиты, реже алевролиты. В верхней части содержат прослой карбонатов и линзы конгломератов с галькой вулканических и карбонатных пород. Мощность более 50 м. (2) Плитчатые известняки от тонкополосчатых микритов до криноидных ооспаритов. В разной степени замусорены вулканомиктовым материалом, вплоть до появления гравийных прослоев из риолитовых обломков и мелкогалечного конгломерата с галькой туфосилицитов. Обнаружены единичные фораминиферы *Pseudoendothyra cf. bradyi* (Moeller), появляющиеся в среднем карбоне (точка 176).

Мощность 30 м. (3) Плохо сортированные песчаники, красноватые и зеленые алевролиты, редко вулканомиктовые брекчии. Мощность около 100 м. (4) Вулканомиктовые конгломераты с хорошо окатанной галькой и песчаники, сложенные обломками вулканитов. Мощность 20 м. (5) Протяженная линза органогенно-обломочных известняков с цианобактериальными биостромами (табл. II, фиг. 6). Содержат остатки бентоса, включая стебли и детрит криноидей, мшанки (*Fenestellidae*), одиночные и колониальные кораллы, гастроподы, створки брахиопод и раковины фузулинид *Fusiella praetypica* (Safonova), *Taitzeoella cf. librovitchi* (Dutkevich), *T. librovitchi* var. *perseverata* (Safonova), *T. sp.* (точка 161) – формы, характерные на Русской (Восточно-Европейской) платформе для верхов нижне-московского подъяруса. Мощность 15–25 м. (6) Пачка чередования черных алевролитов, иногда обогащенных раковинным детритом, и известковых песчаников с прослоями криноидного детритового известняка. В точке 158 с координатами 43°33'44" с.ш., 90°58'20" в.д. в песчаниках найдены брахиоподы *Kelamelia typica* Zhang, *Admoskovia sp.*, *A. aljutovensis* Lazarev, *Choristites sp. indet.*, *Phricodothyris cf. pyriformis* Pavlova, определяющие возраст отложений в пределах башкирского и московского веков среднего карбона, а также двустворки и колонии мшанок. Мощность более 50 м. Перекрывающие слои смещены по разлому.

Южнее, выше по долине, опять вскрываются вулканиты Люшугоу (рис. 7б), которые перекрыты известково-вулканомиктовыми слоями, состоящими в основном из псаммитовых туфов и туффитов, местами карбонатизированных. Встречаются линзующиеся пласты (мощность до 1–1.5 м) водорослевых и биокластических известняков, сложенных обломками криноидей, брахиопод, мшанок. Из них в точках 153–155 (координаты 43°31'12" с.ш., 91°01'03" в.д.) определены фораминиферы *Pseudoglomospira sp.*, *Endothyra sp.*, *Tetrataxis sp.* (aff. *minima* Lee et Chen), *Tetrataxis vulgaris* Malakhova, *T. minima* Lee et Chen, *T. angusta* var. *serpukhovensis* Reitlinger, *Neostaffella sp.* (cf. *subquadrata* (Grozdilova et Lebedeva)). Присутствие последней формы типично для основания московского яруса. Мощность карбонатсодержащих слоев составляет около 200 м (рис. 6, разрез 5). Выше залегают вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты общей мощностью более 300–400 м, слагающие водораздел хребта в районе перевала. В обломках конгломератов преобладают риодациты. В песчаниках, лежащих над конгломератами, отмечаются прослой калькаренитов и пласты детритового известняка. Фораминиферы в этих породах не обнаружены.

ОБСУЖДЕНИЕ

Биостратиграфия

Анализ палеонтологического материала позволяет установить, что накопление карбонатов, венчающих вулканическую серию хр. Богдошань, происходило в течение короткого отрезка времени.

Брахиоподы во всех изученных разрезах несомненно относятся к среднему карбону. Появление представителей рода *Admoskovia* (табл. I, фиг. 3, 4) фиксируется с верхней части среднего карбона (Лазарев, 2000; Martinez, Winkler, 2009) и более характерно для верейского горизонта, т.е. для основания московского яруса (рис. 8). Род представлен формой, близкой к *Admoskovia aljutovensis* Lazarev (табл. I, фиг. 4) из верейского горизонта, очень сходной в трех точках опробования (108, 112 и 153), которые должны представлять один стратиграфический уровень. *Orthotetes radiata* Fischer на Урале распространен в башкирском и московском ярусах, в Подмосковье характеризует верейский горизонт. “*Dictyoclostus*” *primus* Semichatova – вид неясной родовой принадлежности, близкий к *Reticulatia*, очень оригинальный, с глубоким синусом на брюшной створке (табл. I, фиг. 7а, 7б) – описан из верейского горизонта Самарской Луки. Определяющим признаком комплекса брахиопод является присутствие крупных груборебристых хориститин, известных из отложений башкирского–раннемосковского возраста, и появление диктиоклостин с несколько сглаженной концентрической скульптурой и сетчатым рисунком на висцеральном диске (Лазарев, 2001). Полученная группа видов характеризует раннемосковский интервал, охватываемый также на Тариме (Chen, 2004).

Фораминиферы представлены комплексом с *Staffellaeformes staffellaeformis* (Kireeva), *Profusulinella cf. timanica* (Kireeva), *Eofusulina* sp. раннемосковского возраста, причем в точке опробования 161 получены *Fusiella praetypica* (Safonova), *Taitzehoella cf. librovitchi* (Dutkevich), *T. librovitchi* var. *perseverata* (Safonova), *T. sp.* – формы, характерные на Русской платформе для каширского горизонта московского яруса. В (ХВГМР..., 1964) содержится указание на присутствие также известняков с *Fusulina* и *Fusulinella*. В Туркестано-Алайском секторе Южного Тянь-Шаня эти формы появляются на том же стратиграфическом уровне (зона *Aljutovella priscoidea*) (Дженчураева, 1979). В ряде пунктов сбора комплекс фораминифер и водорослей не включает крупных фузулинид и указывает лишь на средний карбон, однако отчетливо разных биостратиграфических уровней известняковые постройки или их дебрис не содержат.

