

СОДЕРЖАНИЕ

Том 29, номер 3, 2021

Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале <i>Г. А. Петров, Н. И. Тристан, Г. Н. Бороздина, А. В. Маслов</i>	3
Позднеюрские–раннемеловые радиолярии в тектоностратиграфических разрезах Алганского террейна, Корякское нагорье <i>Т. Н. Палечек, А. В. Моисеев</i>	29
Силикофоссилии и диноцисты из терригенно-кремнистых отложений нижнего палеогена юга Русской плиты и их значение для обоснования возраста свит <i>Т. В. Орешкина, А. И. Яковлева, Г. Н. Александрова</i>	45
Морской палеоген Корякского нагорья, Северо-Восточная Азия: стратиграфия, моллюски, корреляция и геологические события <i>Ю. Б. Гладенков</i>	72
Структура позднеплейстоценового климатического ритма на основе изучения детального почвенно-седиментационного архива внеледниковой области Восточно-Европейской равнины (Александровский карьер) <i>С. А. Сычева, О. С. Хохлова, П. Р. Пушкина</i>	93

CONTENTS

Vol. 29, No. 3, 2021

Stratigraphy and Environments for Forming of the Devonian Strata of the Tagil Megazone in the Northern Urals <i>G. A. Petrov, N. I. Tristan, G. N. Borozdina, and A. V. Maslov</i>	3
Late Jurassic–Early Cretaceous Radiolarians in Tectonostratigraphic Sections of the Algan Terrane, Koryak Highland <i>T. N. Palechek and A. V. Moiseev</i>	29
Silicofossils and Dinocysts of Lower Paleogene Siliceous-Terrigenous Deposits, South Russian Plate, and Their Significance for Age Determination of Sedimentary Sequences <i>T. V. Oreshkina, A. I. Iakovleva, and G. N. Aleksandrova</i>	45
Marine Paleogene of the Koryak Upland, Northeastern Asia: Stratigraphy, Mollusks, Correlations, and Geological Events <i>Yu. B. Gladenkov</i>	72
Structure of the Late Pleistocene Climate Rhythm Based on the Study of a Detailed Soil-Sedimentation Archive of the Extraglacial Region of the East European Plain (Aleksandrovsky Quarry) <i>S. A. Sycheva, O. S. Khokhlova, and P. R. Pushkina</i>	93

УДК 551.242.22(734.5)

СТРАТИГРАФИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ТОЛЩ ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

© 2021 г. Г. А. Петров^{1, *}, Н. И. Тристан², Г. Н. Бороздина², А. В. Маслов¹

¹Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

²Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург, Россия

*e-mail: Georg_Petrov@mail.ru

Поступила в редакцию 06.07.2020 г.

После доработки 27.08.2020 г.

Принята к публикации 07.12.2020 г.

Изучены девонские толщи Тагильской мегазоны восточного склона Северного Урала. Установлено, что девонские осадочные и вулканогенные образования формировались в трех палеообстановках: в пределах шельфа отмершей силурийской островной дуги, междугового прогиба и активной вулканической островной дуги. По составу эти вулканиты близки к породам современных островных дуг. Указанная зональность была нарушена в живетское время образованием грабенов и излиянием базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками. В конце живетского века—начале франского века вновь был проявлен вулканизм островодужного типа, а в конце франского века—начале фаменского века эволюция островной дуги завершилась в связи с аккрецией последней к континентальной окраине.

Ключевые слова: Северный Урал, Тагильская мегазона, девон, обстановки формирования

DOI: 10.31857/S0869592X21030066

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на значительное количество работ, посвященных стратиграфии, вулканизму и интерпретации палеообстановок формирования вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ Тагильской мегазоны Урала (Язева, Бочкарев, 1995; Пучков, 2000; Десятниченко и др., 2005; Бороздина и др., 2010 и др.), девонские образования северной части указанной структуры остаются все еще недостаточно изученными, поскольку внимание исследователей было обращено главным образом на верхнеордовикские и силурийские последовательности, вмещающие колчеданные месторождения. Как было установлено еще в 40-е годы XX в., в Североуральском районе девонские осадочные и магматические образования северной части Тагильской мегазоны формировались в пределах двух структурно-фациальных зон — западной Петропавловской и восточной Турьинской (Пейве, 1947). Для первой из них характерны почти исключительно карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, вмещающие месторождения бокситов Северо-Уральского бокситоносного района, в Турьинской зоне присутствует значительное количество вулканогенных и интрузивных образований, с которыми связаны месторождения золота, железа и меди. Граница между указанными фациальными зонами прохо-

дит по региональной системе надвигов (Пейве, 1947). В целом установленная А.В. Пейве фациальная зональность достаточно хорошо подтвердилась последующими полевыми работами, но в некоторых частях Северо-Уральского бокситоносного района наблюдаются фрагменты переходных разрезов, что привело к выделению большого количества структурно-фациальных подзон (Бокситоносные..., 1987), плохо коррелирующихся с соседними районами. Учитывая отсутствие современных работ по стратиграфии и фациальной зональности девонских образований Тагильской мегазоны, нами был исследован район на восточном склоне Северного Урала к северу от Северо-Уральского бокситоносного района, между широтным течением рек Лозьва и Ивдель (рис. 1).

Возраст стратифицированных образований ранее определялся здесь главным образом по макрофауне в известняках, что не позволяло датировать кремнисто-терригенно-вулканогенные толщи, широко распространенные в данном районе (Государственная..., 1989), а геологическое строение территории представлялось как чередование выступов-антиклиналей и впадин-синклиналей без существенных горизонтальных перемещений. Наши исследования сопровождались поисками конодонтов, а также изучением геохимических характеристик вулканогенных образований, что да-

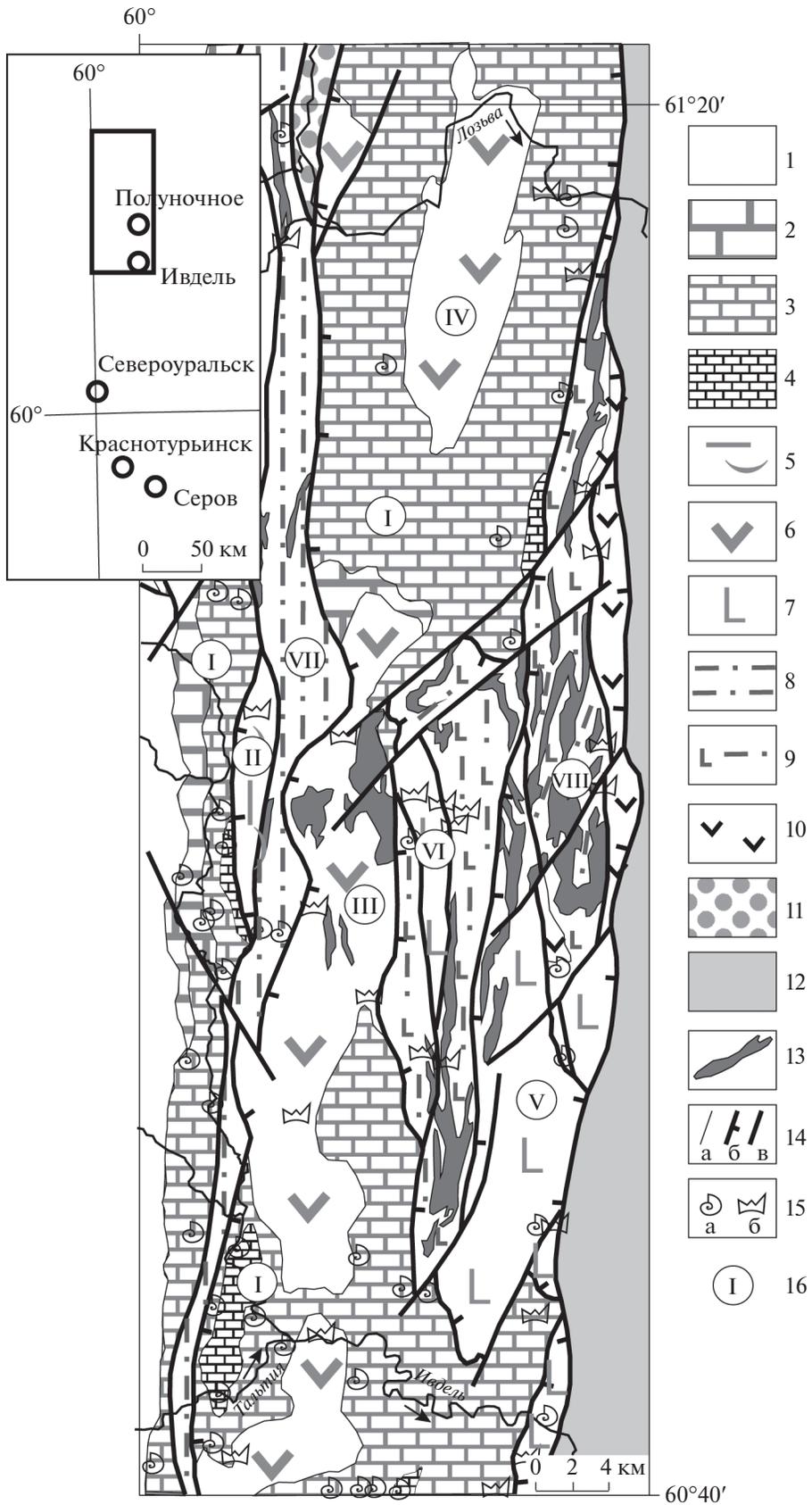


Рис. 1. Геологическая схема исследованного фрагмента Тагильской мегазоны. Составлена Н.И. Тристан по материалам геолого-съемочных работ. На врезке показаны контуры исследуемой площади.

1 – силурийские вулканогенные и осадочные образования; 2–4 – карбонатные породы шельфа неактивной (отмершей) силурийской островной дуги; 2 – пражские (перевозская свита), 3 – эмские и эйфельские (вагранская, тальтийская и лангурская свиты), 4 – живетские (высотинская свита); 5 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования пражской перевозской свиты; 6 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования пражско-эмской краснотурьинской свиты; 7–8 – живетская высотинская свита: 7 – туфопесчаники и туфы, 8 – туфоалевролиты, кремни, известняки и базальты; 9 – вулканы, туфы, туффиты и известняки живетско-франской лимкинской свиты; 10 – терригенные породы турнейской маньинской свиты; 11 – мезозойские и кайнозойские толщи чехла Западно-Сибирской эпигерцинской платформы; 12 – долериты и габбро-долериты ивдельского комплекса среднего девона; 13 – стратиграфические и интрузивные границы (а), взбросы и надвиги (б), разрывные нарушения сложной и неустановленной кинематики (в); 14 – точки находок фаунистических (а) и микрофаунистических (б) остатков; 15 – номера исследованных районов, соответствуют таковым на рис. 2, 4, 7, 10, 11, 12.

ло возможность получить новую информацию о возрасте и условиях формирования толщ и установить широкое распространение надвиговых структур, пространственно сблизивших тектонические пластины, сложенные породами, формировавшиеся в различных обстановках, часто на значительном удалении друг от друга.

Выполненные исследования позволили получить принципиально новые представления о геологическом строении исследуемой территории, установить латеральную зональность девонских образований и реконструировать палеообстановки их формирования. Схема взаимного расположения структурно-вещественных комплексов, формировавшихся в различных обстановках, показана на рис. 2.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Авторами проведена ревизия архивных и опубликованных материалов по геологии и стратиграфии исследуемого района, изучены и интерпретированы заново данные по фаунистическим и микрофаунистическим остаткам, проведены собственные полевые наблюдения, сопровождавшиеся отбором образцов и проб для петрографических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований, а также поисками микрофауны. В Центральной лаборатории ВСЕГЕИ выполнено 100 анализов проб горных пород рентгеноспектральным флуоресцентным и ICP-MS методами. Определение содержания петрогенных оксидов выполняли по следующей методике: анализируемую пробу смешивали с флюсом (50% ме-

табората лития и 50% тетрабората лития) в отношении 1 : 9; затем смесь плавил в золото-платиновых тиглях на установке Classe Fluxer-Bis. Анализ проводили на рентгеновском спектрометре ARL 9800AR по методике “Определение содержания основных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в горных породах, почвах, донных и рыхлых отложениях из прессованных таблеток тонкоизмельченного исходного материала проб рентгеноспектральным флуоресцентным методом”, МП ВСЕГЕИ № 14/2010. Определение редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS осуществлялось при помощи квадрупольных масс-спектрометров с индуктивно-связанной плазмой ELAN-DRC-e (Perkin Elmer) и Agilent 7700x (Agilent Technologies); при этом использовалась методика, разработанная и аттестованная в ЦЛ ВСЕГЕИ: МП ВСЕГЕИ № 10/2010 “Определение макро- и микроэлементов (в том числе редкоземельных) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в горных породах, почвах и рыхлых отложениях”.

Г.Н. Бороздиной выполнены определения конодонтов в 57 пробах кремнистых и карбонатных пород. Пробы предварительно подвергались кислотному разложению – карбонатные породы растворялись в 10%-ной уксусной кислоте, а кремнистые – в 5–10%-ной фтористоводородной. Нерастворимый остаток промывали и изучали под бинокулярным микроскопом. Большая часть микрофауны была обнаружена в прослоях кремней среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, возраст которых ранее не имел обоснования. Микрофаунистические остатки часто фраг-

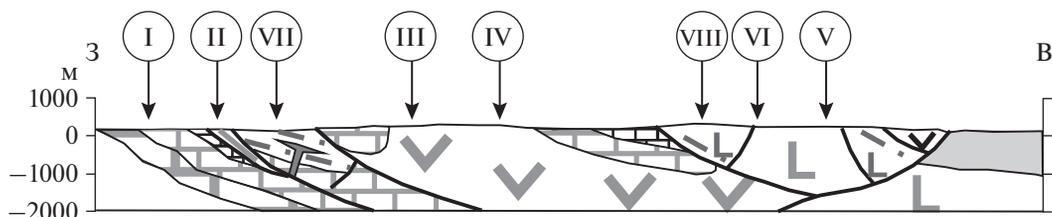


Рис. 2. Схема взаимного расположения структурно-вещественных комплексов, формировавшихся в различных обстановках (вне масштаба). Условные обозначения см. на рис. 1.

ментированы в результате тектонических процессов, а их поверхности подвергались коррозии при растворении проб во фтористоводородной кислоте, что препятствует получению качественных фотографий, но позволяет выполнить определения в открытой номенклатуре.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Тагильская структурно-формационная мегазона, включающая позднеордовикско-раннекаменноугольные вулканогенные, осадочные и интрузивные образования, протягивается вдоль восточного склона Среднего, Северного и Приполярного Урала более чем на 800 км. Геологические комплексы формировались здесь в течение трех этапов — позднеордовикско-лохковского, пражско-франского и фаменско-турнейского, разделенных эпохами перестройки или скачка зоны субдукции, а также аккреции (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010 и др.). Первые два этапа соответствуют островодужному режиму, последний характеризуется обстановкой активной континентальной окраины, возникшей после аккреции Тагильского и Восточно-Уральского мегаблоков к Восточно-Европейскому палеоконтиненту (Пучков, 2010). В данной публикации мы остановимся главным образом на описании геологических образований второго, пражско-франского, этапа.

В основании островной дуги находятся породы офиолитовой ассоциации (перидотиты, габбро, комплекс параллельных долеритовых даек, вулканы). Установлено, что верхний вулканический комплекс этой ассоциации имеет позднеордовикский возраст (Петров, Пучков, 1994). Выше залегают осадочные и вулканогенные образования базальт-риолитовой контрастно дифференцированной, базальт-андезит-дацитовый последовательно дифференцированной, базальт-андезитовой и трахибазальт-трахитовой формаций позднего ордовика—раннего лохкова (шемурская, павдинская, именовская и туринская свиты, гороблагодатская толща) (Бороздина и др., 2010). В указанном ряду формаций происходит постепенное нарастание содержания щелочей в породах и переход от глубоководных фаций к мелководным и наземным (Десятниченко и др., 2005; Наркисова, 2005). Завершающая стадия эволюции позднеордовикско-раннедевонской островодужной системы соответствует формированию умеренно-щелочных вулкаников, вулканогенно-осадочных и осадочных пород пржидольско-нижнелохковской туринской свиты. Геохимические и минералогические особенности этих вулкаников, хорошо изученные на Среднем Урале, позволяют предполагать их формирование в условиях подтока астеносферной мантии при “застопоривании” субдукции и частичном

разрушении погружающейся океанической пластины (Наркисова, 2005). В лохковском веке, вероятно, произошел скачок или перестройка палеозоны субдукции, что выразилось в прекращении активного вулканизма в пределах позднеордовикско-раннелохковской островной дуги и в формировании новой островодужной системы к востоку от ранее существовавшей (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010 и др.).

В течение второго (пражско-франского) этапа силурийская островная дуга представляла собой цепь островов, на которых интенсивно проявились процессы латеритного выветривания, что привело в том числе к формированию бокситовых залежей Северо-Уральского бокситоносного района (Бокситоносные..., 1987; Анфимов, Сорока, 2015). Начиная с пражского, а возможно, с конца лохковского века, складывается новая структурно-фациальная зональность, выраженная в существовании двух крупных фациальных обстановок, выделенных А.В. Пейве (1947) в соседнем с юга Североуральском районе в качестве Петропавловской (преимущественно карбонатной) и Турьинской (вулканогенно-осадочной) структурных зон. Детальное изучение девонских толщ в Североуральском районе позволило некоторым исследователям (Ерошевская, 1979; Бокситоносные..., 1987) выполнить более детальное районирование, с выделением шести подзон (Сосьвинской, Петропавловской, Юртишенско-Карпинской, Петрово-Тамуеньерской, Шумихо-Воронковской и Атюско-Самской), в составе которых по направлению на восток происходит постепенная смена карбонатных и терригенно-карбонатных образований преимущественно вулканогенно-осадочными и вулканогенными. Предполагалось, что в пределах западных подзон преобладали обстановки береговых, барьерных рифов и прибрежных лагун, которые к востоку сменялись фациями открытого моря и вулканическими поясами (Бокситоносные..., 1987). Значительная тектоническая нарушенность девонских отложений не позволяет проследить по простиранию упомянутые подзоны, тем не менее некоторые элементы указанной фациальной зональности, как нам представляется, могут быть выделены, что отражено, в частности, в структурно-формационном районировании (рис. 3), принятом в легендах государственных геологических карт (Жданов, 2009).

На рубеже франского и фаменского веков позднего девона произошла новая перестройка структурного плана рассматриваемой площади, и начался третий этап палеозойской эволюции Тагильской структуры.

В это время произошло замыкание палеобассейна между Тагильским террейном и окраиной Восточно-Европейского палеоконтинента, сопровождаемое высокобарическим метаморфизмом

Стратиграфический кодекс России, 2019		Becker et al., 2012	Унифицированные корреляционные схемы Урала (докембрий, палеозой), 1993		Жданов, 2009	
Отдел	Ярус	Биозональный стандарт, конодонты	Горизонт	Ивдельский район	Западно-Тагильская СФЗ	Восточно-Тагильская СФЗ
Верхний	Фаменский	358.9 ± 0.4	Хвошевский	Ивдельский район	?	?
		Siphonodella praesulcata				
		Palmatolepis gracilis expansa	Чепчуговский			
		Palmatolepis perlobata postera				
		Palmatolepis rugosa trachytera				
		Palmatolepis m. marginifera	Шамейский			
		Palmatolepis rhomboidea				
	Palmatolepis crepida	Губинский				
	372.2 ± 1.6		Песчаники, конгломераты, гравелиты с позднедевонской фауной			
	Palmatolepis triangularis					
	Palmatolepis linguiformis					
	Palmatolepis rhenana					
	Palmatolepis jamieae					
	Palmatolepis hassi					
	Palmatolepis punctata	Бродовский				
	Palmatolepis transitans					
	Mesotaxis guanwushanensis (=falsiovalis)					
	Средний	Живетский	382.7 ± 1.6			
Klapperina disparilis						
Schmidognathus hermanni						
Polygnathus varcus						
387.7 ± 0.8		Лангурский				
Polygnathus hemiansatus						
Polygnathus ensensis						
Tortodus k. kockelianus						
Эйфельский		Tortodus k. australis				
		Polygnathus c. costatus				
	Polygnathus c. partitus					
Нижний	Эмский	393.3 ± 1.2	Тальгтийский	Тальгтийский горизонт (тальгтийская свита)	Тальгтийская свита	Тальгтийская свита
		Polygnathus c. patulus				
	Linguipolygnathus serotinus	Карпинский				
	Polygnathus inversus					
	Eocostapolygnathus nothoperbonus					
	Eocostapolygnathus gronbergi					
	Eocostapolygnathus excavatus	Тошемский				
	Eocostapolygnathus kitabicus					
	407.6 ± 2.6	Вижайский				
	Eocostapolygnathus pirenaeae					
Пражский	Gondwania kindlei					
	410.8 ± 2.8	Саумский				
Gondwania irregularis						
Pedavis gilberti						
Masaraella pandora morph. Beta						
Ancyrodelloides trigonicus						
Lanea transitans	Сарайнинский					
Lanea eleanorae						
Lanea omoalpha						
Caudicriodus postwoschmidti						
419.2 ± 3.2	Caudicriodus hesperius	Сосьвинская свита (верхняя часть)	Туринская свита (верхняя часть)	Туринская свита (верхняя часть)		

Рис. 3. Схема корреляции девонских образований исследуемой части Тагильской мегазоны.