Кораллы *Rugosa*, включая *Pseudotimania* aff. *irregularis* Gorsky и *Rotiphyllum* sp., найденные в известняках свиты Чицзягоу, известны из нижней части баренцевской серии Новой Земли и московского яруса западного склона Урала (Горский, 1978). Из других групп фауны в известняках свиты Чицзягоу ранее были определены криноидеи, также встречающиеся в отложениях московского яруса (Lane et al., 1996; Webster et al., 2009).

Полученные палеонтологические данные позволяют существенно уточнить возраст среднекаменноугольных карбонатов в хр. Богдошань. Для известняков свиты Чицзягоу, венчающих островодужную вулканическую серию нижнего и среднего карбона, в целом наиболее вероятен раннемосковский возраст, а преобладают в этой свите аналоги каширского горизонта (рис. 8).

Обстановки седиментации

Анализ седиментологических данных позволяет охарактеризовать обстановки осадконакопления в хр. Богдошань и проследить их изменение во времени со среднего карбона до средней перми.

Среднекаменноугольные вулканы свиты Люшугоу в большинстве изученных пересечений содержат несортированные грубые туфы и туфо-

Отдел	Ярус	Горизонт (Русская платформа)	Фауна
Верхний карбон	Гжельск.	298.9	Фораминиферы Брахиоподы Кораллы Криноидеи
		Мелеховский	
		Ногинский	
		Павловопосадский	
	Касимов.	303.7	
		Дорогомиловский	
		Хамовнический	
Средний карбон	Московский	307.0	Возраст известняков Чицзягоу
		Мячковский	
		Подольский	
		Каширский	
		Верейский	
	Башкирский	315.2	
		Мелекесский	
		Черемшанский	
		Прикамский	
		Северокельменск.	
	323.2	Краснополянский	
	Вознесенский		

Рис. 8. Возраст известняков Чицзягоу по палеонтологическим данным (см. объяснение в тексте). Стратиграфическая шкала по (Gradstein et al., 2012).

брекчии и почти полностью лишены карбонатной и терригенной примеси, что предполагает наземные условия формирования. В верховья р. Дадунгоу (рис. 2) также встречаются отчетливо слоистые туфотерригенные отложения, иногда градационно-слоистые, формировавшиеся в морских условиях. О морских обстановках свидетельствуют и находки фауны в осадочных прослоях среди вулканитов (Carroll et al., 1990). Эти данные позволяют реконструировать для начала среднего карбона обстановки вулканической дуги с резким, частично наземным, но также и с расчлененным подводным рельефом.

Быстрая смена обстановок отмечается на границе башкирского и московского веков (около 315 млн лет). В это время почти полностью прекратился вулканизм, была выработана обширная абразионная поверхность и на ней повсеместно распространились морские карбонатные и карбонатно-терригенные отложения (свита Чицзягоу). Карбонатные слои встречены во всех изученных пересечениях, хотя выражены они очень различно — от протяженных горизонтов мощностью более 50 м до маломощных линз среди терригенных пород. Карбонаты представлены фациями органогенных построек, карбонатных отмелей и мелководных лагун.

Органогенные постройки образуют крупные массивы и небольшие тела. Крупные массивы (биогерм Дадунгоу) представляют иловые холмы волсортского типа (Waulsortian mud mounds). Основной объем постройки слагают водорослевые и иловые известняки с редкими остатками бентоса, в меньших количествах представлены водорослевые фреймстоуны и баундстоуны. Характерно отсутствие каркасных построек, сложенных метазоа. Большое количество илового материала и хорошая сохранность тонких скелетных структур свидетельствуют о спокойной гидродинамической обстановке ниже уровня штормовых волн. Подобные иловые холмы являются типичными образованиями верхнего склона (Lees, Miller, 1995). Малые органогенные постройки — биостромы, строматолитовые и цианобактериальные маты и небольшие водорослевые биогермы — встречаются среди лагунных осадков (рис. 5в; табл. II, фиг. 1, 6).

Отложения карбонатных отмелей, представленные органогенно-обломочными, ооидными и оолитовыми грейнстоунами и пакстоунами, иногда косослоистыми, развиты спорадически в обрамлении органогенных построек (Дадунгоу) и среди лагунных отложений. Карбонатные обломки, обычно хорошо окатанные и отсортированные, сложены в основном фрагментами водорослей, в меньшей степени фрагментами бентосных организмов (табл. III). Отличительной чертой изученных разрезов является отсутствие

криноидно-фузулиновых известняков, типичных для этого уровня на всей территории Южного Тянь-Шаня и северной окраины Тарима (Дженчураева, 1979; Бискэ, 1996; Алексеев и др., 2015).

Фации карбонатных лагун представлены брахиоподово-мшанковыми вакстоунами (южное крыло синклинали Мулей), органогенно-обломочными вакстоунами и бентогенными известняками, в которых скелетные остатки часто захоронены в прижизненном положении (р. Чицзягоу, дорога Му-Ша). Лагунные известняки содержат прослой алевролитов и песчаников, доля которых в разрезе увеличивается к востоку и югу, местами — до почти полного замещения карбонатов терригенными породами (дорога Му-Ша).