(Петров и др., 2008; Пучков, 2010), прекращением существования девонской островной дуги, началом формирования расположенного севернее изучаемой территории Северососьвинского прогиба, заполняемого фаменской грубообломочной молассоидной толщей и раннекаменноугольными угленосными карбонатно-терригенными осадками с потоками базальтов с трапповыми геохимическими характеристиками и субвулканическими интрузиями габбро-долеритов.

ДЕВОНСКИЕ СТРАТОНЫ И ИХ ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Пражский ярус

Наиболее разнообразные обстановки формирования горных пород реконструируются для пражского века, когда образовывались породы перевозской свиты и нижней части краснотурьинской свиты (рис. 4). В западной части изучаемой территории протягивается полоса известняков, а восточнее, в районе левых притоков р. Мань-Тосамья, закартирована тектоническая пластина, сложенная терригенными породами и надвинутая на карбонатные толщи. В ее составе наблюдаются туфоалевролиты и туфопесчаники с линзами туфоконгломератов и прослоями кремней. Еще восточнее, в пределах Парминской антиклинали (горы Пеша и Черная Парма), подобные породы переслаиваются с туфами андезитового и базальтового состава, отмечаются потоки базальтов и андезитов. Для Тамуньерской антиклинали, расположенной северовосточнее Парминской, характерно наличие тефроидов, туфов и субвулканитов умеренно-кислого состава, перекрываемых толщей базальтов и андезибазальтов. Еще восточнее (районы г. Ивдель и пос. Полуночное) отмечаются андезиты, базальты, их туфы и тефроиды с прослоями и линзами известняков и кремней; эти образования относятся к краснотурьинской свите.

Перевозская свита. Состав и строение перевозской свиты западных разрезов неоднократно изучались ранее по береговым выходам на реках Саума, Тошемка и Ивдель, в карьерах Северо-Уральского бокситоносного района, по керну скважин при поисковых работах на бокситы (район I на рис. 4). Представительный разрез свиты располагается в береговых обнажениях по р. Северная Тошемка

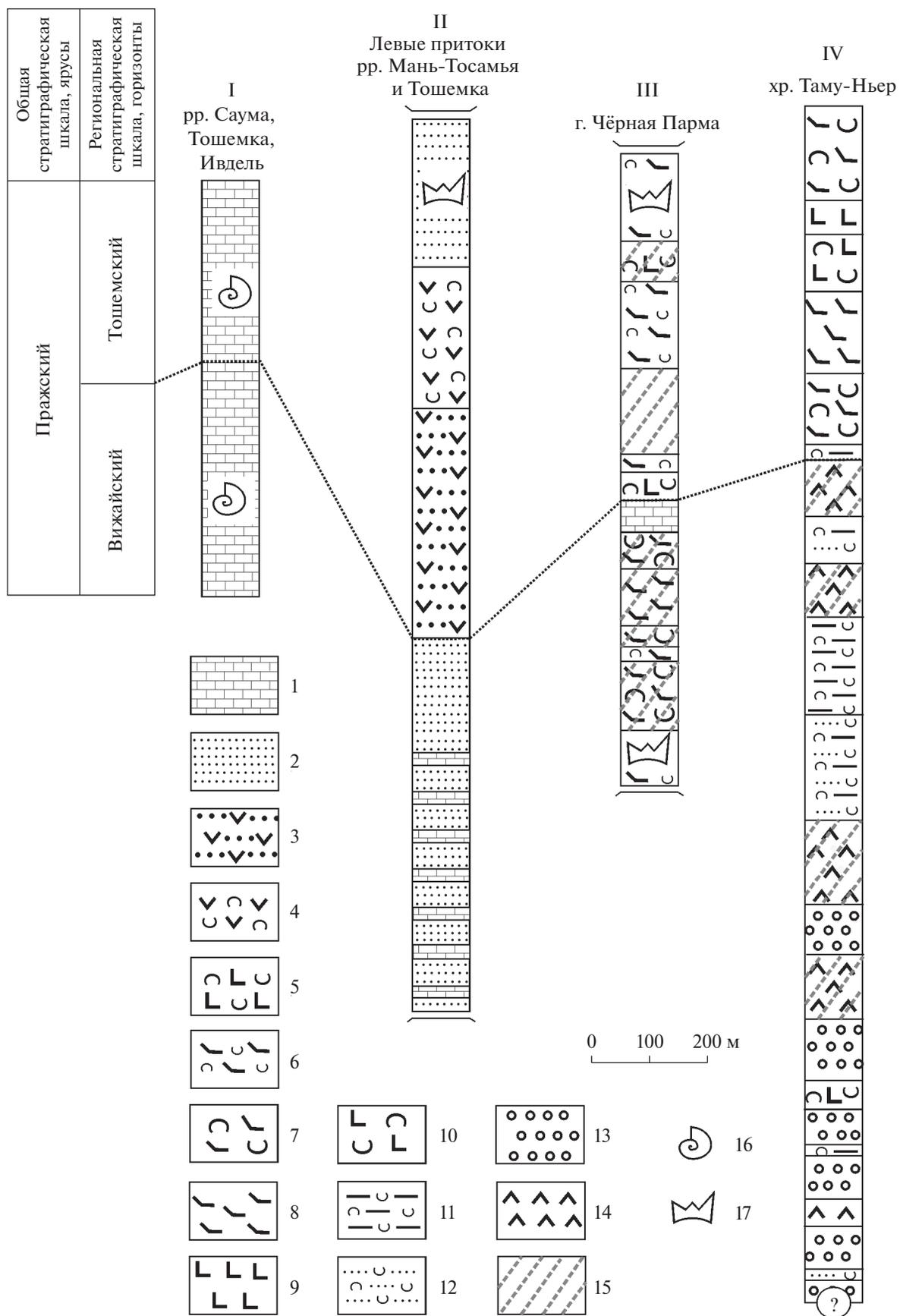
непосредственно ниже устья р. Саума; он подробно охарактеризован Н.Я. Анцыгиным (Государственная..., 1989). Здесь известняки пражского яруса, относящиеся к перевозской свите, согласно залегают на известняках лохковского яруса, относящихся к туринской свите. Разрез нижней части пражского яруса (вижайский горизонт региональной шкалы, рис. 4) представляет довольно однородную толщу мощностью 400–420 м, сложенную светло-серыми, розоватыми или желтоватыми, массивными, иногда обломочными известняками с многочисленной и разнообразной фауной, включающей строматопораты *Columnostroma concinnum* (Yavor.), ругозы *Astrictophyllum masivum* (Soshk.), *Acanthophyllum heterophyllum* (M. Edw. et H.), брахиоподы *Losvia operosa* (Khod.), *Sphaerirhynchia vijaica* (Khod.), остракоды *Microcheilinella malobatschatskiensis uralensis* Zenk. Выше залегают известняки (тошемский горизонт, пражский–эмский ярусы региональной шкалы) мощностью 300–350 м, с фауной *Bairdiocypris prodiga* Pol., *Rudakites multiformis* Lel., *Thamnopora plumosa* Yanet, *Stenorhynchia pseudolivonica* (Barr.), *Punctatrypa perpolita* (Khod.). Суммарная мощность указанного разреза достигает 700–770 м. Подобные известняки с богатой фауной пражского яруса известны и южнее бассейна р. Северная Тошемка.

Другой тип разреза перевозской свиты развит в бассейне левых притоков рек Мань-Тосамья и Тошемка, в пределах тектонической пластины, надвинутой на известняки вагранской, тальтийской и высотинской свит нижнего и среднего девона (район II на рис. 1, 2). Здесь распространены вулканомиктовые песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с известняками, глинистыми, известково-глинистыми и кремнистыми сланцами, конгломераты и псаммитовые туфы андезитового состава. В прослоях кремней среди песчаников обнаружены конodontы *Pelekysgnathus* aff. *serratus* Jentzsch, *Eocostapolygnathus* aff. *dehiscens* Philip et Jackson тошемского горизонта (определения Г.Н. Бороздиной).

Восточнее, на хр. Черная Парма (район III на рис. 1, 2), распространены алевролитовые, пелитовые и агломератовые туфы андезибазальтового, реже базальтового состава с прослоями известняков, кремней и туффитов, потоками андезибазальтов,

Рис. 4. Литологические колонки для перевозской свиты пражского яруса на Северном Урале.

1 — известняки; 2 — песчаники и алевролиты вулканомиктовые, смешанного состава, переслаивающиеся с известняками глинистыми, известково-глинистыми и кремнистыми сланцами; 3 — песчаники и конгломераты андезитового состава; 4 — псаммитовые туфы андезитов; 5 — псаммитовые туфы базальтов; 6 — алевролитовые и пелитовые туфы андезибазальтового состава с прослоями известняков и туффитов; 7 — агломератовые туфы андезибазальтов; 8 — андезибазальты; 9 — базальты; 10 — агломератовые туфы базальтов; 11 — туфоалевролиты с прослоями кремнистых алевролитов; 12 — туфопесчаники; 13 — переслаивание известковистых туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, реже туфоконгломератов; 14 — дациты и дациандезиты; 15 — метасоматически измененные породы и метасоматиты хлорит-пумпеллиит-кварц-альбитовые, серицит-кварц-карбонатные; 16 — фаунистические остатки; 17 — микрофауна конodontов. Римскими цифрами показаны номера районов на рис. 1, 2.



субвулканическими телами андезибазальтов, андезитов, реже — дациандезитов. Породы часто пропилитизированы, вплоть до образования метасоматитов без реликтов первичных структур. В кремнях обнаружены конодонты *Eognathodus aff. sulcatus* (Philip), *Pandorinellina aff. steinchornensis miae* (Bultynck), *Eocostapolygnathus aff. dechiscens* Philip et Jackson, *E. aff. pireneae* Boersma, *Pelekysgnathus aff. serratus* Jentzsch, *Lenea aff. eleanorae* (Lane et Ormiston), *Pandorinellina aff. steinchornensis miae* (Bultynck), *P. ex gr. exiqua* (Philip), характерные для пражского яруса (тошемского и вижайского горизонтов региональной шкалы, определения Г.Н. Бороздиной).

На хр. Таму-Ньер (район IV на рис. 1, 2) разрез перевозской свиты хорошо изучен благодаря крупномасштабным геолого-съёмочным (А.Н. Борисов и др.), поисковым и оценочным работам на золото (Э.В. Киркин, Л.П. Ким и др.). Наибольшее распространение в разрезе свиты здесь имеют вулканогенно-осадочные породы, лавы, туфы, лавобрекчии и кластолавы базальтов, андезибазальтов, реже андезитов нормального и умеренно-щелочного ряда, встречаются также гравелиты, конгломераты, известняки. С лавовыми фациями в составе Тамуньерской брахиантиклинали ассоциируют субвулканические образования: андезиты, дациты, риодациты, обычно интенсивно метасоматически преобразованные.

По результатам бурения, обобщенный разрез перевозской свиты в пределах Тамуньерской брахиантиклинали представляется следующим образом. Нижняя граница свиты не вскрыта; разрез начинается с мощной толщи переслаивания известковистых туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, реже туфоконгломератов, в различной степени метасоматически измененных (березитизированных), содержащих невыдержанные тела базальтов, андезибазальтов и их туфов, прослой известняков и кремнистых алевролитов. Толща залегает в ядре брахиантиклинали, по данным бурения ее мощность превышает 1500 м. Выше по разрезу эта толща сменяется залегающими в крыльях структуры невыдержанными по простиранию лавами, кластолавами и туфами базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, реже трахиандезитов, трахидацитов, андезитов и дациандезитов. По оценке геологов-съёмщиков (А.Н. Борисов и др.), мощность этой части разреза 600–900 м. Описанная толща с несогласием перекрывается известняками вагранской свиты эмского яруса.

Краснотурьинская свита (нижняя часть). Пражский возраст имеет и нижняя часть разреза краснотурьинской свиты, распространенной в тектонических пластинах в восточной части исследованной площади (район V на рис. 1, 2). К сожалению, здесь представлены разрозненные фрагменты стратигра-

фической последовательности, что не позволяет корректно построить стратиграфическую колонку. Наиболее древние образования представлены толщей туфопесчаников и туфоалевролитов, местами содержащих прослой кремней, кремнистых и известковистых алевролитов, редко известковисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, отмечаются потоки базальтов. В кремнях Г.Н. Бороздиной обнаружены пражские конодонты *Eocostapolygnathus aff. dechiscens* Philip et Jackson, *E. aff. pireneae* (Boersma).

Геохимическая характеристика вулканитов. В пределах Парминской и Тамуньерской антиклиналей распространены вулканогенные образования перевозской свиты, количество которых увеличивается по направлению с запада на восток. Составы лав и туфов свиты образуют непрерывный ряд от базальтов до дацитов и трахидацитов, соответствующий умеренно-щелочным и нормально-щелочным сериям (табл. 1). Среднее содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в базальтах и андезибазальтах свиты из Парминской антиклинали составляет 60.49 мкг/г (от 36.19 до 114.1 мкг/г), отношение суммы легких лантаноидов к сумме тяжелых лантаноидов (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) равно 3.82 (2.46–5.18), $Eu/Eu^* = 0.31$ (0.26–0.37). В андезитах и дациандезитах содержание РЗЭ выше, оно составляет в среднем 134.38 мкг/г (99.36–169.39 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 5.41 (5.10–5.73), $Eu/Eu^* = 0.23$ (0.22–0.24). Указанные особенности иллюстрируются спайдер-диаграммами (рис. 5а, 5в). На диаграмме распределения нормализованных к MORB содержаний элементов-примесей (рис. 5а) можно видеть обогащение перевозских вулканитов элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba) и обеднение “высокозарядными” элементами (Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, Yb). Подобные особенности характерны для островодужных вулканитов (Фролова, Бурикова, 1997; Плечов, 2008 и др.). Графики распределения нормализованных к хондриту содержаний РЗЭ (рис. 5в) для базальтов перевозской свиты из Парминской антиклинали имеют пологий наклон, что отражает некоторое обогащение их ЛРЗЭ и обеднение ТРЗЭ. В андезитах и дациандезитах содержание РЗЭ выше и наблюдается Eu-минимум.

В базальтах перевозской свиты Тамуньерской структуры среднее содержание РЗЭ составляет 52.99 мкг/г (24.72–77.77 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 4.47 (3.26–7.97), $Eu/Eu^* = 0.31$ (0.30–0.34), что в целом сходно с геохимическими параметрами базальтов перевозской свиты из Парминской антиклинали. В андезитах и дацитах перевозской свиты из Тамуньерской структуры среднее содержание РЗЭ равно 42.55 мкг/г (30.57–60.58 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 6.74 (5.82–7.96), $Eu/Eu^* = 0.32$ (0.29–0.35), что заметно отличает их от умеренно-кислых вулканитов этой же свиты из Парминской антиклинали. Эти особенности составов вулканитов отражены на

Таблица 1. Составы вулканитов перевозской свиты нижнего девона

Компо- нент	Номер образца									
	7071-3	6012	6018	7001	7007	519-08	7040	7078	7043-11	7069-4
SiO ₂	50.00	53.50	46.50	62.20	60.50	50.60	52.50	51.40	46.90	51.00
TiO ₂	0.40	0.79	0.55	0.98	0.72	0.91	1.24	0.67	0.99	0.69
Al ₂ O ₃	10.50	17.00	11.30	13.80	14.60	16.50	7.60	13.90	18.00	12.80
Fe ₂ O ₃	3.50	6.98	7.68	5.16	2.51	5.87	5.04	8.13	7.69	5.68
FeO	4.60	3.79	4.06	3.45	4.74	4.33	5.21	3.05	3.18	4.20
MnO	0.15	0.23	0.18	0.17	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.16
MgO	10.70	2.99	12.00	1.98	2.24	5.63	4.67	7.09	3.13	7.74
CaO	14.30	4.62	12.10	3.82	7.14	6.64	3.12	8.48	8.58	11.30
Na ₂ O	1.78	5.21	1.82	5.54	2.57	3.71	6.22	2.49	3.98	3.94
K ₂ O	1.01	1.60	0.85	0.12	1.31	2.41	0.60	1.98	1.49	0.13
P ₂ O ₅	0.15	0.21	0.19	0.39	0.19	0.27	0.23	0.37	0.22	0.18
Ппп	2.57	2.66	2.45	2.06	2.89	2.65	2.78	2.07	5.51	1.87
La	2.89	10.80	4.98	26.20	16.20	11.20	15.90	9.54	7.60	5.28
Ce	7.30	23.20	11.80	61.10	36.10	26.20	40.10	21.30	16.20	11.70
Pr	1.12	3.11	1.71	8.55	4.67	3.39	5.63	3.18	2.36	1.78
Nd	5.56	14.40	8.22	37.60	20.30	15.70	26.30	14.10	11.20	8.60
Sm	1.55	3.59	2.11	8.91	4.71	4.00	6.18	3.45	2.98	2.42
Eu	0.49	1.04	0.66	1.86	1.08	1.22	1.54	1.04	0.98	0.79
Gd	1.71	3.66	2.27	8.26	4.46	4.26	5.79	2.97	3.13	2.49
Tb	0.26	0.58	0.34	1.15	0.66	0.60	0.83	0.44	0.53	0.40
Dy	1.60	3.54	2.01	6.07	4.18	4.12	4.61	2.40	3.24	2.34
Ho	0.35	0.76	0.42	1.40	0.88	0.90	1.01	0.52	0.73	0.56
Er	0.82	2.04	1.16	3.69	2.71	2.61	2.75	1.43	2.18	1.58
Tm	0.12	0.31	0.15	0.48	0.38	0.40	0.40	0.20	0.31	0.19
Yb	0.84	2.16	1.12	3.65	2.65	2.80	2.68	1.42	2.14	1.42
Lu	0.11	0.29	0.15	0.47	0.38	0.37	0.38	0.19	0.35	0.21
V	186.00	268.00	279.00	81.00	182.0	315.00	340.00	377.00	271.00	264.00
Cr	375.00	8.17	551.00	10.70	13.00	15.40	3.25	87.40	32.50	216.00
Ni	89.90	5.58	125.00	9.40	7.15	20.10	3.13	22.40	15.90	43.40
Rb	13.90	18.10	12.10	2.14	19.60	31.10	5.79	32.10	31.00	1.00
Sr	326.00	204.00	362.00	82.70	286.0	604.00	187.00	605.00	406.00	465.00
Y	8.27	20.10	11.30	34.60	23.60	23.90	27.00	12.90	19.70	13.90
Zr	13.20	58.80	16.90	152.0	114.	55.00	130.00	33.90	46.30	26.40
Nb	0.76	2.25	0.25	4.30	3.79	1.22	2.54	0.84	2.04	0.30
Ba	179.00	139.00	201.00	38.00	203.0	250.00	130.00	307.00	217.00	18.00
Hf	0.44	1.82	0.67	4.52	3.26	1.79	3.96	1.10	1.50	0.89
Ta	0.05	0.11	0.05	0.22	0.22	0.05	0.18	0.05	0.11	0.05
Pb	10.30	3.22	3.05	4.83	7.23	5.36	2.92	6.42	4.14	3.86
Th	0.38	1.50	0.43	3.59	3.26	1.08	2.38	1.19	1.04	0.44
U	0.21	0.54	0.16	1.33	1.15	0.58	0.90	0.57	0.27	0.20

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 7071-3, 6018, 519-08, 7040, 7078, 7043-11, 7069-4 – базальты; обр. 6012 – андезибазальт; обр. 7001, 7007 – андезиты.

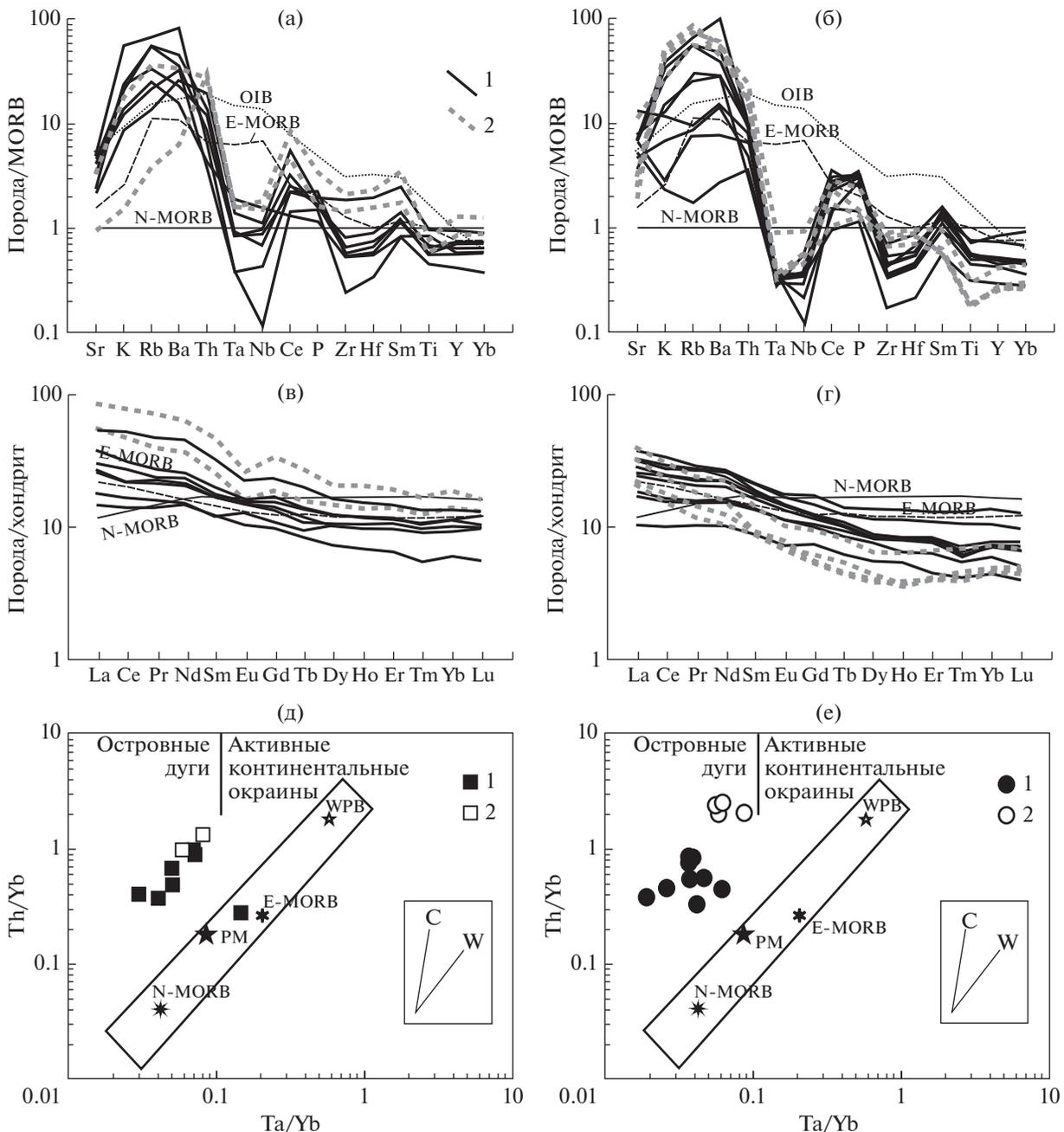


Рис. 5. Графики распределения нормализованных к MORB по (Sun, McDonough, 1989) содержаний элементов-примесей и нормализованных к хондриту по (Sun, McDonough, 1989) содержаний РЗЭ для вулканитов перевозской свиты хребтов Черная Парма (а, в) и Тамуньер (б, г) и диаграмма Th/Yb–Ta/Yb для вулканитов хр. Черная Парма (д) и Тамуньер (е). (а)–(г): 1 – базальты и андезибазальты, 2 – андезиты и дациандезиты. Составы хондрита, MORB (N-MORB) – нормального базальта срединно-океанических хребтов и E-MORB – обогащенного базальта срединно-океанических хребтов, OIB – базальта океанических островов приведены по (Sun, McDonough, 1989). (д), (е): 1 – базальты, 2 – андезиты и дациты. Средние составы N-MORB и E-MORB приведены по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии) по (Taylor, McLennan, 1985) и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по (Barberi et al., 1975). Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (С) и дифференциацией мантийных магм (W), приведены по (Фролова, Бурикова, 1997).

спайдер-диаграммах (рис. 5б, 5г). Возможно, низкое содержание РЗЭ в андезитах и дацитах перевозской свиты Тамуньерской структуры связано с их метасоматической переработкой. Графики распределения нормализованных к MORB со-

держаний элементов-примесей (рис. 5б) для вулканитов из Тамуньерской и Парминской антиклиналей сходны и демонстрируют обогащение элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba, Th) и обеднение Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y и Yb.

На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5д, 5е) все точки составов пород перевозской свиты (включая Тамуньерскую структуру) попадают в поля вулканитов островных дуг. Таким образом, судя по геохимическим данным, вулканиты перевозской свиты формировались в островодужной обстановке.

Эмский ярус

Эмские образования, так же как и пражские, слагают две свиты, имеющие различный состав: вагранскую и краснотурьинскую.

Вагранская свита. Представлена терригенно-карбонатной бокситоносной формацией, с несогласием залегающей на различных горизонтах силура и нижнего девона (район I на рис. 1). Свита имеет широкое распространение в западной части изученной территории; ее состав и строение хорошо изучены, благодаря многочисленным поисковым и разведочным работам на бокситы. В составе свиты преобладают банковые известняки эмского яруса (карпинского горизонта региональной шкалы), среди которых в разных разрезах и на разных стратиграфических уровнях присутствуют прослои песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, сиаллитов, реже — прослои и линзы конгломератов; к нижней части свиты приурочены пласты бокситов, невыдержанные по простиранию и имеющие скользящие границы внутри свиты. На западе в районе Юртищенского месторождения бокситов на р. Ивдельская Талица по береговым обнажениям и разведочным линиям скважин описан обобщенный разрез вагранской свиты, где непосредственно выше вишнево-серых песчаных известняков с тентакулитами пражского яруса (перевозская свита) прослеживаются (Государственная..., 1989):

- известняки массивные, светло-розовые, с брахиоподами *Eospirifer karmanovi* Khod. карпинского горизонта эмского яруса, мощность 30–150 м;

- бокситы, мощность 10–15 м;

- темно-серые глинистые известняки и глинистые сланцы с зональными формами карпинского горизонта — *Favosites regularissimus* Yanet, *Leviconchidiella vagranica* (Khod.), *Sieberelloides weberi* (Khod.), мощность 50–100 м;

- известняки массивные, светло-серые, с брахиоподами *Sieberelloides weberi* (Khod.), *Carinata arimaspa* (Eichw.), *Lobvia superba* (Eichw.), мощность 180–500 м.

Выше залегают известняки тальтийского горизонта региональной шкалы (позднеэмско-раннеэйфельские). Мощность вагранской свиты в этом разрезе 270–765 м.

Возраст вагранской свиты подтвержден находками разнообразной фауны эмского яруса, среди которых присутствуют руководящие формы:

Karinatina arimaspa (Eichw.), *Eospirifer karmanovi* (Chod.), *Ivdelinia ex gr. ivdelensis* Khod., *Parathuramina aperturata* Pron., *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Stellopora barba* Bogoyavl., *Favosites regularissimus* Yanet., *F. gregalis* Porf., *Riphaeolites vijaicus* (Yanet.), *Stromatopora praelonga* Bogoyavl. Авторами из прослоев кремнистых алевролитов на востоке Тамуньерской брахиантиклинали выделены конодонты карпинского горизонта *Polygnathus postexcelsa* Wang et Ziegler, *P. excavatus* Carls et Gangle и *Panderodus* sp.; в отработанном карьере вблизи пос. Краснооктябрьский выделены *Pandorinellina* cf. *steinhornensis* (Ziegler), *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapper et Johnson), *Belodella* sp. (определения Г.Н. Бороздиной).

Краснотурьинская свита. Породы краснотурьинской свиты, как уже упоминалось выше, слагают тектонические пластины в восточной части изученной территории. В составе свиты присутствуют разнообразные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы: лавы и туфы базальтов, трахибазальтов, трахиандезиобазальтов, андезиобазальтов, андезитов, трахиандезитов, дациандезитов, дацитов, туффиты, туфоконгломераты, углисто-кремнистые и известкисто-глинистые сланцы, кремнистые алевролиты, известняки. В авторских пробах из кремнистых алевролитов нижней части свиты были найдены конодонты *Eocostapolygnathus* aff. *dehiscens* Philip et Jackson, *Pandorinellina* aff. *steinhornensis* miae (Bultynck), *Pelekysgnathus* aff. *serratus* Jentzsch, *Kimognathus* sp. (определения Г.Н. Бороздиной). Н.Я. Анцыгиным в прослоях известняков среди вулканогенных образований в районе г. Ивдель определены эмские брахиоподы *Karinatina arimaspa* (Eichw.), *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Spinatrypa spinosaeformis* (Khod.).

Геохимическая характеристика вулканитов. Вулканиты краснотурьинской свиты на исследованной территории представлены нормально- и умеренно-щелочными базальтами, андезиобазальтами и андезитами (табл. 2); в работах предшественников отмечены также единичные тела дацитов. Среднее содержание РЗЭ в базальтах и андезиобазальтах свиты составляет 86.5 мкг/г (от 65.3 до 125.75 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 4.65 (4.52–5.59), Eu/Eu* = 0.30 (0.25–0.34). В андезитах и дациандезитах содержание РЗЭ ниже, оно составляет в среднем 66.77 мкг/г (54.21–74.74 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 7.33 (4.65–9.15), Eu/Eu* = 0.35 (0.31–0.41). Графики распределения нормализованных к MORB и хондриту содержаний элементов-примесей и РЗЭ (рис. 6а, 6б) для вулканитов краснотурьинской свиты в целом сходны с таковыми для вулканитов перевозской свиты Тамуньерской структуры: содержание РЗЭ в андезитах ниже, чем в базальтах, и также наблюдается обогащение элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba и Th) и обедне-

Таблица 2. Составы вулканитов краснотурьинской свиты нижнего девона

Компо- нент	Номер образца							
	2524	5031	2489-2	2517-3	2522-2	2523-2	2560-3	C7-16
SiO ₂	58.60	53.70	50.00	54.50	57.00	58.80	61.90	52.70
TiO ₂	0.40	0.76	0.72	0.68	0.55	0.56	0.45	0.97
Al ₂ O ₃	17.10	16.50	17.50	18.10	16.50	17.10	17.00	11.30
Fe ₂ O ₃	2.61	4.24	5.49	4.14	1.61	3.07	2.89	1.80
FeO	2.30	4.06	4.40	3.79	3.72	3.18	2.37	4.87
MnO	0.12	0.18	0.22	0.17	0.15	0.21	0.10	0.14
MgO	1.73	4.51	4.82	3.52	3.42	2.62	3.47	9.89
CaO	6.52	8.21	8.75	4.64	5.28	5.21	3.95	10.40
Na ₂ O	2.67	3.17	2.64	4.58	3.02	3.45	3.98	3.36
K ₂ O	3.10	1.59	3.14	2.75	3.39	2.53	1.65	0.48
P ₂ O ₅	0.17	0.28	0.31	0.34	0.16	0.18	0.19	0.40
Ппп	4.57	2.54	1.58	2.43	4.92	2.71	2.03	3.23
La	12.30	9.73	10.90	10.70	10.20	12.40	14.20	17.90
Ce	26.90	22.30	23.00	23.00	21.80	25.60	30.40	46.20
Pr	3.36	2.96	3.35	3.25	2.70	3.33	3.67	6.54
Nd	14.50	14.00	15.50	14.80	10.70	14.20	15.40	28.50
Sm	2.71	3.47	3.76	3.65	1.97	2.76	2.89	6.31
Eu	0.85	1.01	1.23	1.28	0.78	0.91	0.82	1.49
Gd	2.31	3.31	3.47	3.52	1.86	2.72	2.33	5.57
Tb	0.33	0.49	0.44	0.51	0.26	0.37	0.32	0.87
Dy	1.80	2.96	2.70	3.15	1.41	2.17	1.75	4.46
Ho	0.36	0.67	0.55	0.64	0.30	0.49	0.41	1.00
Er	1.21	1.95	1.62	1.92	0.92	1.29	1.10	3.08
Tm	0.16	0.27	0.22	0.28	0.13	0.18	0.15	0.41
Yb	1.13	1.90	1.50	1.91	1.04	1.28	1.12	2.64
Lu	0.19	0.28	0.21	0.27	0.14	0.19	0.18	0.38
V	112.00	323.00	318.00	220.00	159.00	150.00	137.00	147.00
Cr	6.35	53.30	45.70	8.31	89.30	13.00	25.70	722.00
Ni	5.39	18.50	16.90	5.45	22.90	5.72	11.20	437.00
Rb	40.90	30.20	49.20	40.30	44.70	32.10	24.20	6.05
Sr	518.00	510.00	833.00	416.00	316.00	565.00	619.00	534.00
Y	10.20	17.30	14.80	16.90	8.25	12.30	10.50	28.10
Zr	67.70	42.60	41.00	63.20	62.60	67.00	68.70	112.00
Nb	3.11	1.63	1.43	1.68	1.89	2.27	2.46	4.10
Ba	290.00	263.00	540.00	510.00	451.00	337.00	279.00	237.00
Hf	1.85	1.34	1.12	1.65	1.76	1.95	1.84	3.53
Ta	0.19	0.11	0.05	0.05	0.12	0.14	0.15	0.21
Pb	6.86	4.43	5.72	3.64	3.67	6.37	6.79	3.46
Th	2.23	1.86	1.90	2.48	2.25	2.22	2.52	1.11
U	1.03	1.21	1.06	1.24	1.15	0.97	0.72	0.33

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 2524, 2522-2, 2523-2, 2560-3 – андезиты; обр. 5031, 2517-3 – андезибазальты; обр. 2489-2 – базальт; обр. C7-16 – долерит.

ние Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y и Yb, что характерно для островодужных магматических пород. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 6в) точки составов пород краснотурьинской свиты попадают в поля вулканитов островных дуг. Таким образом, по геохимическим параметрам вулканиты краснотурьинской свиты соответствуют магматическим образованиям островных дуг.

Верхняя часть эмского яруса—эйфельский ярус

Тальтийская свита. Геологические образования, которые относятся к верхней части эмского яруса и нижней части эйфельского яруса (тальтийский горизонт региональной шкалы), слагают на рассматриваемой территории тальтийскую свиту. В составе свиты преобладают известняки, кроме того, присутствуют глинистые и известково-глинистые сланцы, аллиты, сиаллиты, пласты бокситов, прослои песчаников и конгломератов. Разрез свиты свойственна невыдержанность состава и мощностей слагающих пород. В целом характер фациальной зональности в данной свите сопоставим с описанным выше для эмского яруса. В западной части изученной площади тальтийская свита представлена карбонатно-терригенной бокситоносной формацией мелководного шельфа. Она залегает на разных частях вагранской свиты и согласно перекрывается лангурской свитой.

В южной части исследуемой территории тальтийская свита образует широкое поле, строение которого нарушено складчатостью и разрывами. Здесь она сложена серыми, светло-серыми и розовыми массивными известняками с участками детритовых и обломочных известняков. Средняя часть разреза тальтийской свиты представлена толщей переслаивания плитчатых и глинистых известняков, известковистых алевролитов, алевропесчаников и песчаников. Мощности прослоев известняков до 20 см, терригенных пород – 1–5 см. В восточном крыле Тамуньерской брахиантиклинали тальтийская свита представлена толщей известняков светло-серых, серых и розоватых, рифогенных (банковых), органогенно-детритовых, участками брекчиевидных, с фауной криноидей, кораллов, брахиопод, в основании местами залегают пласты бокситов (рудопроявление Люльвинское).

Возраст свиты обоснован фауной верхней части эмского яруса и нижней части эйфельского яруса, обнаруженной в многочисленных пунктах при проведении разных видов геолого-разведочных работ. Среди руководящих форм для тальтийского горизонта региональной шкалы восточного склона Урала можно отметить следующие: *Auroria singularis* Pojark., *Linguipolynathus serotinus* (Telford), *Caliopora chaetetoides* Lec., *Parathuramina graciosa* Pron., *P. cordata* Pron., *Zdimir pseudobaschkiricus* Tschern., *Z. rossicus* (Karp.), *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Cupressocrinitus gracilis* Goldf.

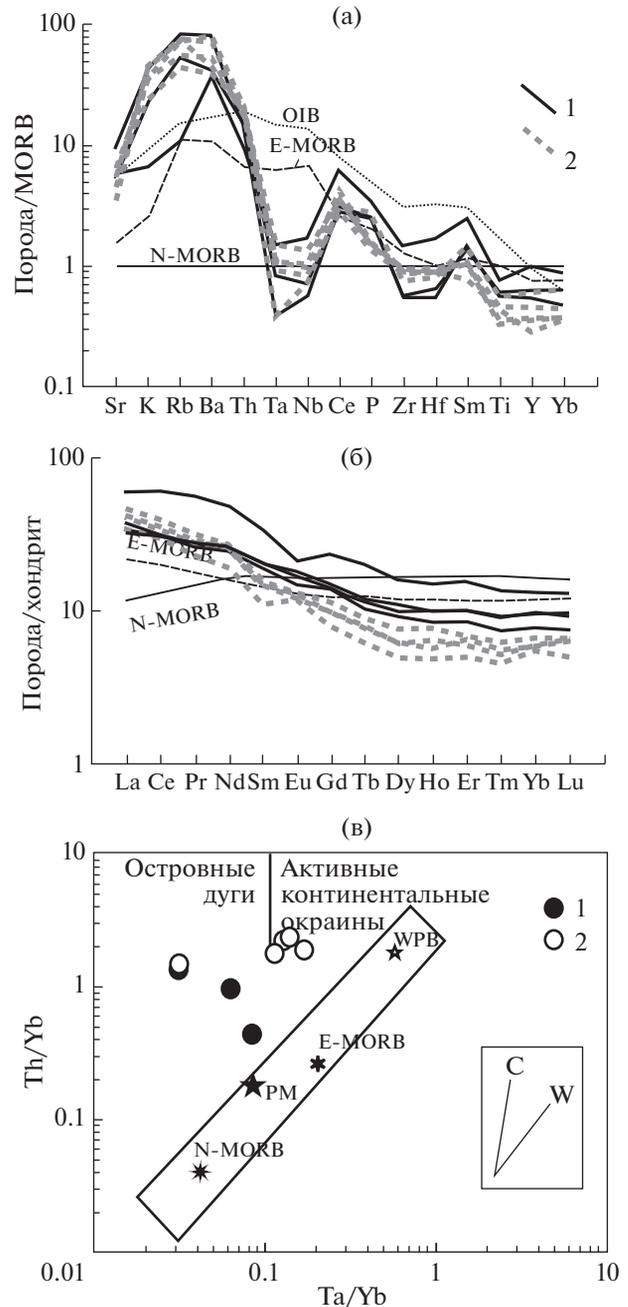


Рис. 6. Графики распределения нормализованных к MORB по (Sun, McDonough, 1989) содержаний элементов-примесей (а) и нормализованных к хондриту по (Sun, McDonough, 1989) содержаний РЗЭ (б), а также диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (в) для вулканитов краснотурьинской свиты.

(а), (б): 1 – базальты и андезибазальты, 2 – андезиты и дациандезиты; (в): 1 – базальты, 2 – андезиты и дациты. Средние составы N-MORB и E-MORB приведены по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии) по (Taylor, McLennan, 1985) и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по (Barberi et al., 1975). Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (С) и дифференциацией мантийных магм (W), приведены по (Фролова, Бурикова, 1997).

В восточной части изученной площади тальтийская свита выделяется в определенной мере предположительно. Она входит в состав пакета тектонических пластин совместно с краснотурьинской свитой и залегает в разрезе выше последней. В составе тальтийской свиты здесь преобладают вулканогенно-осадочные породы — туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туффиты, встречаются андезиты, андезибазальты, их туфы, песчаники, известняки, известково-глинистые сланцы. На р. Манья в разрозненных коренных выходах представлена толща неравномерного переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов и туфогравелитов, располагающаяся в зоне смятия, о чем свидетельствуют локальные эпидотизация и окварцевание пород. Надежного обоснования возраста тальтийской свиты в восточной части изученной площади не имеется, все фаунистические остатки в ней транзитные.