На западном окончании хр. Богдошань карбонаты подстилаются пудинговыми конгломератами, иногда с обломками до 3 м в диаметре, представляющими отложения грязевых потоков (Webster et al., 2009) (рис. 5в), и замещаются по латерали склоновыми вулканомиктовыми турбидитами. Примесь пеплового материала в матриксе конгломератов, редкие прослой туфов и потоки вулканитов основного и кислого состава, датированные 311 млн лет в разрезе свиты Чицзягоу (Xie et al., 2016a), свидетельствуют, что незначительная вулканическая активность в западной части хр. Богдошань продолжалась на стадии накопления карбонатов. Нижнемосковские известняки в этой области образуют фациально пестрые системы с лагунами (разрез р. Чицзягоу) и рифами (массив Дадунгоу), формировавшиеся на расчлененном рельефе в обрамлении вулканических построек (Dorobek, 2008). В восточном направлении вулканиты исчезают, и в этом же направлении увеличивается доля мелководных терригенных отложений, накапливавшихся на выровненной поверхности отмершей вулканической дуги.

Период накопления известняков был непродолжительным (около 3–4 млн лет), и уже к концу московского века карбонатообразование было подавлено терригенным материалом, сносившимся с юго-запада и юга, где находились растущие орогенные поднятия Тянь-Шаня. Широкое развитие склоновых турбидитов в свите Аэрту (Carroll et al., 1995; Webster et al., 2009) свидетельствует о некотором увеличении глубины бассейна в западном Богдошане в позднекаменноугольное время, однако малая мощность турбидитовой серии (около 250 м) и находки прижизненно захороненных остатков бентоса указывают на то, что глубина водоема осталась незначительной, видимо не более 200 м. В восточном Богдошане (синклиналь Мулей, дорога Му-Ша) после отложения известняков накопи-

вались мелководно-морские и дельтовые фации, свидетельствующие о том, что прогибание здесь шло в компенсированном режиме.

В ранней перми турбидитовый бассейн на западе заполняется осадками, и с этого времени мелководные фации (свита Ширензигоу и ее аналоги) распространяются на всю территорию Богдошаня. Примесь карбонатных обломков и обрастания песчинок карбонатными водорослями свидетельствуют о сохраняющихся морских условиях. Наиболее молодые морские фации представлены в нижних горизонтах свиты Ташкала, где развиты микробиальные тела и строматолиты с обломками криноидей и мшанок (табл. II, фиг. 2). Эти известняки формировались в лагунных условиях с возможным периодическим осушением. Отсутствие морских отложений в вышележащем разрезе предполагает, что море окончательно покинуло территорию Южной Джунгарии в конце ранней перми.

*Палеогеографическая позиция
Джунгарского региона*

Реконструкции по палеомагнитным данным показывают, что Джунгарский бассейн в середине карбона находился примерно на тех же широтах, что и в настоящее время – в районе 40° с.ш. (Wang et al., 2007; Domeier, Torsvik, 2014). Можно предполагать, что органогенные постройки Богдошаня формировались вблизи северной границы области развития рифов данной эпохи.

Как известно, в тропиках среднего–позднего карбона органогенные постройки обычно были представлены биогермами и скелетными холмами, среди рифостроителей которых преобладали губки (хететиды), часто в ассоциации с колониальными кораллами – ругозами (*Caninia*, *Amandophyllum*, *Caniniostrotion*, *Tschussovskenia*), табулятами (*Syringopora*, *Multithecopora*), водорослями (*Ivanovia*, *Donezella*, *Dvinella*), цианобактериями, реже мшанками. Так, в бассейнах Северной Америки в конце московского века развивались каркасные рифы, образованные в основном хететидами, водорослевые филлоидные рифы доминировали в рифовых экосистемах от позднего пенсильвания до ранней перми (Samankassow, West, 2002). Хететиды особенно характерны для биогермов подольского и мячковского горизонтов Московского бассейна (Махлина и др., 2001). Коралловые патч-риффы и водорослево-мшанковые холмы, а также хететесово-коралловые рифы с ругозами были широко распространены на шельфах Сино-Корейского и Южно-Китайского кратонов (Gong et al., 2012). На островах тропической части Панталассы также развивались сходно построенные и особенно долгоживущие рифы с полной фациальной последовательностью,

известные, в частности, в карбонатном массиве (“атолле”) Акиоси в Японии. Здесь разного типа биогермы приурочены к различным возрастным интервалам, но каркасные постройки с хететидами характерны для башкирского яруса и нижней части московского яруса (Sano et al., 2004). Основная каркасная часть рифа инкрустируется цианобактериями, фораминиферами, мшанками (Nagai et al., 2007).

В верхней части карбона на палеошельфах Таримского и Алайского микроконтинентов и в синколлизионных прогибах Южного Тянь-Шаня карбонатную часть разрезов представляют в основном водорослево-фораминиферовые известняки с редкими ругозами и хететидами, а также раковинные фации (Дженчураева, 1979; Бискэ, 1996; Дженчураева и др., 2013; Алексеев и др., 2015). Водорослевые биогермы башкирского яруса маркируют окраины карбонатных шельфов в хр. Большой Каратау в Южном Казахстане и в Срединном Тянь-Шане (Cook et al., 2002; Alexeiev et al., 2017). Также биогермы известны в разрезах нижней перми в северном обрамлении Ферганской впадины (Alexeiev et al., 2017) и в краевом прогибе Тарима (Chen, Shi, 2003).

Бликие по возрасту и составу тела органогенных известняков, относящиеся к тем же палеоширотам, известны в Саякской мульде в Северном Прибалхашье, в составе тастыкудукской свиты низов московского яруса (Стратиграфический..., 1977). Судя по описаниям, они развивались в пределах преддугового прогиба Балхашской активной окраины Казахстанского континента (Windley et al., 2007; Li et al., 2016). На уральской окраине Палеоазиатского океана в среднекаменноугольное время формировались биогермы в кизильской свите на р. Большой Кизил (средняя часть башкирского яруса), где развиты небольшие строматолитовые постройки-баундстоуны, сложенные зелеными водорослями *Donetzella*, *Beresella* и др. (Кулагина и др., 2009).