Лангурская свита. Эта свита, соответствующая лангурскому горизонту эйфеля региональной шкалы, представлена на исследуемой площади в ограниченном объеме. Она занимает небольшие участки в ядерных частях небольших синклиналей, удаленных друг от друга на значительное расстояние. В составе свиты преобладают рифогенные (банковые) известняки, в маломощных прослоях присутствуют известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, гравелиты. Взаимоотношения с подстилающими известняками тальтийской свиты и перекрывающими образованиями высотинской свиты стратиграфические согласные либо тектонические. Возраст свиты определен по фаунистическим остаткам, характерным для эйфельского яруса; среди них конодонты *Polygnathus costatus oblongus* Weddige, *P. xylus* Stauffer, *P. angusticostatus* Wittekindt, *P. cf. trigonicus* Bischoff et Ziegler, *P. costatus costatus* Klapper, *P. cf. linguiformis* alveolus Weddige, *P. kockelianus* kockelianus (Bischoff et Ziegler); из макрофауны известны *Columnaria devonica* Bulv., *Amphipora regularis* Less., *Stachyodes singularis* Javor., *Bornhardtina uncioides* Schulz.

Лангурская свита в восточной части изучаемой площади имеет такое же незначительное распространение, как и тальтийская свита. Взаимоотношения лангурской свиты с залегающей стратиграфически выше высотинской свитой тектонические. В составе первой здесь отмечены туфоалевролиты, туфопесчаники, известковистые и кремнистые алевролиты, песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы. Возраст свиты обоснован выделенными из кремнистых алевролитов конодонтами, характерными для эйфельского яруса: *Polygnathus aff. trigonicus* Bischoff et Ziegler, *Belodella* sp. (определения Г.Н. Бороздиной).

Живетский ярус

Высотинская свита. Относится к живетскому ярусу (высотинский горизонт региональной шкалы) и на описываемой территории распространена довольно широко, для нее характерны весьма существенные различия составов пород в разных частях изучаемой площади. Первый тип разреза (район I на рис. 1, 7), характерный для западной части площади, отличается преимущественным развитием известняков с незначительным распространением терригенных пород: углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, среди которых встречаются прослойки сиаллитов. В основании отдельных разрезов залегают маломощные линзы бокситов. Второй тип разреза слагает Северотошемско-Тальтийский грабен (район VII на рис. 1, 7), протягивающийся через всю изучаемую площадь с севера на юг и ограниченный крупными надвигами. Разрез представлен толщей туфоалевролитов, туфопесчаников, реже туфогравелитов с прослоями кремнистых алевролитов, иногда среди них встречаются известняки, гравелиты и конгломераты. Характер разреза свиты можно наблюдать по разрозненным коренным выходам и элювиальным высыпкам в полотно дороги, пересекающей р. Вижай к западу от бывшего одноименного поселка. Разрез состоит из нескольких фрагментов, разделенных необнаженными интервалами.

По данным геолого-съемочных работ (А.Н. Борисов и др.), с запада на восток и стратиграфически снизу вверх прослеживаются:

- алевролиты кремнистые, глинисто-кремнистые, темно-серые, зеленовато-серые, с маломощными прослоями известняка, мощность приблизительно 30 м;

- конгломераты мелкогалечные, известковистые, постепенно сменяющиеся известняками, мощность 6 м;

- алевролиты кремнистые, черные, мощность 1 м;

- задернованный интервал, мощность 700 м;

- в элювиальных высыпках щебень туфоалевролитов и туфопесчаников зеленовато-серых, мощность 150 м;

- туфоалевролиты буровато-серые, тонкоплитчатые, с прослоями кремнистых алевролитов и крупнозернистых известковистых песчаников, мощность 70 м;

- в высыпках элювиального щебня прослеживаются туфоалевролиты, туфопесчаники, в том числе известковистые и глинистые разности, кремнистые алевролиты, песчаные известняки, мощность не установлена.

Далее на протяжении 100 м наблюдаются известняки буровато-серые, тонкозернистые, глинистые, содержащие конодонты *Polygnathus var-*

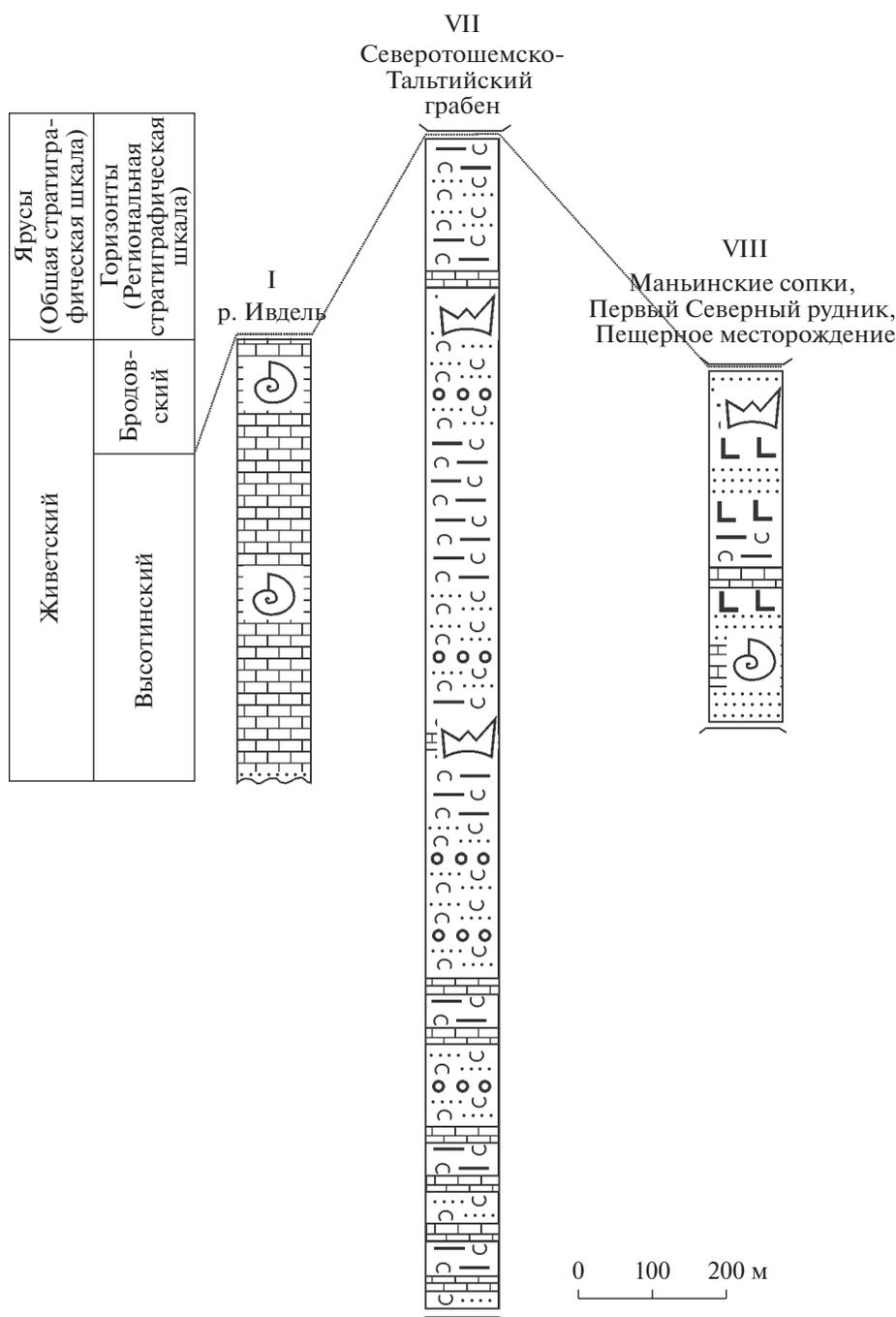


Рис. 7. Литологические колонки для высотинской свиты. Номера колонок соответствуют районам на рис. 1, 2. Условные обозначения см. рис. 4.

cus Stauffer – зональную форму для высотинского горизонта живетского яруса. Мощность разреза до 1600 м.

В восточной части изучаемой площади высотинская свита выделена авторами впервые, она складывается из узких, протягивающихся в меридиональном направлении тектонических блоков, пересекающих течение рек Талица, Тынья, Бол. Умпия, а также гору Сора, ее отроги и гряды Маньинских

сопок (район VIII на рис. 1, 7). Свита состоит из известняков, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, углисто-карбонатных и глинисто-карбонатных сланцев, песчаников, алевролитов, потоков базальтов и андезибазальтов, нередко содержащих прослойки радиоляриевых силицитов. Взаимоотношения со смежными образованиями тектонические или стратиграфические несогласные. Высотинская свита пространственно и, вероятно,

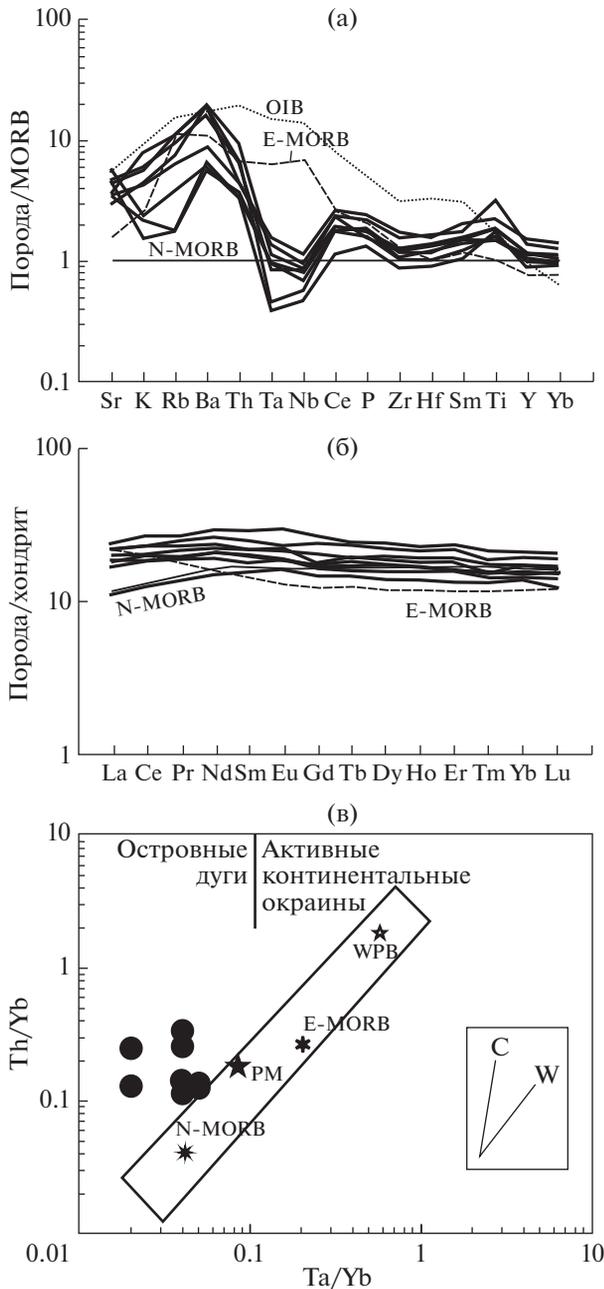


Рис. 8. Графики распределения нормализованных к MORB по (Sun, McDonough, 1989) содержаний элементов-примесей (а) и нормализованных к хондриту по (Sun, McDonough, 1989) содержаний РЗЭ (б), а также диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (в) для базальтов высотинской свиты. Условные обозначения см. рис. 5.

генетически связана с гипабиссальными интрузиями долеритов и габбро-долеритов ивдельского комплекса.

Высотинская свита датирована зональными конодонтами *Polygnathus aff. varcus* Stauffer, *P. aff. angusticostatus* Wittekindt, *P. ansatus* Ziegler et Klapper, *P. aff. parawebby* Chatterton, *Panderodus* sp. (определения Г.Н. Бороздиной), найденными ав-

торами в кремнистых алевролитах и кремнях среди вулканотерригенных пород и базальтов.

Геохимическая характеристика вулканитов.

Вулканиты высотинской свиты представлены нормально- и умеренно-щелочными базальтами, реже андезитобазальтами (табл. 3). Это высокотитанистые ($\text{TiO}_2 = 1.89\text{--}2.74$ мас. %, в среднем 2.27 мас. %), низко- и умеренно-магнезиальные ($\text{MgO} = 4.73\text{--}5.36$ мас. %, в среднем 5.02 мас. %), низкокалиевые ($\text{K}_2\text{O} = 0.11\text{--}0.56$ мас. %, в среднем 0.30 мас. %) породы натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4.80\text{--}33.18$, в среднем 10.74). Среднее содержание РЗЭ в базальтах свиты составляет 60.9 мкг/г (от 40.83 до 80.88 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 1.99 (1.65–2.23), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33$ (0.31–0.38). Среди всех вулканических пород исследуемой площади породы высотинской свиты отличаются наименьшей степенью дифференциации и, соответственно, степенью фракционирования РЗЭ, высокими содержаниями титана и циркония (74.8–128 мкг/г, в среднем 90.51 мкг/г). На геохимических диаграммах точки составов высотинских базальтов чаще всего попадают в поля океанических пород. Графики нормированных к хондриту содержаний РЗЭ (рис. 8б) для вулканитов высотинской свиты сходны с таковыми для океанических базальтов, но по содержаниям других петрологических информативных элементов первые существенно отличаются от пород СОХ (рис. 8а), в частности более низкими содержаниями Та (0.05–0.22 мкг/г, в среднем 0.13 мкг/г) и Nb (1.11–2.65 мкг/г, в среднем 1.65 мкг/г). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 8в) точки составов пород высотинской свиты попадают в поля вулканитов островных дуг. Таким образом, по геохимическим параметрам вулканиты высотинской свиты сходны с магматическими образованиями как островных дуг, так и дивергентных океанических обстановок. Подобная двойственность геохимических параметров характерна для структур растяжения в пределах субдукционных обстановок, когда предполагается разрыв погружающейся плиты и поступление мантийных (плюмовых) расплавов в образовавшееся окно. В ряде случаев при этом происходит как выплавление расплавов из деплетированного вещества надсубдукционного мантийного клина, так и поступление обогащенного вещества из мантийного диапира (Косарев и др., 2006; Мартынов и др., 2016).

Ивдельский комплекс. Весьма сходные геохимические характеристики имеют долериты и габбро-долериты ивдельского комплекса, слагающие многочисленные гипабиссальные интрузии (дайки, штоки и силлы), залегающие среди нижне- и среднедевонских вулканогенных и осадочных образований. Породы ивдельского комплекса по геохимическим особенностям делятся на две группы, первая из которых включает широко распространенные долериты, габбро-долериты и

Таблица 3. Составы вулканитов высотинской свиты среднего девона

Компонент	Номер образца							
	126-1.3	7057-1	7050	7058	7121	2447	2447-2	2447-13
SiO ₂	47.80	50.60	51.30	49.00	48.30	53.10	47.50	51.10
TiO ₂	2.74	1.89	2.61	2.23	2.30	1.99	2.35	2.04
Al ₂ O ₃	15.10	13.80	14.20	15.00	14.20	14.10	14.90	14.40
Fe ₂ O ₃	5.16	3.67	5.17	5.76	4.51	4.08	4.95	3.91
FeO	7.11	8.80	7.99	7.58	8.19	6.77	8.12	6.97
MnO	0.23	0.25	0.23	0.18	0.21	0.21	0.27	0.21
MgO	4.73	4.99	4.91	4.80	5.23	5.11	5.36	5.02
CaO	8.27	8.20	5.92	8.63	10.00	6.25	9.04	10.00
Na ₂ O	2.90	2.73	3.06	3.15	3.09	4.40	3.65	2.69
K ₂ O	0.30	0.42	0.29	0.15	0.17	0.39	0.11	0.56
P ₂ O ₅	0.27	0.21	0.25	0.16	0.20	0.19	0.22	0.18
Ппп	4.69	3.58	3.40	2.68	2.84	2.51	2.68	2.28
La	6.83	5.56	6.05	3.05	4.99	6.29	4.71	5.07
Ce	19.90	14.40	17.10	8.79	14.60	17.10	13.60	13.40
Pr	3.12	2.20	2.92	1.48	2.44	2.63	2.28	2.13
Nd	16.60	11.80	14.80	8.28	12.50	13.10	12.40	10.80
Sm	3.58	3.76	4.64	2.72	3.97	4.12	3.91	3.22
Eu	2.08	1.29	1.62	1.11	1.55	1.53	1.54	1.29
Gd	6.60	4.32	5.88	3.53	4.97	4.40	4.22	3.97
Tb	1.07	0.73	1.01	0.61	0.85	0.83	0.81	0.66
Dy	7.34	5.92	6.70	4.20	5.98	5.59	5.21	4.72
Ho	1.54	1.11	1.45	0.92	1.33	1.23	1.22	1.05
Er	4.89	3.21	4.32	2.63	3.80	3.60	3.42	3.07
Tm	0.67	0.46	0.58	0.40	0.53	0.46	0.47	0.44
Yb	4.24	2.99	3.87	2.76	3.49	3.44	3.09	2.93
Lu	0.62	0.41	0.56	0.35	0.51	0.51	0.46	0.42
V	374.00	358.00	412.00	518.00	460.00	372.00	468.00	384.00
Cr	42.70	75.00	22.80	13.90	23.70	66.60	9.32	76.20
Ni	21.40	25.80	15.10	20.20	22.10	25.50	13.50	25.90
Rb	4.09	5.31	3.49	1.00	2.18	6.10	1.00	5.73
Sr	266.00	427.00	303.00	305.00	533.00	384.00	427.00	316.00
Y	41.70	29.30	37.00	24.10	32.30	32.30	31.20	27.80
Zr	128.00	80.00	112.00	63.40	91.20	92.80	81.90	74.80
Nb	2.65	1.93	2.20	1.11	1.82	1.96	1.56	1.31
Ba	123.00	101.00	55.20	40.30	38.00	125.00	35.60	118.00
Hf	3.38	2.48	3.30	1.85	2.74	2.90	2.28	2.09
Ta	0.22	0.11	0.18	0.05	0.13	0.15	0.12	0.05
Pb	2.28	3.28	1.05	3.95	1.19	2.21	1.83	1.79
Th	0.52	0.80	0.51	0.38	0.38	1.11	0.44	0.74
U	0.21	0.42	0.21	0.17	0.15	0.49	0.24	0.37

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 126-1.3, 7057-1, 7050, 7058, 7121, 2447-2, 2447-13 – базальты; обр. 2447 – андезибазальт.

базальты, а вторая — диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, входящие в состав немногочисленных даек (табл. 4). Долериты и габбро-долериты ивдельского комплекса — это высокотитанистые ($TiO_2 = 2.0-2.99$ мас. %, в среднем 2.46 мас. %), низко- и умеренно-магнезиальные ($MgO = 3.85-5.78$ мас. %, в среднем 5.14 мас. %), низко- и умеренно-калиевые ($K_2O = 0.13-0.80$ мас. %, в среднем 0.37 мас. %) породы натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 3.93-19.55$, в среднем 9.23).

Среднее содержание РЗЭ в породах основного состава составляет 53.51 мкг/г (от 31.88 до 71.95 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.00 (1.70–2.21), $Eu/Eu^* = 0.36$ (0.34–0.39). В диоритах, кварцевых диоритах и гранодиоритах среднее содержание РЗЭ равно 115.87 мкг/г (от 86.12 до 134.43 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.23 (2.10–2.37), $Eu/Eu^* = 0.31$ (0.28–0.35). Довольно высокое содержание РЗЭ при их низкой степени фракционирования (ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.00) отличает умеренно-кислые породы ивдельского комплекса от сходных по составу вулканитов лимкинской свиты, где ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 7.69. Таким образом, геохимические параметры магматических образований ивдельского комплекса показывают их сходство с вулканитами высотинской свиты.

*Верхняя часть живетского яруса—
нижняя часть франского яруса*

В этом стратиграфическом интервале, соответствующем высотинскому—бродовскому горизонту, вновь проявляется зональность, характерная для нижнего девона. В западной части изучаемой площади распространены преимущественно карбонатные породы, отнесенные к шегультанской свите, а в пакете пластин в восточной части площади присутствуют вулканогенные, карбонатные и вулканотерригенные образования лимкинской свиты.

Шегультанская свита. На рассматриваемой площади имеет незначительное распространение, она несогласно налегает на образования высотинской свиты в Северотошемско-Тальтийском грабене. Свита сложена банковыми известняками, содержащими брахиоподы *Schizophoria ex gr. striatula* Schloth. и *Spinatrypa tubaecostata* живетского и франского ярусов. Мощность свиты 200–300 м.

Лимкинская свита. Входит в состав узкой тектонической пластины в восточной части изучаемой площади, на границе с мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом. С подстилающими образованиями высотинской свиты ее связывают тектонические и стратиграфически несогласные взаимоотношения. Лимкинская свита представлена андезибазальт-риолитовой формацией, включающей андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты,

риолиты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, их туфы, кластолавы, известняки, в подчиненном количестве встречаются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелисты, кремнистые алевролиты, известняки.

Возраст свиты обоснован конодонтами верхней части живетского яруса и нижней части франского яруса *Klapperina aff. ovalis* (Ziegler et Klapper), *Polygnathus aff. varcus* Stauffer, *Belodella sp.*, обнаруженными в кремнистых алевролитах (определения Г.Н. Бороздиной). Мощность свиты 1400 м.

Геохимическая характеристика вулканитов.

Вулканиты лимкинской свиты представлены непрерывным рядом от андезибазальтов и андезитов до риолитов; породы среднего состава относятся к нормально-щелочной и умеренно-щелочной сериям, кислые имеют нормальную щелочность (табл. 5). Среднее содержание РЗЭ в вулканитах свиты составляет 80.11 мкг/г (от 52.07 до 141.82 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 7.69 (4.01–14.02), $Eu/Eu^* = 0.28$ (0.20–0.32). На графиках распределения нормализованных на хондрит РЗЭ (рис. 9б) заметен обогащение пород ЛРЗЭ и обеднение ТРЗЭ; графики распределения нормализованных на состав ORG (гранит океанических хребтов) элементов-примесей (рис. 9а) для вулканитов лимкинской свиты демонстрируют высокие содержания Rb, Ba и низкие — всех других петрологически информативных элементов, особенно Ta, Nb и Yb (рис. 9в, 9г). Для сопоставления с породами эталонных обстановок, на рис. 9а показаны графики для дацита шемурской свиты, гранодиорита верхисетского комплекса и трахириолита малиновского комплекса.

По сравнению с дацитами шемурской свиты, принадлежащими риолит-базальтовой формации верхнего ордовика—нижнего силура (примитивная островная дуга), вулканиты лимкинской свиты обогащены почти всеми элементами, за исключением Ta, Y и Yb; трахириолиты малиновского комплекса среднего ордовика (рифт на пассивной континентальной окраине) содержат значительно больше K, Rb, Ta, Nb и Y, меньше — Hf и Zr, чем вулканиты лимкинской свиты. Наиболее близки по составу к лимкинским вулканитам гранодиориты верхисетского комплекса нижнего—среднего карбона, сформированные в условиях активной континентальной окраины; последние отличаются только несколько более высокими содержаниями Ta, Nb и Ce и низкими — Hf и Zr. Таким образом, по геохимическим особенностям вулканиты лимкинской свиты близки к магматическим образованиям зрелых (сиалических) островных дуг и активных континентальных окраин.

Таблица 4. Составы пород ивдельского комплекса среднего девона

Компо- нент	Номер образца									
	2550	5009	5021	726-1	5050	7006	7053	7056	145-1.1	113-1.1
SiO ₂	49.30	47.00	45.30	47.80	44.10	51.00	52.20	47.10	55.90	65.90
TiO ₂	2.00	2.27	2.87	2.96	2.99	2.30	1.94	2.66	1.71	0.86
Al ₂ O ₃	14.80	14.60	13.70	13.90	13.20	13.60	14.20	13.70	13.60	13.30
Fe ₂ O ₃	5.25	4.60	7.33	7.53	7.01	4.99	4.66	8.31	6.25	4.69
FeO	8.46	9.48	8.39	7.18	6.77	7.58	6.77	6.91	5.69	3.25
MnO	0.21	0.23	0.22	0.26	0.26	0.23	0.19	0.21	0.22	0.17
MgO	5.21	5.74	5.78	5.09	5.65	5.15	5.79	5.12	2.74	1.42
CaO	7.38	9.87	10.10	9.00	13.80	7.93	7.88	9.27	5.90	2.79
Na ₂ O	3.14	2.29	3.11	3.04	2.31	3.63	2.56	3.29	4.19	4.29
K ₂ O	0.80	0.40	0.23	0.30	0.13	0.49	0.46	0.27	0.33	0.97
P ₂ O ₅	0.17	0.14	0.12	0.25	0.13	0.21	0.17	0.16	0.58	0.23
Ппп	2.41	2.29	1.91	1.99	2.91	2.17	2.52	2.30	2.36	1.93
La	3.94	3.11	3.00	3.35	2.32	5.94	4.78	4.63	12.20	11.40
Ce	11.70	8.73	8.83	9.62	6.80	16.80	12.40	13.00	33.50	31.40
Pr	1.82	1.41	1.40	1.45	1.12	2.81	1.97	2.18	5.56	5.27
Nd	9.70	7.50	7.91	8.68	6.65	14.20	10.10	10.90	28.80	25.70
Sm	3.10	2.46	2.62	2.79	2.22	4.92	3.31	3.47	8.33	7.63
Eu	1.26	0.91	0.97	1.23	0.96	1.21	1.23	1.28	2.64	2.28
Gd	3.63	2.85	2.82	3.44	2.77	5.88	3.98	4.44	10.70	8.34
Tb	0.68	0.48	0.51	0.58	0.49	0.99	0.66	0.82	1.85	1.57
Dy	4.36	3.20	3.53	3.80	3.32	6.50	4.41	5.38	11.70	9.99
Ho	0.93	0.72	0.76	0.88	0.75	1.49	0.97	1.21	2.61	2.14
Er	2.76	2.11	2.34	2.39	2.06	4.25	2.82	3.42	7.58	6.78
Tm	0.37	0.27	0.28	0.33	0.26	0.59	0.39	0.47	1.12	0.92
Yb	2.56	1.88	1.98	2.17	1.91	4.00	2.70	3.20	6.85	6.72
Lu	0.38	0.29	0.30	0.30	0.25	0.55	0.35	0.42	0.99	0.96
V	519.00	627.00	783.00	531.00	641.00	382.00	370.00	703.00	56.50	25.10
Cr	14.20	34.90	11.80	10.30	9.66	28.90	70.90	3.12	20.60	10.60
Ni	17.90	27.70	15.00	10.30	16.40	26.90	24.30	19.70	6.71	4.58
Rb	15.30	7.98	2.62	4.63	2.29	11.90	5.59	3.47	3.11	11.30
Sr	251.00	268.00	296.00	431.00	285.00	472.00	240.00	361.00	189.00	212.00
Y	24.70	18.50	18.70	21.10	18.20	37.90	25.20	29.10	73.90	58.00
Zr	61.30	46.60	40.60	51.30	35.50	116.00	67.70	78.50	201.00	245.00
Nb	1.45	0.81	0.74	0.84	0.82	2.27	1.24	1.53	3.90	2.91
Ba	84.20	62.80	39.40	38.90	19.90	91.80	98.50	60.30	73.90	208.00
Hf	1.82	1.34	1.31	1.51	1.22	3.35	1.97	2.30	5.60	6.99
Ta	0.12	0.05	0.05	0.05	0.05	0.23	0.05	0.05	0.31	0.25
Pb	1.13	3.91	1.37	4.45	1.23	1.08	1.43	1.20	1.59	1.97
Th	0.41	0.33	0.32	0.34	0.27	0.49	0.74	0.42	0.97	1.65
U	0.18	0.14	0.17	0.14	0.05	0.21	0.30	0.18	0.43	0.69

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 2550, 5009, 5021, 7006 – габбро-долериты; обр. 726-1, 5050, 7053, 7056 – долериты; обр. 145-1.1 – диорит; обр. 113-1.1 – гранодиорит.

Таблица 5. Составы вулканитов лимкинской свиты среднего–верхнего девона

Компо- нент	Номера образцов									
	97-1	53-1.6	2450	5035	6000	2449-2	2449-5	2449-7	5035-1	38-1.5
SiO ₂	69.20	75.20	62.80	72.70	70.70	74.10	57.90	61.50	72.00	68.30
TiO ₂	0.42	0.50	0.56	0.13	0.35	0.27	0.70	0.66	0.17	0.67
Al ₂ O ₃	14.60	11.70	16.00	15.80	14.10	13.90	16.60	16.30	15.10	16.10
Fe ₂ O ₃	2.90	2.25	2.81	0.81	2.20	1.81	3.43	3.45	0.97	1.11
FeO	1.02	1.02	2.30	0.88	1.49	1.08	3.25	2.37	1.15	2.71
MnO	0.06	0.03	0.13	0.05	0.10	0.05	0.14	0.12	0.10	0.09
MgO	1.64	1.11	3.11	0.43	0.93	0.54	4.12	4.04	0.67	1.15
CaO	1.72	1.62	2.21	0.50	1.30	0.98	3.28	2.15	1.50	1.05
Na ₂ O	3.89	4.48	5.69	5.51	4.73	5.76	5.11	4.93	4.68	7.47
K ₂ O	2.71	0.45	2.32	2.05	2.54	0.57	1.69	1.00	1.94	0.35
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.23	0.09	0.07	0.06	0.20	0.19	0.09	0.12
Ппп	1.84	1.66	1.59	1.14	1.45	1.25	3.32	3.18	1.58	1.02
La	15.10	12.20	29.30	12.80	9.26	11.10	21.70	20.40	18.10	15.00
Ce	27.40	21.50	59.20	27.90	19.00	21.30	43.90	39.70	33.50	31.70
Pr	3.22	3.29	7.04	2.90	2.30	2.67	5.64	4.69	3.79	4.26
Nd	12.00	13.30	28.00	10.90	9.38	9.61	22.20	17.30	12.80	17.90
Sm	2.52	2.62	5.41	2.08	2.19	2.05	4.44	3.14	2.05	4.39
Eu	0.74	0.64	1.46	0.58	0.64	0.47	1.30	0.94	0.60	0.91
Gd	2.38	2.62	4.04	1.55	2.23	1.83	4.02	2.75	1.78	4.30
Tb	0.37	0.42	0.55	0.23	0.38	0.32	0.54	0.36	0.24	0.68
Dy	2.34	2.59	2.87	1.17	2.23	2.05	3.08	2.21	1.27	4.52
Ho	0.57	0.54	0.55	0.24	0.53	0.53	0.59	0.43	0.25	1.07
Er	1.70	1.89	1.60	0.63	1.69	1.63	1.79	1.35	0.68	3.51
Tm	0.28	0.31	0.20	0.09	0.25	0.24	0.23	0.17	0.10	0.50
Yb	2.00	2.19	1.39	0.70	1.72	1.77	1.77	1.28	0.64	3.35
Lu	0.29	0.33	0.21	0.09	0.27	0.29	0.23	0.18	0.09	0.55
V	68.60	66.10	122.00	30.50	58.60	34.60	167.00	141.00	39.60	54.50
Cr	12.10	15.00	74.50	4.91	20.10	15.10	58.00	45.00	5.50	81.40
Ni	5.45	6.67	27.60	3.38	6.44	4.05	29.20	21.30	3.54	7.53
Rb	71.30	17.50	54.40	43.90	35.00	11.10	32.60	21.40	48.60	6.46
Sr	322.00	128.00	504.00	187.00	162.00	345.00	734.00	443.00	551.00	289.00
Y	15.40	16.90	15.00	6.47	14.40	13.90	16.60	12.40	7.54	28.70
Zr	109.00	120.00	135.00	57.20	123.00	117.00	89.60	107.00	51.20	137.00
Nb	2.62	3.39	5.33	4.36	2.09	2.35	2.84	3.84	4.30	3.41
Ba	650.00	48.10	613.00	484.00	466.00	125.00	636.00	166.00	542.00	33.20
Hf	3.19	3.55	3.69	1.74	3.52	3.27	2.52	2.81	1.67	4.15
Ta	0.22	0.19	0.37	0.32	0.20	0.20	0.18	0.24	0.36	0.25
Pb	13.80	3.93	6.80	11.80	8.00	10.80	8.72	6.18	15.10	15.50
Th	4.90	3.61	6.86	5.09	4.67	5.59	4.11	5.21	4.97	4.90
U	1.99	1.23	2.27	1.35	1.12	1.76	1.24	1.45	1.84	2.37

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 2450, 2449-5, 2449-7 – андезиты; обр. 38-1.5 – дацит; обр. 97-1, 5035, 6000, 5035-1 – риодациты; обр. 53-1.6, 2449-2 – риолиты.

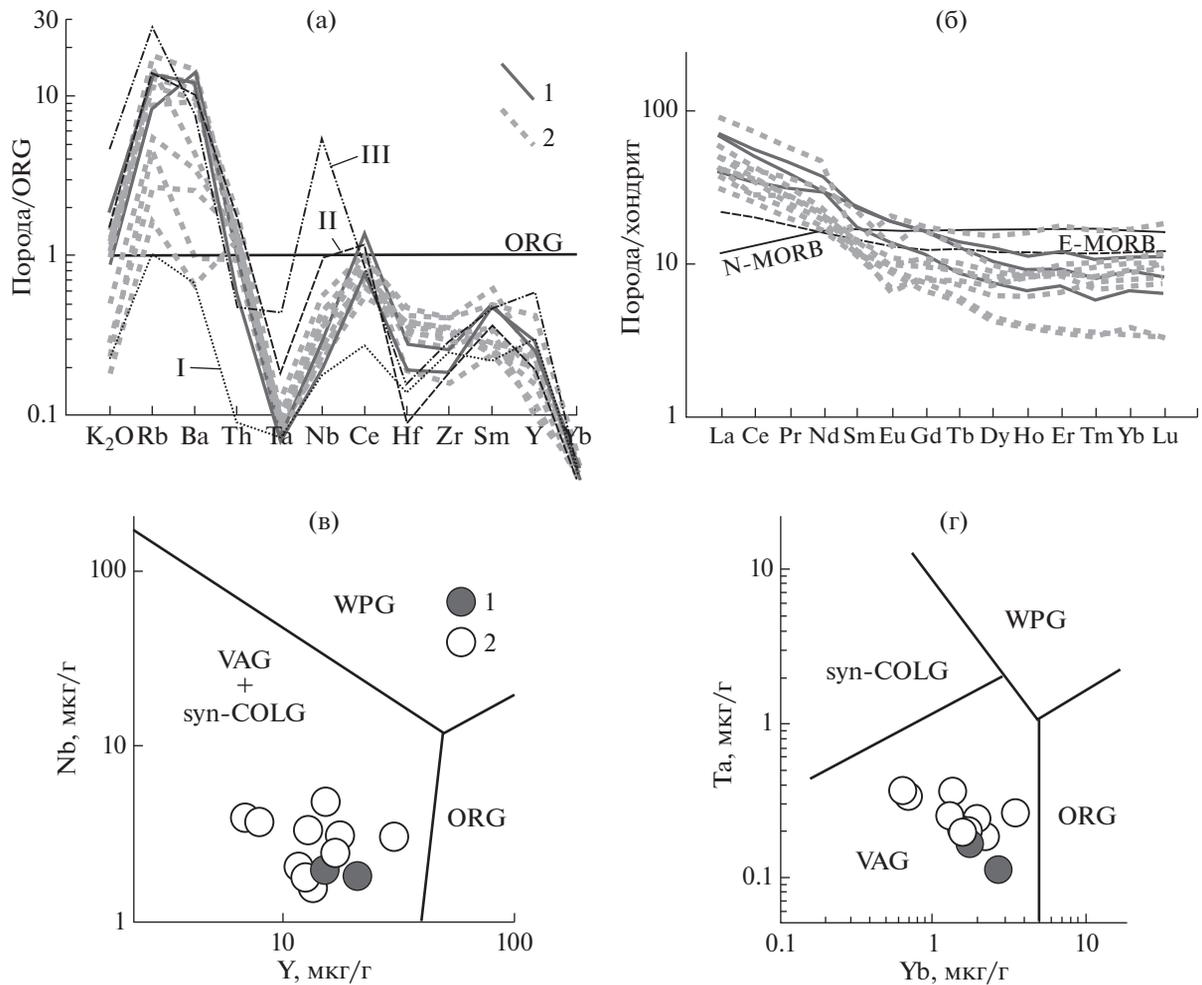


Рис. 9. Графики распределения нормализованных к ORG по (Pearce et al., 1984) содержаний элементов-примесей (а) и нормализованных к хондриту по (Sun, McDonough, 1989) содержаний РЗЭ (б), а также диаграммы Nb–Y (в), Ta–Yb (г) для вулканитов лимкинской свиты.

1 – андезиты, 2 – дациты и риолиты. (а): I – дацит шемурской свиты верхнего ордовика–нижнего силура по (Государственная..., 2016), II – гранит верхисетского комплекса нижнего–среднего карбона (Шарташский массив) по (Государственная..., 2011), III – трахириолит малиновского комплекса среднего ордовика по (Государственная..., 2016). Составы гранитоидов различных обстановок приведены по (Pearce et al., 1984): syn-COLG – синколлизионные, VAG – островодужные, WPG – внутриплитные, ORG – срединно-океанических хребтов; составы хондрита, E-MORB и N-MORB приведены по (Sun, McDonough, 1989).

*Верхняя часть франского яруса–
нижняя часть фаменского яруса*

Позднедевонские образования верхней части франского яруса и нижней части фаменского яруса, завершающие разрез девона рассматриваемой площади, имеют крайне незначительное распространение и объединены в составе **кедровской свиты**, включающей глинистые и кремнистые сланцы с прослоями известняков, образующие монотонную ритмично-слоистую толщу. Возраст свиты обоснован выделенными из прослоев известняков конodontами *Palmatolepis subrecta* Mill. et Young (определения В.А. Наседкиной). Мощность свиты 150–200 м.

**ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ
ДЕВОНСКИХ ТОЛЩ**

Наиболее разнообразные обстановки формирования горных пород реконструируются для пражского века, когда накапливались отложения перевозской свиты и нижней части краснотурьинской свиты (рис. 1, 10). Вблизи западной границы исследуемой площади протягивается полоса известняков, детально палеонтологически изученных в связи с поисками и разведкой бокситовых месторождений Северо-Уральского бокситоносного района (Государственная..., 1989). Для этого района характерны водорослевые, криноидные, коралловые карбонатные постройки с брахиопо-

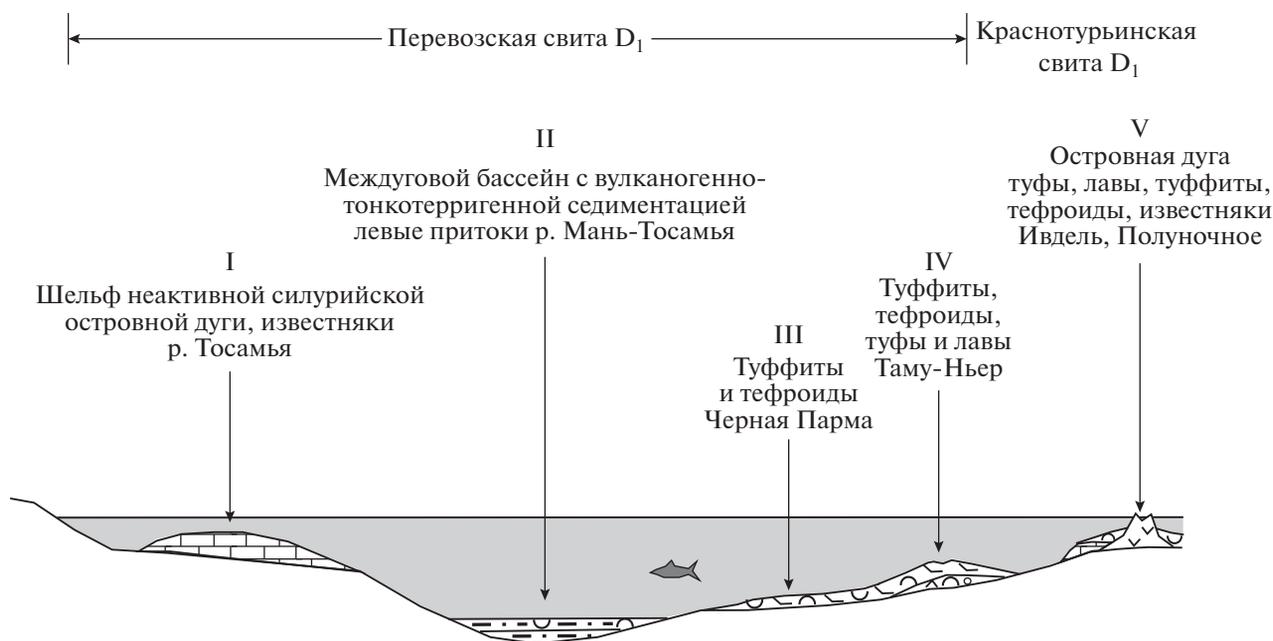


Рис. 10. Палеогеографическая реконструкция для пражского века (вне масштаба). Условные обозначения см. на рис. 4. Римские цифры соответствуют районам на рис. 1, 2 и колонкам на рис. 4.