Таким образом, на общем географическом фоне пенсильванской эпохи нижнемосковские биогермы Богдошаня представляли продукт рифогенного карбонатообразования в северной окраинной части тропической области, где органогенные постройки имели малые размеры и сравнительно бедный биоценоз. Короткий промежуток времени роста рифов является здесь следствием быстрых изменений ландшафтов и поступления значительных объемов обломочного материала с растущих поднятий в сопредельном орогенном поясе Тянь-Шаня.

Геодинамическая реконструкция

На основании анализа геохимических данных большинство исследователей сходится в том, что каменноугольные вулканы хр. Богдошань фор-

мировались в островодужной обстановке (Carroll et al., 1990; Chen et al., 2013; Xie et al., 2016a, 2016b). Положительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ 6–9.4 в вулканических породах и $\varepsilon_{Hf}(t)$ 13.7–14.3 в цирконах указывают на ювенильный источник расплавов и часто рассматриваются как свидетельство океанической природы дуги (Chen et al., 2013; Xie et al., 2016a, 2016b). Однако преимущественно мелководный характер осадочных отложений, сопутствующих вулканитам, широкое развитие кислых пород в составе вулканических серий, а также присутствие докембрийских цирконовых ксенокристов в верхнепалеозойских базальтах (Wali et al., 2018) свидетельствуют о присутствии древнего континентального субстрата в основании Богдошаньской дуги. Вопрос о природе фундамента сопредельной части Джунгарской впадины остается открытым, при этом имеется ряд аргументов в пользу того, что здесь, как и в Богдошане, присутствует массив с докембрийской континентальной корой – Джунгарский микроконтинент (см. обсуждение в Xu et al., 2015b; Kröner et al., 2017; Han, Zhao, 2018).

Островодужный террейн Богдошаня ограничивается Западно-Джунгарской сутурой (аккреционный комплекс Байингоу) на юго-западе

и сутурой Келамейли на северо-востоке (рис. 1). С учетом возраста перекрывающих толщ, время формирования сутуры Келамейли определяется около 345 млн лет (Xu et al., 2015a; Du et al., 2018). Это предполагает, что островодужный магматизм в Богдошане с 347 до 311 млн лет не мог быть связан с субдукцией океанической коры бассейна Келамейли. Более вероятно, что зона субдукции находилась юго-западнее Богдошаня, по-видимому в районе Западно-Джунгарской сутуры и комплекса Байингоу (рис. 9а, 9б).

С учетом возраста около 325 млн лет наиболее молодых офиолитов в аккреционном клине Байингоу (Xu et al., 2006) и возраста 316 ± 3 млн лет постколлизийных интрузий, прорывающих структуры аккреционного комплекса, время формирования Западно-Джунгарской сутуры определяется как 320–315 млн лет (Han et al., 2010). Как было показано выше, повсеместное прекращение островодужного магматизма в хр. Богдошань происходит практически в это же время – на рубеже башкирского и московского веков, около 315 млн лет назад. Близкий возраст этих двух событий предполагает, что отмирание вулканической дуги Богдошаня, скорее всего, произошло вследствие ее приращения

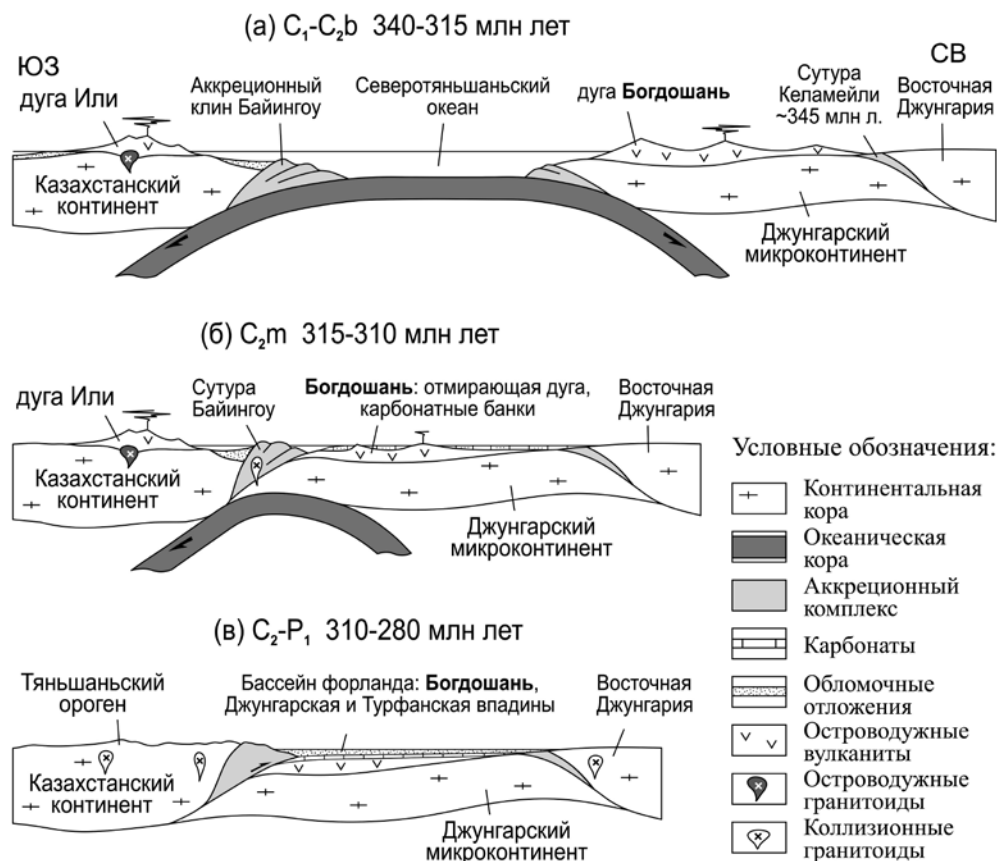


Рис. 9. Геодинамическая эволюция Южной Джунгарии в конце карбона и начале перми. а – ранний карбон и башкирский век среднего карбона; б – московский век среднего карбона; в – конец карбона–начало перми.

к Илийской активной окраине Казахстанского континента (рис. 9б).

В позднем карбоне и перми территория Богдошаня и прилегающие части Джунгарской и Турфанской впадин представляли форланд по отношению к орогенному поясу Тянь-Шаня и Илийского дуге, находившимся южнее (Carroll, Wartes, 2003; Wang et al., 2008, 2009; Bian et al., 2010). Бассейн форланда устойчиво погружался. Анализ мощностей отложений показывает, что скорости опускания постепенно увеличивались с течением времени на протяжении позднего карбона, ранней и средней перми. В бассейне преобладали флювиальные и озерные фации. Мелководно-морские обстановки сохранялись локально в районе, прилегающем к Богдошаню. В артинском веке (около 285 млн лет) водоем окончательно потерял связь с океаном и в дальнейшем развивался в континентальных условиях.

В северной части Джунгарской впадины островодужный вулканизм прекратился после 326 млн лет, и в некоторых случаях здесь также обнаружена карбонатная пачка, венчающая островную дугу (Li et al., 2015a). В более общем региональном плане (рис. 1) важно отметить, что в Зайсанской впадине вскрыты базальты островодужного типа с возрастом 313 млн лет и закрытие океана здесь произошло около 310 млн лет назад (Li et al., 2015b). Мелководные морские отложения московского яруса в пределах Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской областей представлены лишь в некоторых прогибах (Ротай, 1971). Исходя из этого, можно полагать, что накопление нижнемосковских известняков Богдошаня отражает общее прекращение процессов субдукции и отмирание островодужных систем в Джунгарском регионе (Бискэ и др., 2016). Предлагавшиеся ранее модели с сохранением океанической коры и субдукции в Джунгарской впадине до поздней перми и триаса (Xiao et al., 2015) не подтверждаются геологическими данными.

ВЫВОДЫ

Возраст толщи известняков, накапливавшихся на стадии отмирания ранне-среднекаменноугольной энсиалической дуги в хр. Богдошань, определяется по комплексу фауны фораминифер, брахиопод и кораллов как раннемосковский (315–310 млн лет). Карбонаты представлены фациями шельфовых лагун и мелководных отмелей, а также органогенными постройками, характерными для обстановок верхнего склона. В среднем карбоне Богдошань находился в северной окраинной части тропической зоны, и этим определяется небольшой размер биогермов и бедные биоценозы рифостроителей.

Отмирание вулканической дуги Богдошаня происходило субсинхронно с формированием Западно-Джунгарской сутуры и, видимо, является следствием причленения дуги к Илийской активной окраине Казахстанского континента. Отсутствие признаков субдукции в более поздние эпохи свидетельствует о том, что формирование единого континентального массива в Джунгарском регионе завершилось в позднем карбоне.

Благодарности. Авторы признательны заместителю директора Госпрограммы № 305 Др. Ма Хуадону за содействие в организации полевых исследований в Синцзяне.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН № 0135-2016-0009. Полевые работы проводились при финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-91151-ГФЕН, СПбГУ 3.38.137.2014, NSFC 41390445, 41311120069. Обработка материалов и подготовка публикации выполнены за счет средств проектов РНФ 14-27-00058 и NSFC41772225.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Б. и др.* Тектоническое районирование и палеозойская эволюция китайского Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2015. № 2. С. 1–32.
- Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: СПбГУ, 1996. 190 с.
- Бискэ Ю.С., Алексеев Д.В., Дженчураева А.В., Ван Б.* История закрытия океанских бассейнов в позднем палеозое между Таримом и Джунгарией: геодинамика и стратиграфические проблемы // Ученые записки Казанского ун-та. Сер. Естеств. науки. 2016. Т. 158. Кн. 14. С. 75–93.
- Горский И.И.* Кораллы среднего карбона западного склона Урала. М.: Наука, 1978. 223 с.
- Дженчураева А.В.* Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений северных склонов Туркестано-Алая. Фрунзе: Илим, 1979. 184 с.
- Дженчураева А.В., Неевин А.В., Максумова Р.А. и др.* Атлас фаций и ископаемых остатков палеозоя Среднего Тянь-Шаня. Бишкек: КРСУ, 2013. 404 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.Т., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 2. 334 с.
- Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Николаева С.В. и др.* Биогермные фации серпуховских и башкирских отложений кизильской свиты на Южном Урале // Типовые и опорные разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Южноуральская сессия. Материалы Международного полевого совещания, Уфа–Сибай, 13–18 августа, 2009 г. Уфа, 2009. С. 78–96.
- Лазарев С.С.* Брахиоподы трибы Reticulatiini в карбоне Подмосковья. 2. Триба в эволюции и системе продуктоидей. Новый род Admoskovia // Палеонтол. журн. 2000. № 5. С. 25–33.