довыми и остракодовыми банками, вероятно формировавшиеся в условиях открытого шельфа силурийской островной дуги (обстановка I на рис. 10). Восточнее, в центральной части площади, в бассейне левых притоков р. Мань-Тосамья, закартирована линзовидная в плане тектоническая пластина, надвинутая на карбонатные толщи нижнего и среднего девона (обстановка II на рис. 10). В ее составе наблюдаются слоистые тейфроиды – туфоалевролиты и туфопесчаники с линзами туфоконгломератов, алевролиты с прослоями кремней. Большое количество вулканокластики в составе терригенных пород свидетельствует об относительной близости эксплозивных центров; наличие прослоев кремней с микрофауной конодонтов при отсутствии известняков, возможно, указывает на достаточно глубоководные условия (ниже уровня карбонатной компенсации). Вероятно, перечисленные отложения формировались в пределах междуугового прогиба. Еще восточнее, в пределах Парминской антиклинали (горы Пеша и Черная Парма), распространены тейфроиды (туфоалевролиты и туфопесчаники) с прослоями кремней, содержащими конодонты пражского яруса, туфы андезитового и базальтового состава, отмечаются потоки базальтов и андезитов (обстановка III на рис. 10). В целом набор пород сходен с указанным выше для обстановки II, но добавляются редкие потоки вулканитов; вероятно, это также фрагмент междуугового бассейна.

Для Тамуньерской антиклинали (обстановка IV на рис. 10) характерно наличие тейфроидов, туфов и субвулканитов умеренно-кислого состава, пере-

крытых толщей базальтов и андезибазальтов. По всей видимости, это область сочленения междуугового прогиба и активной вулканической островной дуги. Вблизи с границей области сплошного распространения мезозойско-кайнозойских образований (районы г. Ивдель и пос. Полуночное) присутствуют андезиты, базальты, их туфы и тейфроиды с прослоями и линзами известняков и кремней; эти образования относят к краснотурьинской свите (обстановка V на рис. 10). Для этой свиты характерна пестрота и быстрая сменяемость отложений в разрезе и по простиранию; возможно, это указывает на существование в раннем девоне цепочки вулканических островов и подводных центров извержений, разделенных морскими котловинами. Пражские вулканиты имеют островодужные геохимические характеристики.

Эмский век начинается с континентального перерыва и перестройки структурного плана в западной части изучаемой площади. Возможно, и в восточной части подобное событие также имело место, но фрагментарность обнаженности и редкость фаунистических остатков не позволяют его установить. Причины раннедевонского континентального перерыва недостаточно ясны, высказываются мнения о связи этого события с коллизией островной дуги и Восточно-Уральского микроконтинента (Язева, Бочкарев, 1993), с перестройкой палеозоны субдукции (Пучков, 2000) или с реакцией на происходившую в это время каледонскую коллизию, спаявшую Балтику и Лаврентию (Петров, Свяжина, 2006).

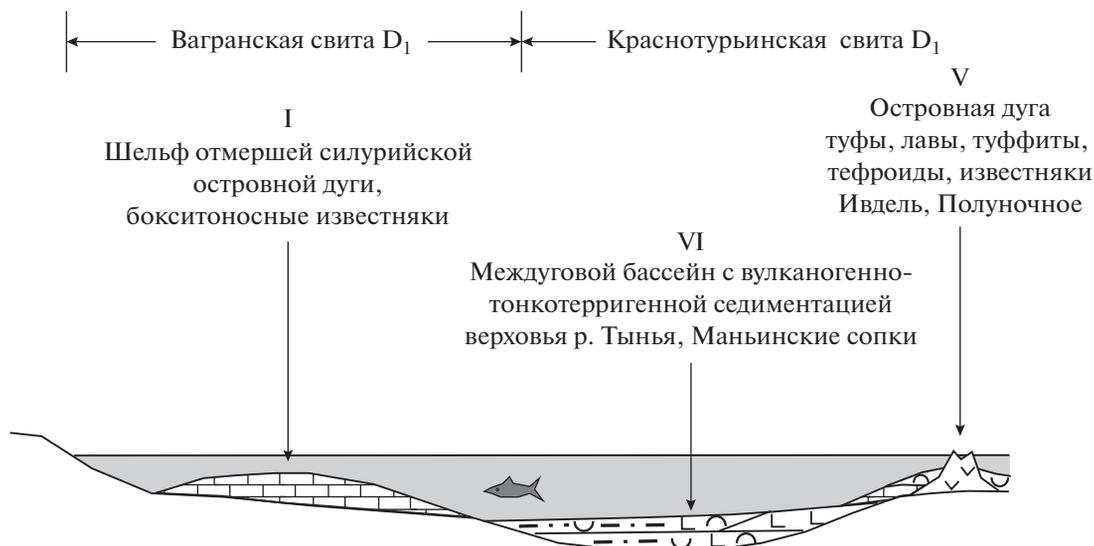


Рис. 11. Палеогеографическая реконструкция для эмского века (вне масштаба). Условные обозначения см. на рис. 4. Римские цифры соответствуют районам на рис. 1, 2.

С эмскими известняками вагранской свиты связаны наиболее крупные залежи бокситов; последние обычно трактуются как переотложенные латеритные коры выветривания, залегающие на закарстованной поверхности более древних карбонатных толщ (Бокситоносные..., 1987; Анфинов, Сорока, 2015 и др.). Шельфовые известняки вагранской свиты в западной части площади залегают на карбонатных образованиях туринской и перевозской свит, восточнее — на вулканогенно-осадочных породах перевозской свиты, что свидетельствует о расширении области шельфа силурийской островной дуги на восток, за счет части междуугового прогиба.

Восточнее поля распространения известняков вагранской свиты, отделяясь от них серией разрывных нарушений, располагаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования верхней части краснотурьинской свиты (рис. 11). В составе последней наблюдается определенная зональность: западные разрезы практически не содержат известняков, они представлены тейфроидами, кремнями с потоками базальтов; в восточных разрезах преобладают туфы и лавы базальтов и андезитов с прослоями тейфроидов и известняков. Вероятно, это свидетельствует о переходе от глубоководных условий междуугового прогиба к обстановкам вулканической островной дуги. Эмские вулканы, как и пражские, по составу и геохимическим характеристикам близки к островодужным образованиям.

Подобная зональность существовала и в эйфельское время (талтийская и лангурская свиты). В западной части изучаемой территории на шельфе накапливались карбонатные толщи с прослоями и линзами бокситов, аллитов, песча-

ников, алевролитов и алевро-аргиллитов, восточнее роль терригенных образований возрастает, появляются туфы и тейфроиды, реже лавы базальтов, андезитов и дацитов островодужного типа.

Конец эйфельского века и начало живетского века (высотинский горизонт) знаменуются новой перестройкой структурного плана и характера магматизма. Высотинская свита, имеющая довольно широкое распространение, характеризуется различным составом слагающих ее пород в разных частях площади распространения (рис. 12). В западной части изучаемой территории высотинская свита представлена известняками, наращивающими карбонатный чехол шельфа цепочки островов, возникшей после прекращения магматизма силурийской островной дуги. Карбонатная платформа разорвана грабеном, выполненным тонкотерригенными породами (алевролитами, глинистыми сланцами, вулканотерригенными песчаниками с прослоями кремней и известняков, редкими линзами гравелитов и конгломератов), пронизанными силлами и дайками долеритов.

Восточнее наблюдается система подобных структур, в которых, наряду с известняками, алевролитами и кремнями, большую роль играют потоки базальтов и их вулканокластические шлейфы, а также многочисленные силлы и дайки долеритов и габбро-долеритов ивдельского комплекса. Базальты и долериты по геохимическим особенностям близки к магматическим образованиям структур растяжения на активных континентальных окраинах. Возможно, формирование грабеновых структур происходило в обстановке скольжения (в сдвиговой обстановке). В измененных известняках и вулканокластических породах локализованы магнетитовые руды.

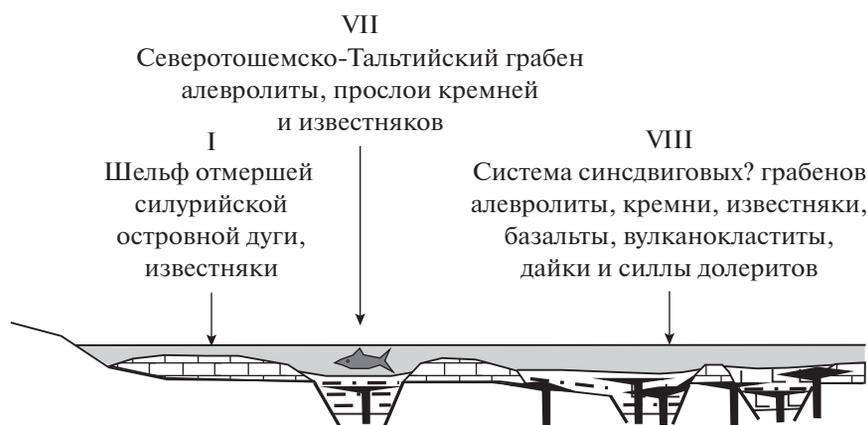


Рис. 12. Палеогеографическая реконструкция (вне масштаба) для позднеэйфельско-раннеживетского времени (высотинский горизонт). Условные обозначения см. на рис. 4. Римские цифры соответствуют районам на рис. 1, 2 и колонкам на рис. 7.

В позднем девоне ранее существовавшая зональность карбонатный шельф—островная дуга восстанавливается. Верхнеживетско-нижнефранские известняки шегультанской свиты сохранились в западной части площади в виде небольшого фрагмента в пределах Северотошемско-Тальтского грабена, а значительно восточнее распространена вулканогенно-осадочная лимкинская свита такого же возраста, сложенная алевролитами, песчаниками, известняками, гравелитами, конгломератами, кремнями с прослоями и линзами вулканитов непрерывно-дифференцированной базальт-риолитовой формации, их туфами и тефроидами. В исследуемом районе среди вулканитов лимкинской свиты преобладают кислые и средние породы — андезиты, дациты и риолиты, которые по составу сходны с образованиями зрелых островных дуг и активных континентальных окраин.

На рубеже франского и фаменского веков произошло приращение восточно-уральских структур (включая Тагильскую мегазону) к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и формирование активной континентальной окраины (Петров и др., 2008; Пучков, 2010). Позднедевонские известняки, глинистые и кремнистые сланцы кедровской свиты и терригенные породы раннекаменноугольной маньинской свиты сохранились только в северной части Северотошемско-Тальтского грабена; вероятно, они фиксируют существование остаточных мелководных бассейнов на континентальной окраине.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований установлено, что девонские стратоны Тагильской мегазоны на Северном Урале формировались в трех крупных палеообстановках: в пределах шельфа цепочки островов — реликтов отмершей силурий-

ской островной дуги, междуугового прогиба и активной вулканической островной дуги. Положение границ перечисленных структур менялось во времени, но общий характер зональности сохранялся вплоть до живетского века.

В живете на рассматриваемой территории была образована система грабенов, что сопровождалось своеобразным магматизмом, имевшим в том числе глубинные мантийные источники. Возможно, локальные структуры растяжения сформировались на фоне региональных сдвиговых структур, следы которых еще предстоит выявить.

В позднеживетско-франское время зональность шельф невулканической островной дуги—междууговой прогиб—активная островная дуга была вновь восстановлена, а в начале фаменского века история островодужной системы завершается аккрецией последней к окраине Восточно-Европейского континента.

По геохимическим особенностям — обогащению элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba и Th) и обеднению Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y и Yb — пражские и эмские вулканические породы сходны с магматическими образованиями островных дуг. Базальты живетской высотинской свиты близки по составу к океаническим вулканитам; для интерпретации условий формирования первых привлекается модель разрыва субдуцируемой плиты, образования “мантийных окон” и подтока глубинного мантийного вещества.

Франские вулканиты имеют преимущественно средний и кислый состав, по геохимическим характеристикам они близки к магматическим образованиям активной континентальной окраины, а преобладание в разрезе пирокластических и вулканотерригенных образований (туфов, тефроидов, туфопесчаников и др.), наряду с банковыми и слоистыми известняками, указывает на

формирование этого комплекса в условиях вулканических островов, разделенных морскими проливами.

Карбонатно-терригенные образования фаменского возраста, вероятно, фиксируют условия неглубоких морских бассейнов в тылу вновь образованной активной континентальной окраины, а раннекаменноугольные преимущественно терригенные угленосные толщи с потоками трапповых базальтов выполняют прогибы, связанные с региональной обстановкой скольжения (Тевелев и др., 2005; Пучков, 2010).

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.Б. Котову (ИГГД РАН), Д.Н. Ремизову и Т.Ю. Толмачевой (ВСЕГЕИ), М.Г. Леонову (ГИН РАН) за ценные замечания, способствовавшие улучшению содержания статьи.

Источники финансирования. Исследование выполнено частично в рамках темы АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов А.Л., Сорока Е.И.* Литолого-фациальные особенности бёмитсодержащих известняков надрудной толщи Североуральского бокситового рудника // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 3. С. 228–235.
- Бокситоносные комплексы Урала. Л.: Недра, 1987. 229 с.
- Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М.* Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2010. 152 с.
- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Издание первое. Серия Среднеуральская. Лист Р-41-XXV (Ивдель). Объяснительная записка. Свердловск: Мингео СССР, ПГО “Уралгеология”, Уральская геологосъемочная экспедиция, 1989. 227 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. Гл. научн. ред. Жданов А.В. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Средне-Уральская. Лист Р-40-XXX (Тохта). Объяснительная записка. Научн. ред. Жданов А.В. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 371 с.
- Десятниченко Л.И., Фадеева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н.* Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера. 2005. № 2. С. 68–96.
- Ерошевская Р.И.* Закономерности расположения бокситоносных отложений девона и перспективы поисков бокситов на севере восточного склона Урала // Геологическое строение и полезные ископаемые западных районов СССР. Л.: Недра, 1979. С. 74–94.
- Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
- Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961
- Наркисова В.В.* Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 23 с.
- Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. М: Изд-во Московского общества испытателей природы, 1947. 207 с.
- Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
- Петров Г.А., Свяжжина И.А.* Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23–39.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // Докл. АН. 2008. Т. 422. № 3. С. 365–370.
- Плечов П.Ю.* Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2008. 43 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н.* Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247.
- Унифицированные корреляционные стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межведомственный стратиграфический комитет России, 1993. 151 схема.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Постколлизионный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56–65.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrol.* 1975. № 16. P. 22–56.

Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. The Devonian Period // *The Geologic Time Scale 2012*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D. Elsevier, 2012. P. 559–601.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust; its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

*Рецензенты А.Б. Котов,
Д.Н. Ремизов, Т.Ю. Толмачева*

Stratigraphy and Environments for Forming of the Devonian Strata of the Tagil Megazone in the Northern Urals

G. A. Petrov^{a, #}, N. I. Tristan^b, G. N. Borozdina^b, and A. V. Maslov^a

^a*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Uralian branch of RAS, Yekaterinburg, Russia*

^b*Uralian Geological Survey Expedition, Yekaterinburg, Russia*

[#]*e-mail: Georg_Petrov@mail.ru*

The Devonian strata of the Tagil megazone on the eastern slope of the Northern Urals were studied. It is established that Devonian sedimentary and volcanogenic formations were formed within three palaeo-environments: the shelf of the extinct Silurian island arc, the inter-arc trough and the active volcanic island arc. The volcanites are close to the rocks of modern island arcs in composition. This zoning was disrupted during the Givetian age by the formation of grabens and the effusion of basalts with intraplate geochemical characteristics. At the end of the Givetian and at the beginning of the Frasnian, the volcanic activity of the island arc was renewed, and in the end of the Frasnian—early Famennian time evolution of the island arc was completed in connection with the latest accretion to the continental margin.

Keywords: Northern Urals, Tagil Megazone, Devonian, environments of sedimentation

УДК 551.7:551.762.3-551.763.1(563.14)

ПОЗДНЕЮРСКИЕ–РАННЕМЕЛОВЫЕ РАДИОЛЯРИИ В ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ АЛГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА, КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

© 2021 г. Т. Н. Палечек¹, *, А. В. Моисеев¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: tpalechek@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.05.2020 г.

После доработки 07.12.2020 г.

Принята к публикации 25.12.2020 г.

Приведены новые данные о возрасте тектоностратиграфических разрезов, изученных в районе р. Утесики (северо-западная часть Корякского нагорья). Установлена новая кимеридж-берриасская ассоциация радиолярий, относящаяся к Южно-Бореальной провинции. В изученной ассоциации определены виды, характерные для кимериджа–берриаса Северной и Южной Америки, Японии, Антарктического полуострова и ряда районов Тетической области. Проведена корреляция со смежными регионами Тихоокеанской области.

Ключевые слова: тектоностратиграфия, радиолярии, кимеридж–берриас, Усть-Бельские горы, Алганский террейн, Корякское нагорье, аккреционная тектоника

DOI: 10.31857/S0869592X21030054

ВВЕДЕНИЕ

Статья продолжает серию работ, посвященных тектоностратиграфии и геологическому строению территории, расположенной в северо-западной части Корякского нагорья и входящей в состав Алганского террейна.

В статье рассматриваются результаты исследования тектоностратиграфических разрезов юрско-меловых отложений в районе р. Утесики в Усть-Бельских горах Корякского нагорья.

Материал был собран в ходе полевых сезонов 2007, 2008, 2011, 2012 и 2016 гг. Проведено комплексное исследование различных разрезов. На основании изучения литологических особенностей отложений и выяснения характера взаимоотношений различных типов пород были выделены тектоностратиграфические комплексы. Из кремнистых разностей большинства комплексов были получены объемные формы радиолярий, часть материалов опубликована ранее (Палечек и др., 2013, 2016, 2018).

В процессе проведения радиоляриевого анализа использовались методики, предложенные Э. Пессаньо (Pessagno, Newport, 1972), Б.Б. Назаровым и Д.И. Витухиным (1981). Наиболее эффективным представляется сочетание двух методов: изучения радиолярий в шлифах и отпрепарированных форм. Предварительно был проведен просмотр всех шлифов кремнисто-терригенных пород и

подобрана методика травления для каждого образца (кислота/чередование кислот, концентрация, время травления). Съемка радиолярий велась в сканирующем электронном микроскопе Vega Tescan MV 2300 в ГИН РАН Н.В. Горьковой.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Усть-Бельские горы расположены на правобережье крупной излучины среднего течения р. Анадырь (рис. 1, врезка). Изученный материал был собран преимущественно в восточной части рассматриваемой территории. Район исследования приурочен к области сочленения разновозрастных складчатых областей (Соколов, 1992, 2010; Парфенов и др., 1993; Соколов, Бялобжеский, 1996; Геодинамика..., 2006). В западной части распространены породы Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области, которые включены в состав аллохтона (Александров, 1978; Соколов, Бялобжеский, 1996; Моисеев, 2020). Восточнее бассейна р. Левая Маврина (рис. 1) широко развиты вулканогенно-кремнисто-терригенные породы. А.А. Александровым (Александров, 1978) породы междуречья Левая Маврина–Утесики были включены в состав аллохтона. Возраст пород определялся как палеозойский. С.А. Паланджяном (Palandzhyan, Dmitrienko, 1996; Паланджян, 2000) данный участок описан как фрагменты сгущивания позднепалео-

зойских, раннемезозойских и позднеюрско-раннемеловых разрезов. Породы восточнее р. Утесики включены в состав параавтохтона (Александров, 1978; Марков и др., 1982; Паланджян, 2000). При проведении полевых работ нами было отмечено очевидное сходство пород междуречья Левая Маврина–Утесики и пород, распространенных восточнее р. Утесики, что указывает на их принадлежность к единому террейну. В работе (Соколов, Бялобжеский, 1996) эти комплексы отнесены к Алганскому террейну Анадырско-Корякской складчатой области. Допозднемеловые вулканогенно-кремнисто-терригенные породы Алганского террейна включены в алганскую (ранее пекульнейвеемскую) свиту (Кайгородцев, 1961; Кальянов, Беляцкая, 1961; Захаров, 1974; Зинкевич, 1981; Терехова, 1987; Шмакин, 1988; Легенда..., 1999).