- Лазарев С.С.* Брахиоподы // Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 2. Палеонтологическая характеристика. Ред. Алексеев А.С., Шик С.М. М.: Научный мир, 2001. С. 55–65.
- Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В. и др.* Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 1. Стратиграфия. Ред. Алексеев А.С., Шик С.М. М.: Научный мир, 2001. 244 с.
- Мосейчик Ю.В.* Этапы развития флоры и система макрофлористических зон карбона Ангариды // *Lethaea rossica*. 2016. Т. 12. С. 1–28.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 3–32.
- Опорные разрезы карбона и перми Северного Тимана. Отв. ред. Кашик Д.С. Санкт-Петербург: Наука, 1997. 286 с. (Труды МСК. Т. 24).
- Потай А.П.* (ред.) Основные черты стратиграфии карбона СССР. Л.: Недра, 1971. 333 с.
- Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Гл. ред. Верещагин В.Н. Л.: Недра, 1977. 535 с.
- Alexeiev D.V., Cook H.E., Djenchuraeva A.V., Mikolaichuk A.V.* The stratigraphic, sedimentologic and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian // *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range*. Eds. Brunet M.-F., McCann T., Sobel E.R. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2017. V. 427. P. 231–269.
- Bian W., Hornung J., Liu Z.H. et al.* Sedimentary and palaeoenvironmental evolution of the Junggar Basin, Xinjiang, Northwest China // *Palaeobio Palaeoenv.* 2010. V. 90. P. 175–186.
- Carroll A.R., Wartes M.A.* Organic carbon burial by large Permian lakes, northwest China // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2003. V. 370. P. 91–104.
- Carroll A.R., Liang Y., Graham S.A. et al.* Junggar basin, northwest China: trapped Late Paleozoic ocean // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 1–14.
- Carroll A.R., Graham S.A., Hendrix M.S. et al.* Late Palaeozoic tectonic amalgamation of NW China: sedimentary records of the northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar basins // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1995. V. 107. P. 571–594.
- Chen Z.Q.* Devonian–Carboniferous brachiopod zonation in the Tarim Basin, northwest China: implications for biostratigraphy and biogeography // *Geol. J.* 2004. V. 39. P. 431–458.
- Chen Z.Q., Shi G.R.* Late Paleozoic depositional history of the Tarim basin, northwest China: an integration of biostratigraphic and lithostratigraphic constraints // *AAPG Bull.* 2003. V. 87. № 8. P. 1323–1354.
- Chen X.J., Shu L.S., Santosh M.* Late Paleozoic post-collisional magmatism in the Eastern Tianshan Belt, Northwest China: new insights from geochemistry, geochronology and petrology of bimodal volcanic rocks // *Lithos*. 2011. V. 127. P. 581–598.
- Chen X.J., Shu L.S., Santosh M., Zhao X.X.* Island arc-type bimodal magmatism in the eastern Tianshan Belt, Northwest China: geochemistry, zircon U–Pb geochronology and implications for the Paleozoic crustal evolution in Central Asia // *Lithos*. 2013. V. 168–169. P. 48–66.
- Coleman R.G.* Continental growth of northwest China // *Tectonics*. 1989. V. 8. № 3. P. 621–635.
- Cook H.E., Zhemchuzhnikov V.G., Zempolich W.G. et al.* Devonian and Carboniferous carbonate platform facies in the Bolshoi Karatau, Southern Kazakhstan: outcrop analogs for coeval carbonate oil and gas fields in the North Caspian basin, Western Kazakhstan // *Paleozoic carbonates of the Commonwealth of the Independent States (CIS): subsurface reservoirs and outcrop analogs*. Eds. Zempolich W.G., Cook H.E. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. V. 74. 2002. P. 81–122.
- Domeier M., Torsvik T.H.* Plate tectonics in the late Paleozoic // *Geosci. Front.* 2014. V. 5. № 3. P. 303–350.
- Dorobek S.L.* Carbonate-platform facies in volcanic-arc settings: characteristics and controls on deposition and stratigraphic development // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2008. № 436. P. 55–90.
- Du Q.X., Han Z.Z., Shen X.L. et al.* Zircon U–Pb geochronology and geochemistry of the post-collisional volcanic rocks in eastern Xinjiang Province, NW China: implications for the tectonic evolution of the Junggar terrane // *Int. Geol. Rev.* 2018. V. 60. Iss. 3. P. 339–364.
- Fedorowski J.* Early Bashkirian Rugosa (Anthozoa) from the Donets Basin, Ukraine. Part 1. Introductory considerations and the genus *Rotiphyllum* Hudson, 1942 // *Acta Geol. Polonica*. 2009. V. 59. № 1. P. 1–37.
- Gong E., Zhang Y.L., Guan C.Q., Chen X.H.* The Carboniferous reefs in China // *J. Paleogeography*. 2012. V. 1. Iss. 1. P. 27–42.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* (Eds.). *The Geologic Time Scale*. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1144 p.
- Graham S.A., Brassels S., Carroll A.R. et al.* Characteristics of selected petroleum source rocks, Xinjiang–Uygur autonomous region, Northwest China // *AAPG Bull.* 1990. V. 74. № 4. P. 493–512.
- Graham S.A., Hendrix M.S., Wang L.B., Carroll A.R.* Collisional successor basins of Western China: impact of tectonic inheritance on sand composition // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1993. V. 105. P. 323–344.
- Han B.F., Guo Z.J., Zhang Z.C. et al.* Age, geochemistry, and tectonic implications of a late Paleozoic stitching pluton in the North Tian Shan suture zone, western China // *Bull. Geol. Soc. Am.* 2010. V. 122. № 3/4. P. 627–640.
- Han Y.G., Zhao G.C.* Final amalgamation of the Tianshan and Junggar orogenic collage in the southwestern Central Asian Orogenic Belt: constraints on the closure of the Paleo-Asian Ocean // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 186. P. 129–152.
- Kröner A., Kovach V., Alexeiev D. et al.* No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Res.* 2017. V. 50. P. 135–166.
- Lane G.N., Waters J.A., Maples C.G. et al.* A camerate-rich late Carboniferous (Moscovian) crinoid fauna from