В пределах Алганского террейна вышележащие перекактинская и ламутская свиты представлены флишоидными отложениями позднеальб-туронского и сенонского возраста соответственно (Зинкевич, 1981; Соколов, Бялобжеский, 1996; Гульпа, 2014). Они датированы по единичным находкам фауны, и на большей части территории их возраст неясен, что не исключает вхождения в состав этих свит разновозрастных отложений. Это особенно актуально для вулканогенно-кремнистых образований, которые описаны в единичных разрезах (Зинкевич, 1981; Очерки..., 1982; Вяткин, 1989, 1990). В структурном отношении эти свиты рассматривают как слабodeформированный чехол (Соколов, Бялобжеский, 1996).

В ходе полевых работ среди пород, относимых к перекактинской свите, были встречены бордовые, вишнево-коричневые кремни и базальты. Их взаимоотношения с вмещающими вулканогенно-терригенными отложениями достоверно не установлены (рис. 1, 2). Чаще всего кремни и вулканыты встречаются в виде элювиальных высыпок или изолированных обнажений. Однако стоит отметить повышенную дислоцированность вулканогенно-терригенных пород вблизи подобных выходов.

На правом берегу р. Утесики к северо-западу от г. Чайка и к югу от г. Фигурная были изучены останцы, сложенные сургучными яшмами, которые были собраны в элювии или закопущках на склонах гор, а также отдельные скальные выходы подушечных порфировых базальтов серого цвета с выполнением межподушечного пространства серо-зелеными кремнями (рис. 2, разрез 3; рис. 3). Выходы пород вулканогенно-кремнистой ассоциации встречены в поле распространения туфотерригенных образований, представленных в основном мелко-среднезернистыми туфопесчаниками серо-зеленого цвета и относящихся по данным предшественников и сходству литологического состава

к перекактинской свите позднеальб-туронского возраста. Скорее всего, породы кремнисто-базальтовой ассоциации являются тектоническими клиньями, что хорошо согласуется с отмеченной в полевых условиях повышенной дислокацией позднемеловых пород (рис. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Из яшм (серия обр. 01–04tp16, рис. 2, 3) выделен представительный комплекс радиолярий: *Zhamoidellum cf. ovum* Dumitrica, *Zhamoidellum cf. frequensis* (Tan Sin Hok), *Obesacapsula cf. rotunda* (Hinde), *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno, *A. apiarium* (Rüst), *Thanarla cf. brouweri* (Tan Sin Hok), *Thanarla cf. elegantissima* (Cita), *Tethysetta boesii* (Parona), *T. acuticephala* Dumitrica, *Parvicingula ? sp.*, *Hsuum sp.*, *Parahsuum ? sp.*, *Eoxitus sp.*, *Xitatus sp.*, *Milax ? sp.*, *Paronaella sp.* (табл. 1, табл. I). Возраст вмещающих их отложений установлен в широких пределах – кимеридж–баррем – на основе присутствия *Archaeodictyomitra apiarium* (келловей–баррем), *Archaeodictyomitra vulgaris* (кимеридж–сеноман), *Tethysetta boesii* (кимеридж–баррем). Распространение встречаемых видов по литературным данным приведено в табл. 2. Следует отметить, что в изученном радиоляриевом комплексе (серия обр. 01–04tp16) также присутствует *Tethysetta acuticephala*, установленная и описанная в берриасе/верхнем берриасе–нижнем валанжине Омана (Dumitrica et al., 1997). Это редкий вид, местонахождение которого до сих пор было известно только в нижнемеловых отложениях Омана. В изученном комплексе также отмечено присутствие *Obesacapsula cf. rotunda* (Hinde), определенного со знаком открытой номенклатуры из-за плохой сохранности экземпляра. *Obesacapsula rotunda* (Hinde) является видоиндексом подзоны 5α нижнего берриаса в Северной Америке (Pessagno et al., 2009); по данным П. Баумгартнера с соавторами (Baumgartner et al., 1995a, 1995b), он распространен с кимериджа по готерив; в Корякском нагорье, Россия (Вишневская, 2001), встречается в келловее–титоне. С некоторой долей условности можно предполагать кимеридж-берриасский возраст изученного радиоляриевого комплекса.

Ранее из разреза, описанного вдоль левого берега р. Утесики в ее среднем течении (рис. 1; рис. 2, разрез 1), из будинированных прослоев зеленовато-серых кремней (обр. B2167.03), отобранных в пределах алганской свиты среди граувакковых туфопесчаников, были выделены радиолярии: *Zhamoidellum frequensis* (Tan Sin Hok), *Z. ovum* Dumitrica, *Z. boehmi* (Kiessling), *Williriedellum carpathicum* Dumitrica, *Complexapora ex gr. kiesslingi* Hull, *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *A. apiarium* (Rüst), *A. exigua* Blome, *Thanarla brouweri* (Tan Sin Hok), *Tethysetta boesii* (Parona), *Pseudodicty-*

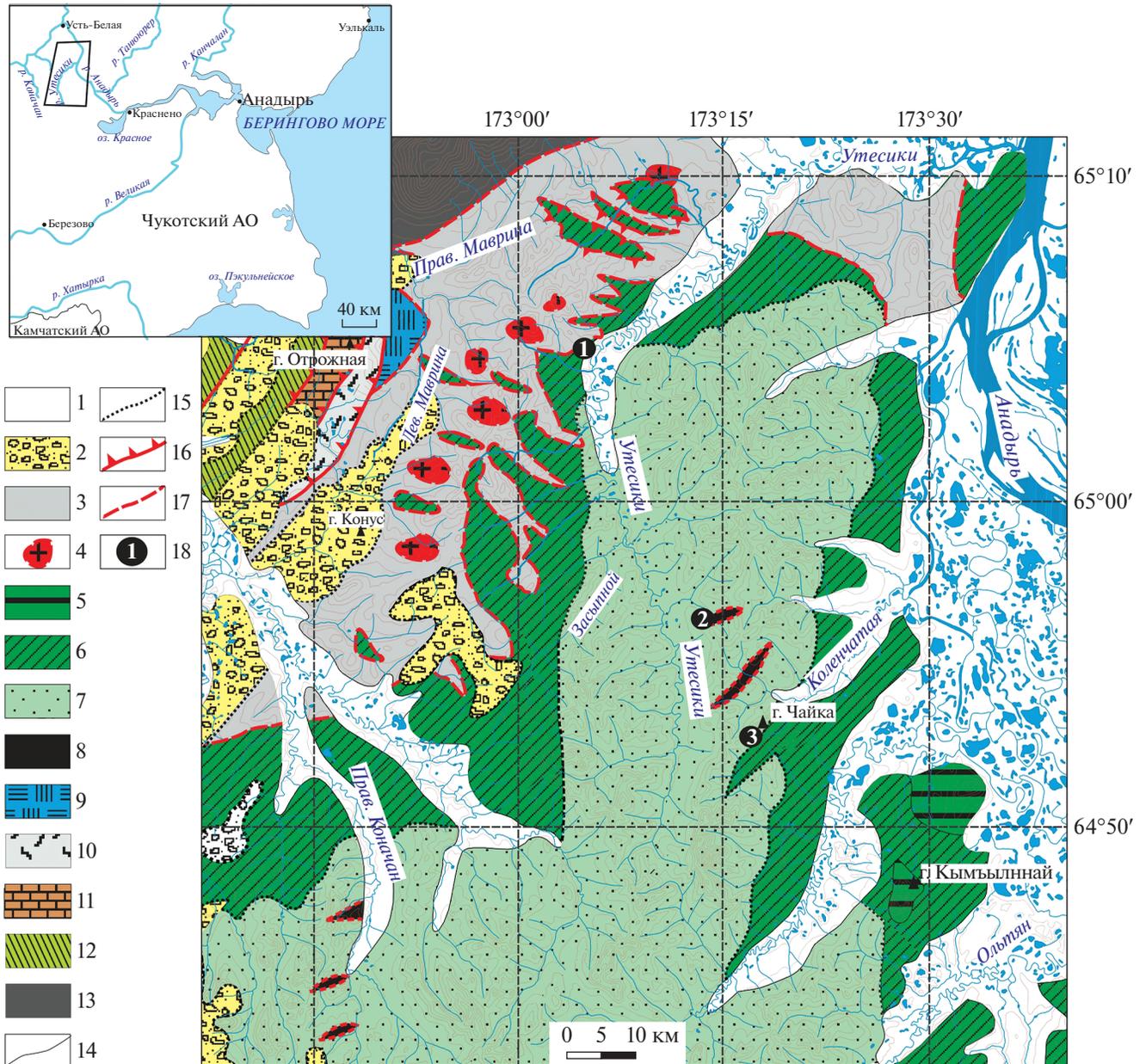


Рис. 1. Схема геологического строения Усть-Бельских гор. Составлена с использованием (Захаров, 1974; Александров, 1978; Гульпа, 2014).

1 – четвертичные отложения; 2 – палеогеновые отложения; 3–6 – Алганский террейн: 3 – серпентинитовый меланж, 4 – крупные блоки докембрийских плагиогранитов, 5 – габбро-долериты; 6 – позднемезозойские вулканогенно-кремнисто-туфотерригенные породы; 7 – альб-туронские отложения (перекатнинская свита); 8 – тектонические блоки (?) вулканогенно-кремнистого состава; 9–13 – Усть-Бельский террейн: 9 – терригенные отложения средней юры и раннего мела; 10 – досреднедевонские основные магматические породы; 11 – вулканогенно-осадочные породы среднего девона–раннего карбона; 12 – терригенные образования поздней юры–раннего мела; 13 – гипербазит-базитовый Усть-Бельский массив; 14 – согласные границы; 15 – несогласные границы; 16 – надвиги; 17 – предполагаемые надвиги; 18 – положение изученных разрезов мезозойских пород, цифра соответствует номеру разреза. На врезке – положение района исследования.

omitra cf. carpatica (Lozyniak), Parahsum sp., Milax sp., Windalia sp., Parvincingula ? sp. (Палечек и др., 2016) (табл. 1; табл. II, III).

До настоящего времени находки *Zhamoidellum boehmi* (Kiessling) были известны только из титона Антарктиды (Kiessling, 1999). *Williriedellum car-*

pathicum Dumitrica описан из верхнего келловее–оксфорда Восточных Карпат (Dumitrica, 1970), встречается также в келловее–оксфорде Южных Карпат Румынии (Vessaro, Lazar, 2007), распространен в келловее–титоне Германии (Missoni et al., 2005), в среднем оксфорде–нижнем кимеридже

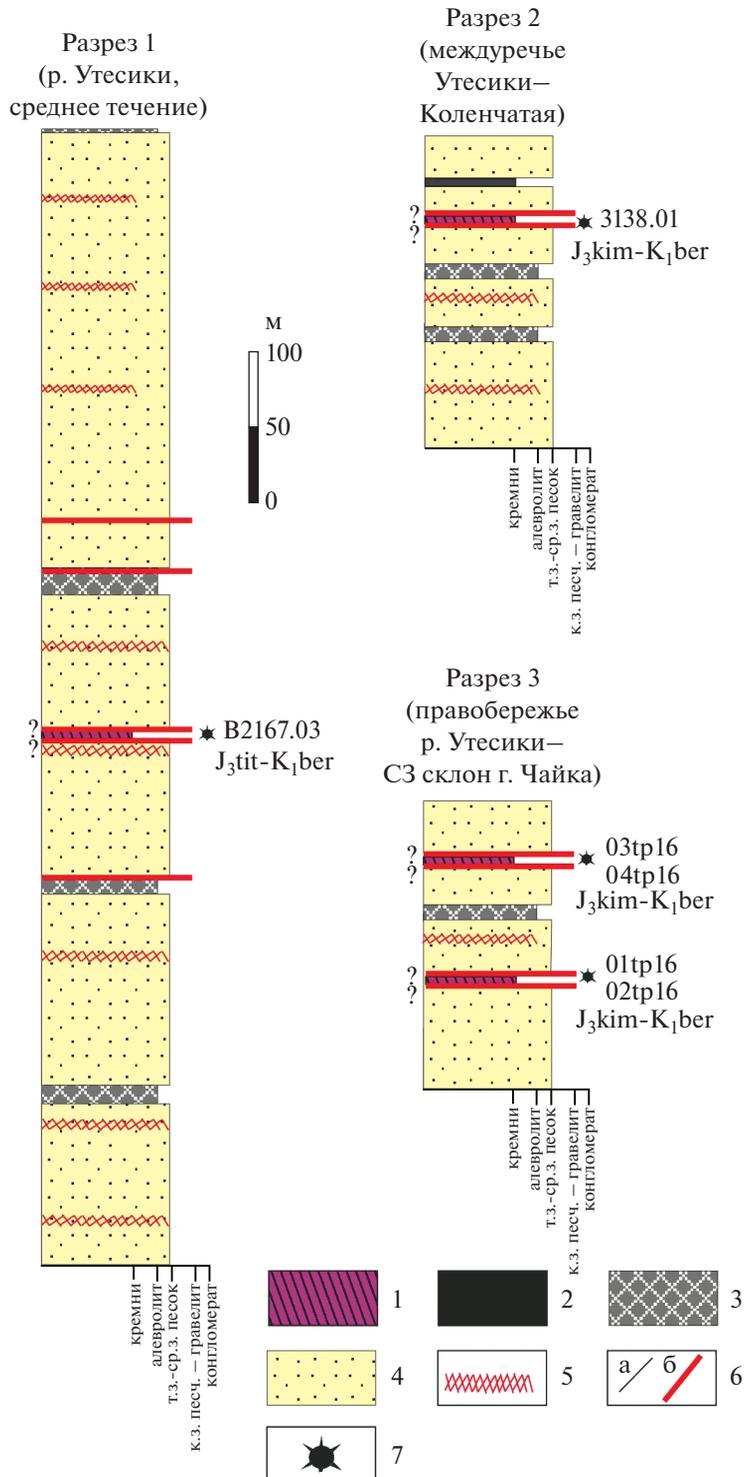


Рис. 2. Тектоностратиграфические колонки р. Утесики.

1 — бордовые яшмы; 2 — коричневые, зеленые и серые кремнистые породы; 3 — алевролиты; 4 — туфопесчаники; 5 — зоны дробления; 6 — контакты: а — стратиграфические, б — тектонические (надвиги); 7 — уровни находок радиоляриевых форм.

Калифорнии (зона 2, подзона 2с и 2б) (Hull, 1997), в верхнем титоне в Хабаровском крае (Zyabrev, Matsuoka, 1999), в берриасе Тихого океана (Matsuoka, 1998); по данным (Baumgartner et al., 1995a, 1995b), он распространен от верхнего бата—ниж-

него келловеев до верхнего кимериджа—нижнего титона (UAZ 95 7-11). Complexopora kiesslingi Hull описана из Калифорнии (зона 3?, зона 4, подзона 4б, верхняя часть нижнего титона—верхний титон) (Hull, 1997). Pseudodictyomitra carpati-

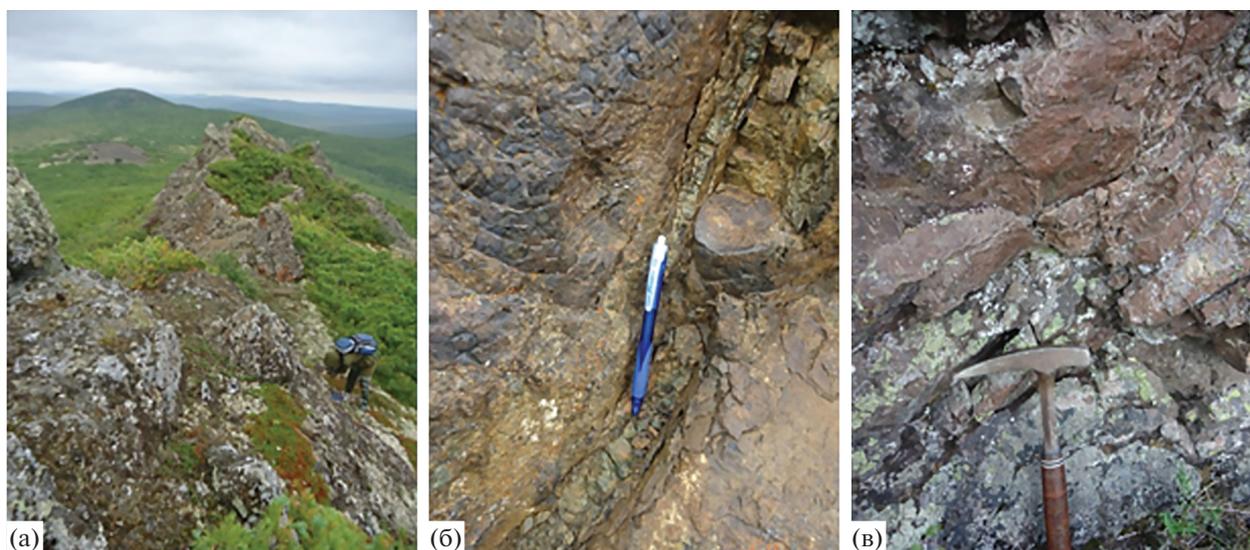


Рис. 3. (а) Предположительно тектонический клин, правобережье р. Утесики, к северо-западу от г. Чайка; (б) прослой кремней среди базальтов; (в) контакт базальтов и яшм.

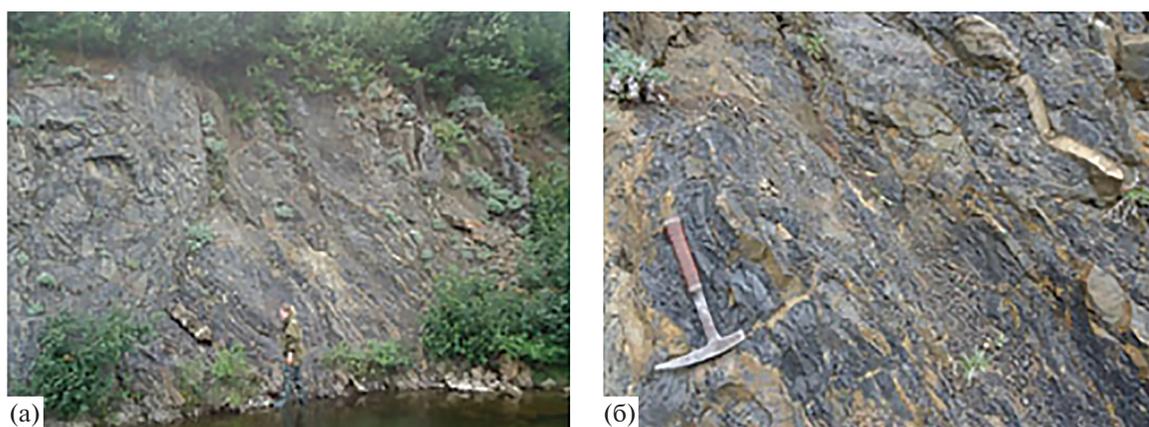


Рис. 4. Переслаивание кремневых алевролитов и песчаников перекатнинской свиты, верховья р. Утесики.

са (Lozyniak) встречается в большинстве изученных ассоциаций Усть-Бельских гор; по этому таксону фиксируется юрско-меловая граница в Японии (Matsuoka, Ito, 2019); по данным (Baumgartner et al., 1995a, 1995b), вид распространен от верхнего кимериджа–нижнего титона до нижнего баррема.