- volcanic conglomerate, Xinjiang, People's Republic of China // *J. Paleont.* 1996. V. 70. P. 117–128.
- Lees A., Miller J.* Waulsortian Banks // Carbonate mudmounds: their origin and evolution. Eds. Monty C.L.V., Bosence D.W.J., Bridges P.H., Pratt B.R. Oxford, UK: Blackwell Publishing, 1995. P. 191–271.
- Li D., He D.F., Ma D.L. et al.* Carboniferous–Permian tectonic framework and its later modifications to the area from eastern Kazakhstan to southern Altai: insights from the Zaysan–Jimunai Basin evolution // *J. Asian Earth Sci.* 2015a. V. 113. P. 16–35.
- Li D., He D.F., Santosh M., Ma D.L.* Tectonic framework of the northern Junggar Basin. Part II: The island arc basin system of the western Luliang Uplift and its link with the West Junggar terrane // *Gondwana Res.* 2015b. V. 27. № 3. P. 1110–1130.
- Li G.M., Cao M.J., Qin K.Z. et al.* Petrogenesis of ore-forming and pre/post-ore granitoids from the Kounrad, Borly and Sayak porphyry/skarn Cu deposits, Central Kazakhstan // *Gondwana Res.* 2016. V. 37. P. 408–425.
- Li S.W., Xu D.K.* (Eds.). Geological map of Chinese Tianshan and adjacent areas, scale 1:1000000. Beijing: Geology Publishing House, 2007. 2 sheets [in Chinese].
- Liao Z., Lu L., Jiang N. et al.* Carboniferous and Permian in the western part of the east Tianshan Mountains. Eleventh Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology. Guide Book. Excursion 4. Beijing, 1987. 50 p.
- Martinez C.M.L., Winkler P.C.F.* Brachiopods from the Valdeteja Formation (Pennsylvanian; Cantabrian Mountains, NW Spain) // *N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Stuttgart.* 2009. V. 252. P. 91–111.
- Nagai K., Kido E., Sugiyama T.* Late Paleozoic oceanic reef complex, Akioshi Limestone, Japan // *Facies from Palaeozoic reefs and bioaccumulations. Memour du Museum national d'histoire naturelle.* 2007. T. 195. P. 257–259.
- Samankassou E., West R.R.* Construction versus accumulation in phylloid algal mounds: an example of a small constructed mound in the Pennsylvanian of Kansas, USA // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2002. V. 185. P. 379–389.
- Sano H., Fujii S., Matsuura F.* Response of Carboniferous–Permian mid-oceanic seamount-capping buildup to global cooling and sea level change: Akiyoshi, Japan // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2004. V. 213. P. 187–206.
- Shao L., Stattegger K., Li W.H., Haupt B.J.* Depositional style and subsidence history of the Turpan Basin (NW China) // *Sediment. Geol.* 1999. V. 128. P. 155–169.
- Shu L.S., Wang B., Zhu W.B. et al.* Timing of initiation of extension in the Tianshan, based on structural, geochemical and geochronological analyses of bimodal volcanism and olistostrome in the Bogda Shan (NW China) // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.).* 2011. V. 100. № 7. P. 1647–1663.
- Tan J.Y., Wang S.F., Wu R.J. et al.* Types and time of Carboniferous volcanic edifices in eastern Junggar, Xinjiang // *Acta Petrologica Sinica.* 2010. V. 26. № 2. P. 440–448 [in Chinese with English abstract].
- Tang W.H., Zhang Z.C., Li J.F., Li K., Chen Y., Guo Z.J.* Late Paleozoic to Jurassic tectonic evolution of the Bogda area (northwest China): evidence from detrital zircon U–Pb geochronology // *Tectonophysics.* 2014. V. 626. P. 144–156.
- Wali G., Wang B., Cluzel D., Zhong L.L.* Carboniferous–Early Permian magmatic evolution of the Bogda Range (Xinjiang, NW China): implications for the Late Paleozoic accretionary tectonics of the SW Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2018. V. 153. P. 238–251.
- Wang B., Chen Y., Zhan S. et al.* Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 263. P. 288–308.
- Wang B., Faure M., Shu L.S. et al.* Paleozoic tectonic evolution of the Yili Block, western Chinese Tianshan // *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2008. V. 179. № 5. P. 483–490.
- Wang B., Cluzel D., Shu L.S. et al.* Evolution of calc-alkaline to alkaline magmatism through Carboniferous convergence to Permian transcurrent tectonics, western Chinese Tianshan // *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.).* 2009. V. 98. P. 1275–1298.
- Wang B., Lin W., Charvet J. et al.* Guidebook for the International geological excursion in the Paleozoic Chinese Tianshan (Sept. 10 to 16, 2009) // *Episodes.* 2010. V. 33. № 4. P. 247–266.
- Wartes M.A., Carroll A.R., Green T.J.* Permian sedimentary record of the Turpan–Hami basin and adjacent regions, northwest China: constraints on postamalgamation tectonic evolution // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2002. V. 114. № 2. P. 131–152.
- Webster G.D., Waters J.A., Liao Zh.T., Maples C.G.* New Pennsylvanian (Moscovian) crinoids from the Qijiagou Formation, Taoshigo Valley, Xinjiang Uyghur Autonomous Region, Western China // *Palaeoworld.* 2009. V. 18. P. 41–52.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J. et al.* Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // *J. Geol. Soc. London.* 2007. V. 164. P. 31–47.
- XBGM (Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources) Geological map scale 1 : 200000, Sheets K-45-IV, VI, X, XI, XII, K-46-I, II. Beijing, 1964 [in Chinese].
- Xiao W.J., Windley B.F., Sun S. et al.* A tale of amalgamation of three Permo-Triassic collage systems in Central Asia: oroclines, sutures, and terminal accretion // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015. V. 43. P. 477–507.
- Xie W., Luo Z.Y., Xu Y.-G. et al.* Petrogenesis and geochemistry of the Late Carboniferous rear-arc (or back-arc) pillow basaltic lava in the Bogda Mountains, Chinese North Tianshan // *Lithos.* 2016a. V. 244. P. 30–42.
- Xie W., Xua Y.G., Chen Y.B. et al.* High-alumina basalts from the Bogda Mountains suggest an arc setting for Chinese Northern Tianshan during the Late Carboniferous // *Lithos.* 2016b. V. 256–257. P. 165–181.
- Xinjiang Stratigraphic Table Compiling Group.* Xinjiang stratigraphic tables. Beijing: Geological Publishing House, 1981. 496 p.
- Xu Q.Q., Ji J.Q., Zhao L. et al.* Tectonic evolution and continental crust growth of Northern Xinjiang in

northwestern China: remnant ocean model // *Earth-Sci. Rev.* 2013. V. 126. P. 178–205.

Xu X.W., Jiang N., Li X.H. et al. Spatial–temporal framework for the closure of the Junggar Ocean in central Asia: new SIMS zircon U–Pb ages of the ophiolitic melange and collisional igneous rocks in the Zhifang area, East Junggar // *J. Asian Earth Sci.* 2015a. V. 111. P. 470–491.

Xu X.W., Li X.H., Jiang N. et al. Basement nature and origin of the Junggar terrane: new zircon U–Pb–Hf isotope evidence from Paleozoic rocks and their enclaves // *Gondwana Res.* 2015b. V. 28. P. 288–310.

Xu X.Y., Li X.M., Ma Z.P. LA-ICPMS zircon U–Pb dating of gabbro from the Bayingou ophiolite in the northern Tianshan Mountains // *Acta Geol. Sin.* 2006. V. 80. P. 1168–1176.

Zhamoïda A.I. Stratigraphic Chart of the USSR – Russia. Its significance, aim and improvements. St. Petersburg: VSEGEI, 2013. 24 p.

Zhang G.J., Wang Z.H., Wu M. et al. Xinjiang, Junggar basin. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993.

Zhang Y.Y., Dong S.W., Ujkenov B.S. et al. (Eds.). Atlas of geological maps of Central Asia and adjacent areas. Geological map 1:2500000. Beijing: Cartograph. Publ. House, 2008.

Zhang Y.Y., Yuan C., Long X.P. et al. Carboniferous bimodal volcanic rocks in the Eastern Tianshan, NW China: evidence for arc rifting // *Gondwana Res.* 2017. V. 43. P. 92–106.

Zheng J.P., Sun M., Zhao G.C. et al. Elemental and Sr–Nd–Pb isotopic geochemistry of Late Paleozoic volcanic rocks beneath the Junggar basin, NW China: implications for the formation and evolution of the basin basement // *J. Asian Earth Sci.* 2007. V. 29. P. 778–794.

Zhu H.C., Shu O.Y., Zhan J.Z., Wang Z. Comparison of Permian palynological assemblages from the Junggar and Tarim Basins and their phytoprovincial significance // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2005. V. 136. P. 181–207.

Рецензент А.С. Алексеев

LOWER MOSCOVIAN LIMESTONES OF THE BOGDASHAN RANGE (NW CHINA) AS AN INDICATOR OF CESSATION OF ARC MAGMATISM IN THE JUNGGAR REGION

D. V. Alexeiev^a, Yu. S. Biske^b, A. V. Djenchuraeva^c, B. Wang^d, O. L. Kossovaya^{e, f}, L. L. Zhong^d, Yu. V. Savitsky^b

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 199017 Russia*

^b *Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, Universitetskaya nab. 7–9, St. Petersburg, 199034 Russia*

^c *Institute of Geology, National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic, Bishkek, Kyrgyz Republic*

^d *State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, 22 Hankou Road, Nanjing, 210093 China*

^e *Karpinsky Russian Research Geological Institute, Srednii pr. 74, St. Petersburg, 199106 Russia*

^f *Kazan Federal University, 18 Kremlyovskaya ul., Kazan, 420008 Republic of Tatarstan, Russia*

The field revision of the Carboniferous and Lower Permian stratigraphy of the northern Bogdashan (South Junggar, Northwest China) shows that the Lower to Middle Carboniferous island arc volcanic rocks, widely developed in this region, are overlapped everywhere by carbonate and terrigenous-carbonate sediments, containing occasional lava flows and overlain up the section by thick terrigenous series practically devoid of volcanic rocks. The deposition of limestone occurred at the stage of dying off of a volcanic arc, and the question of their age is of fundamental importance for dating this event. Carbonates are represented by facies of lagoons, shoals, and bioherms that formed on the leveled surface of the arc and on the slopes of the last active volcanoes. Bioherms are Waulsortian mounds and are mainly composed of algal limestones and carbonate mud. There are no framestones composed of corals and sponges (chaetetids) typical of the tropical zone. The facies of shallow crinoid-fusulinid limestones typical of the adjacent territories of the Southern Tien Shan and Tarim are poorly represented. Paleogeographically, the position of bioherms corresponds to the northern boundary of the realm of Pennsylvanian reefs. On the basis of foraminifers, brachiopods, and corals, the age of carbonates is early Moscovian (ca. 315–310 Ma). Cessation of island-arc volcanism, followed by the accumulation of limestone in Bogdashan, occurred sub-synchronously with formation of the West Junggar (Bayingou) suture and may reflect docking of the Bogdashan arc to the Yili active margin of the Kazakhstan continent. Further subsidence of Bogdashan and adjacent regions of the Junggar and Turfan basins, which was somewhat slower at the end of the Carboniferous and more intense in the Early and Middle Permian, may reflect the development of the foreland basin that formed along the northern flank of the Tien Shan orogen. Marine facies were locally preserved in this basin until the Artinskian (ca. 285 Ma), and later the Junggar and Turfan basins lost connection to the ocean and developed in continental environments.

Keywords: Junggar, Bogdashan, arc magmatism, carbonates, foraminifers, brachiopods, Rugosa corals, Moscovian, Carboniferous, Permian.

DOI: <https://doi.org/10.31857/0869-592X27157-78>