На водоразделе рек Утесики и Коленчатая (рис. 1; рис. 2, разрез 2) был опробован маломощный (2 м) коренной выход бордовых кремней (обр. 3138.01), в которых встречены радиолярии: *Pantanellium* cf. *fischeri* (Pessagno), *Zhamoidellum ventricosum* Dumitrica, *Z. frequens* (Tan Sin Hok), *Z. ovum* Dumitrica, *Hiscocapsa* cf. *kaminogoensis* (Aita), *Parvicingula* cf. *khbakovi* (Zhamoida), *Tethysetta boesii* (Parona), *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *A. apiarium* (Rüst), *A. vulgaris* Pessagno, *A. cf. tumandae* Dumitrica, *Pseudodictyomitra* cf. *carpatica*

(Lozyniak), *Mictyoditra* cf. *thiensis* (Tan Sin Hok), *Loopus* sp., *Mita* sp., *Parahsuum* sp., *Sethocapsa* sp., *Surtocapsa* sp. Возраст вмещающих их отложений определяется как кимеридж–берриасский на основе присутствия *Tethysetta boesii* (кимеридж–баррем), *Archaeodictyomitra apiarium* (келловей–баррем), *Archaeodictyomitra rigida* (байос–берриас), *Archaeodictyomitra vulgaris* (кимеридж–сеноман), *Zhamoidellum ovum* Dumitrica (келловей–берриас), *Z. ventricosum* Dumitrica (бат–берриас) (табл. 1, табл. IV). В изученной нами ассоциации присутствует *Hiscocapsa* cf. *kaminogoensis* (Aita). В разрезах Японии появление *Hiscocapsa kaminogoensis* (Aita) фиксируется в начале берриаса, а встречается этот вид в интервале нижний берриас–баррем (Aita, Okada, 1986); по данным (Robin et al., 2010), его распространение – верхний титон–верхний готерив.

Таблица 1. Таксономический состав радиолярий в изученных ассоциациях р. Утесики

Роды и виды	№ образцов		
	B2167.03	3138.01	01-04tp16
	1	2	3
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rüst)	•	•	•
<i>Archaeodictyomitra exiqua</i> Blome	•		
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> Pessagno	•	•	
<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>tumandae</i> Dumitrica		•	
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Pessagno		•	•
<i>Complexapora</i> ex gr. <i>kiesslingi</i> Hull	•		
<i>Cyrtocapsa</i> sp.		•	
<i>Eoxitus</i> sp.			•
<i>Hiscocapsa</i> cf. <i>kaminogoensis</i> (Aita)		•	
<i>Hsuum</i> sp.			•
<i>Loopus</i> sp.		•	
<i>Mictyoditra</i> cf. <i>thiensis</i> (Tan)		•	
<i>Milax</i> sp.	•		•
<i>Mita</i> sp.		•	
<i>Obesacapsula</i> cf. <i>rotunda</i> (Hinde)			•
<i>Pantanellium</i> cf. <i>fischeri</i> (Pessagno)		•	
<i>Parahsuum</i> sp.	•	•	•
<i>Paronaella</i> sp.			•
<i>Parvicingula</i> cf. <i>khabakovi</i> (Zhamoida)		•	
<i>Parvicingula</i> sp.	•		•
<i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>carpatica</i> (Loznyiak)	•	•	
<i>Sethocapsa</i> sp.		•	
<i>Tethysetta acuticephala</i> Dumitrica			•
<i>Tethysetta boesii</i> (Parona)	•	•	•
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan Sin Hok)	•		cf.
<i>Thanarla</i> cf. <i>elegantissima</i> (Cita)			•
<i>Williriedellum carpathicum</i> Dumitrica	•		
<i>Windalia</i> sp.	•		
<i>Xitus</i> sp.			•
<i>Zhamoidellum boehmi</i> (Kiessling)	•		
<i>Zhamoidellum frequensis</i> (Tan Sin Hok)	•	•	cf.
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica	•	•	cf.
<i>Zhamoidellum ventricosum</i> Dumitrica		•	

Примечание. Обр. B2167.03 – среднее течение р. Утесики; обр. 3138.01 – междуречье р. Утесики–Коленчатая; обр. 01-04tp16 – правобережье р. Утесики.

Таблица 1. Кимеридж-берриасские радиолярии правобережья р. Утесики, северо-западный склон г. Чайка. Серия обр. 01–04tp16. Длина масштабной линейки дана в мкм.

1 – *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno, обр. 02tp16; 2–4, 6, 7 – *Archaeodictyomitra* aff. *apiarium* (Rüst): 2, 4–7 – обр. 02tp16, 3 – обр. 04tp16; 5 – *Thanarla* cf. *brouweri* (Tan Sin Hok), обр. 02tp16; 8, 9 – *Hsuum* sp.: 8 – обр. 02tp16, 9 – обр. 04tp16; 10–13, 21 – *Parvicingula* ? sp.: 10–12 – обр. 01tp16, 13, 21 – обр. 02tp16; 14 – *Parahsuum* ? sp., обр. 02tp16; 15 – *Thanarla* cf. *elegantissima* (Cita), обр. 02tp16; 16 – *Tethysetta acuticephala* Dumitrica, обр. 01tp16; 17, 18 – *Eoxitus* sp., обр. 02tp16; 19 – *Obesacapsula* cf. *rotunda* (Hinde), обр. 02tp16; 20 – *Xitus* sp., обр. 02tp16; 22 – *Milax* ? sp., обр. 02tp16; 23, 24, 32 – *Zhamoidellum* cf. *ovum* Dumitrica, обр. 02tp16; 25 – *Zhamoidellum* cf. *frequensis* (Tan Sin Hok), обр. 04tp16; 26–31 – *Zhamoidellum* sp.: 26, 27, 30, 31 – обр. 02tp16; 28, 29 – обр. 04tp16; 33 – *Zhamoidellum* ? sp., обр. 04tp16; 34 – *Paronaella* sp., обр. 02tp16.

Таблица I

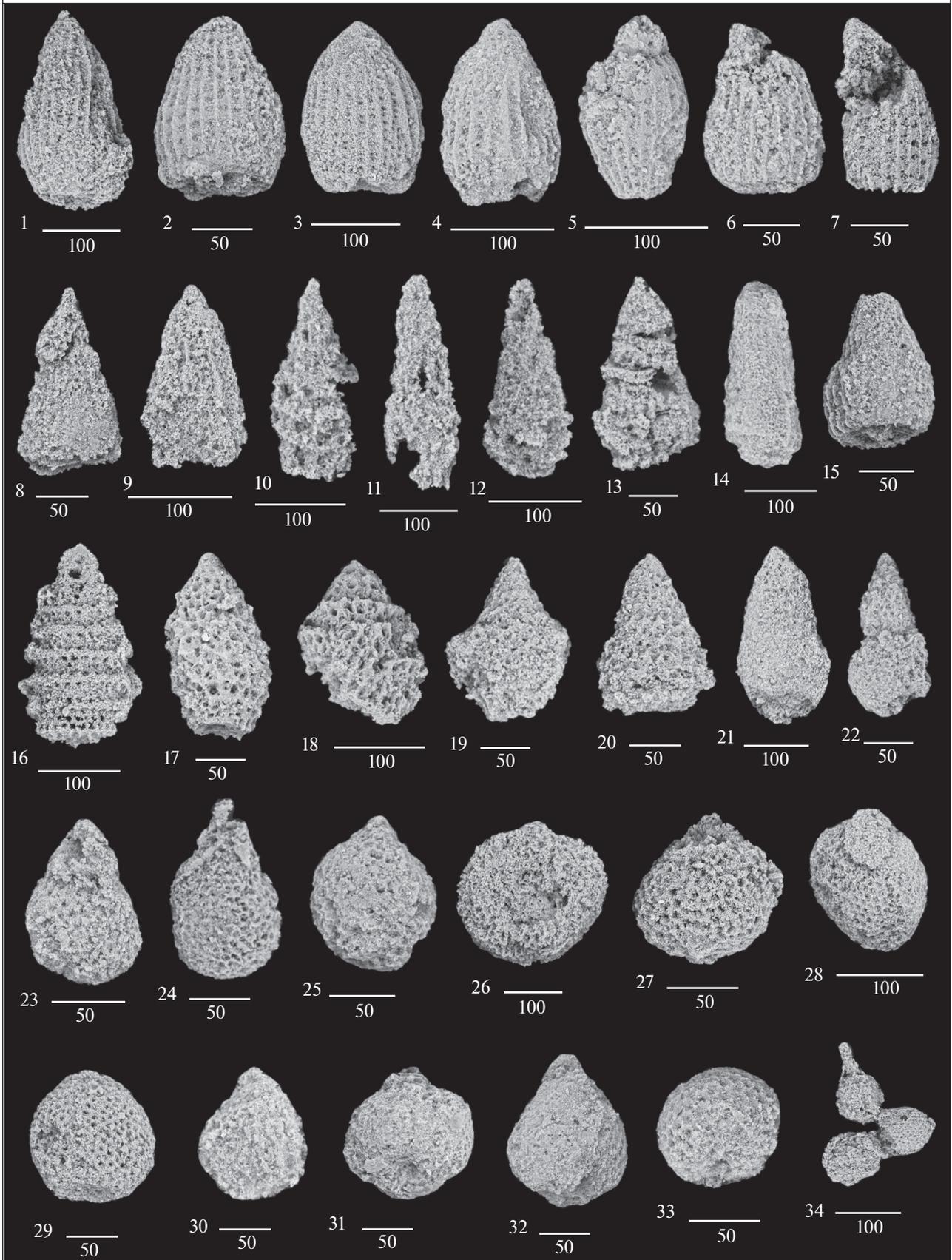


Таблица 2. Распространение встреченных видов по литературным данным

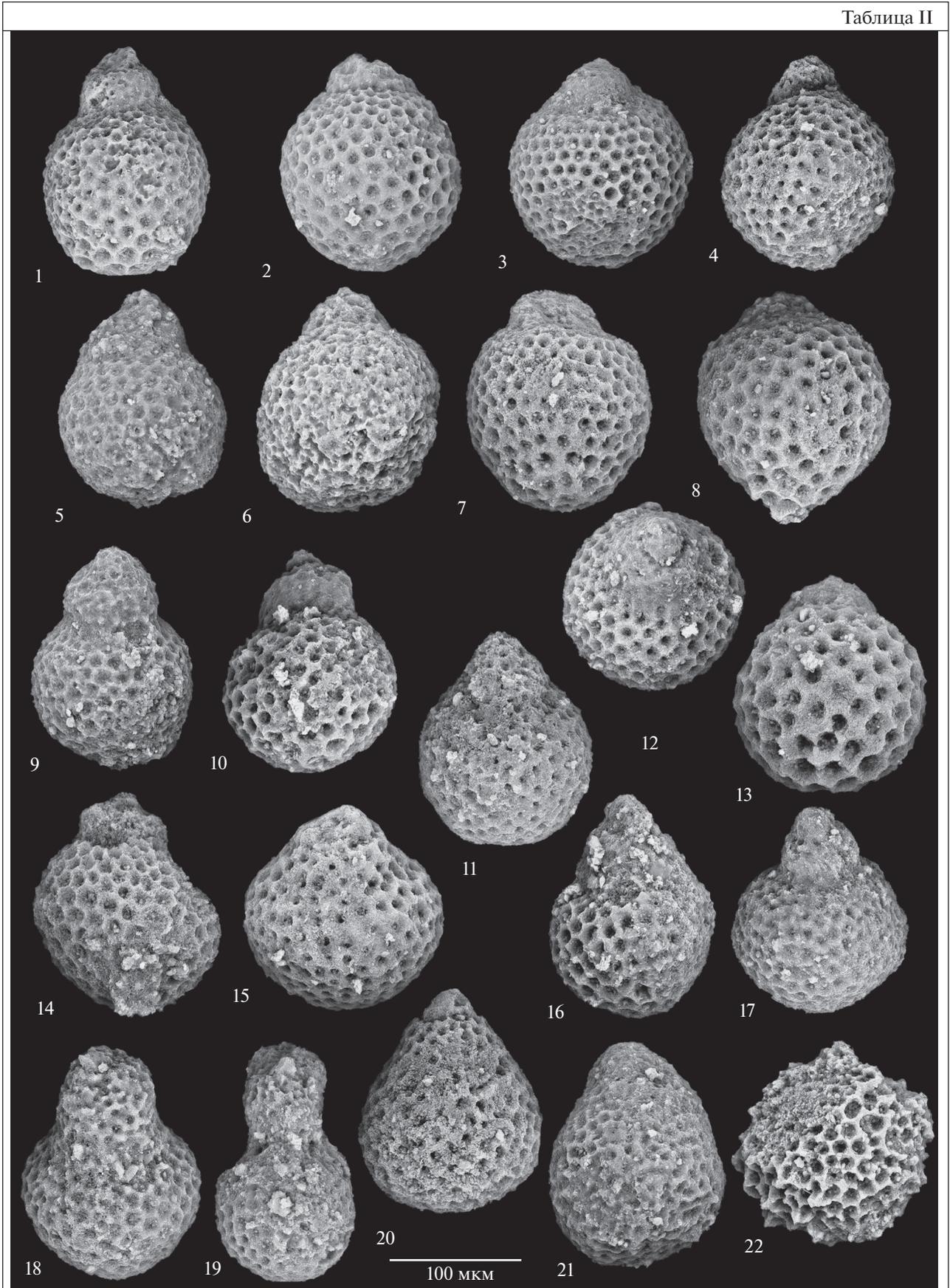
Таксоны	J ₂			J ₃			K ₁				Местоположение и литературные источники
	baj.	bath.	cal.	oxf.	kim.	tith.	ber.	val.	haut.	bar.	
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rüst)											Германия (Missoni et al., 2005; Zügel et al., 1998) Италия (Kiessling, 1995; Dumitrica-Jud, 1995; Beccaro, 2006) Оман (Blechschi Schmidt et al., 2004) Австрия (Steiger, 1992) Хабаровский край (Zyabrev, Matsuoka, 1999) Калифорния (Pessagno, 1977b; Murchey, 1984) Италия (Dumitrica-Jud, 1995) Корякское нагорье, Россия (Вишневская, 2001)
<i>Archaeodictyomitra exiqua</i> Blome											Оман (Blechschi Schmidt et al., 2004) Греция (Danelian, 1994; Danelian, Robertson, 1998) Словакия (Ozoldova, 1998) Аляска (Blome, 1984) Италия (Kiessling, 1995) Антарктида (Kiessling, 1999; Kiessling et al., 1999)
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> Pessagno											Армения (Danelian et al., 2008) Словакия (Ozoldova, 1998) Швейцария (O'Dogherty et al., 2006) Япония (Kashiwagi, Kurimoto, 2003) Оман (Blechschi Schmidt et al., 2004) Калифорния, США (Hull, 1997) Германия (Missoni et al., 2005) Румыния (Beccaro, Lazar, 2007) Антарктида (Kiessling et al., 1999) Италия (Kiessling, 1995) Калифорния (Pessagno, 1977a) Филиппины (Kiessling, 1995) Приморье, Россия (Kemkin et al., 1999) Оман (Kiessling, 1995)
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Pessagno											Приморье, Россия (Kemkin et al., 1999) Австрия (Steiger, 1992) Оман (Kiessling, 1995) Германия (Steiger, 1992) Приморье, Россия (Kemkin, Kemkina, 1999) Валанжин–нижний сеноман Калифорнии (Pessagno, 1977b) Валанжин–сантон п-ова Камчатка, Россия (Вишневская, 2001) Верхний баррем–апт Албании (Danelian et al., 2007) Альб–сеноман Малайзии (Jasin, 1996) Оман (Dumitrica et al., 1997)
<i>Tethysetta acuticephala</i> Dumitrica											Корякское нагорье, Россия (Вишневская, 2001) Антарктида (Kiessling, 1999) Италия (Kiessling, 1995) Приморье, Россия (Kemkin et al., 1999) Австрия (Steiger, 1992) Корякское нагорье, Россия (Брагин, 2018) Австрия (Steiger, 1992) Калифорния (Pessagno, 1977b) Италия (Dumitrica-Jud, 1995) Оман (Blechschi Schmidt et al., 2004)
<i>Tethysetta boesii</i> (Parona)											Италия (Kiessling, 1995) Приморье, Россия (Kemkin, Kemkina, 1999; Kemkin et al., 1999) Япония (Hori, 1999) Филиппины (Kiessling, 1995) Оман (Kiessling, 1995) Апт–сеноман Италии (O'Dogherty, 1994) Альб Тринидада и Тобаго (Snoke, Noble, 2001) Антарктида (Kiessling, 1999)
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan Sin Hok)											Италия (Kiessling, 1995) Приморье, Россия (Kemkin, Kemkina, 1999; Kemkin et al., 1999) Япония (Hori, 1999) Филиппины (Kiessling, 1995) Оман (Kiessling, 1995) Апт–сеноман Италии (O'Dogherty, 1994) Альб Тринидада и Тобаго (Snoke, Noble, 2001) Антарктида (Kiessling, 1999)
<i>Zhamoidellum boehmi</i> (Kiessling)											Антарктида (Kiessling, 1999)
<i>Williriedellum carpathicum</i> Dumitrica											Карпаты, Румыния (Dumitrica, 1970; Beccaro, Lazar, 2007) Калифорния (Hull, 1997) Хабаровский край, Россия (Zyabrev, Matsuoka, 1999) Германия (Missoni et al., 2005) Тихий океан (Matsuoka, 1998)
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica											Карпаты, Румыния (Dumitrica, 1970) Чехословакия (Ozoldova, 1988) Польские Карпаты (Widz, 1991) Восточные Альпы (Kiessling, Zeiss, 1992) Корякское нагорье, Россия (Вишневская, 2001) Австрия (Diersche, 1980) Корякское нагорье, Россия (Вишневская, 2001)
<i>Zhamoidellum ventricosum</i> Dumitrica											Карпаты, Румыния (Dumitrica, 1970) Корякское нагорье, Россия (Вишневская, 2001) (Kiessling, 1995, 1999; Matsuoka, 1998; Chiari et al., 2002, 2013; O'Dogherty et al., 2006)

Примечание. baj. – байос; bath. – бат; cal. – келловей; oxf. – оксфорд; kim. – кимеридж; tith. – титон; ber. – берриас; val. – валанжин; haut. – готерив; bar. – баррем.

Таблица II. Кимеридж–берриасские радиолярии среднего течения р. Утесики. Обр. B2167.03. Длина масштабной линейки равна 100 мкм для всех изображений.

1, 5, 16, 17 – *Zhamoidellum ovum* Dumitrica; 2–4, 7, 11, 13 – *Zhamoidellum frequens* (Tan Sin Hok); 6 – *Zhamoidellum cf. ovum* Dumitrica; 8 – *Williriedellum carpathicum* Dumitrica; 9, 10, 14 – *Zhamoidellum boehmi* (Kiessling); 12 – *Zhamoidellum sp.*; 15 – *Zhamoidellum cf. frequens* (Tan Sin Hok); 18 – *Complexapora ex gr. kiesslingi* Hull; 20 – *Zhamoidellum sp.*; 21 – *Zhamoidellum cf. ovum* Dumitrica; 22 – *Williriedellum sp.*

Таблица II



Archaeodictyomitra tumandae Dumitrica описана в разрезах берриаса—нижнего готерива Омана (Dumitrica et al., 1997), *Mictyoditra thiensis* (Tan) — в берриасе—нижнем апте (Tan, 1927; Dumitrica et al., 1997). Распространение *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozuniak) рассмотрено выше. В изученной ассоциации отмечено присутствие рода *Loopus*, появление которого соответствует началу подзоны $2\alpha_1$ в североамериканской шкале — верхней части нижнего кимериджа (Pessagno et al., 2009).

Таким образом, проведенный анализ показал, что в изученных кимеридж-берриасских ассоциациях района р. Утесики присутствуют таксоны, характерные для Тетической области, например *Tethysetta*, *Thanarla*, *Williriedellum*, *Zhamoidellum* (Baumgartner et al., 1995a, 1995b; O'Dogherty et al., 2009), но при этом такие типичные и важные для этой области таксоны, как *Mirifusus* и *Ristola*, не обнаружены. В изученной ассоциации также встречены единичные экземпляры рода *Pantanelium*, являющегося маркером тепловодности бассейна, но в то же время здесь отмечено присутствие и парвицингулид с апикальным рогом (*P. khabakovi*), характерных для Бореальной области и обнаруженных также в титон-берриасских разрезах Аргентины (Vennari, Pujana, 2017; Aguirre-Urreta et al., 2019). Такие таксоны, как *Windalia*, *Williriedellum*, *Zhamoidellum*, встреченные в ассоциациях р. Утесики, распространены также и в Аустралийской провинции, при этом род *Windalia*, вероятно, относится к таксонам с биполярным распространением. Находки представителей рода *Windalia* в настоящее время известны в Австралии (Ellis, 1993), на Антарктическом полуострове (Kiessling, 1999) и в Корякском нагорье (Палечек и др., 2013, 2016). Большинство таксонов, присутствующих в ассоциациях северо-западной части Корякии, встречается в разрезах кимериджа—берриаса Северной Америки (Pessagno et al., 1993, 1994, 2009; Hull, 1997), Японии (Aita, Okada, 1986; Matsuoka, Ito, 2019) и на Антарктическом полуострове (Kiessling, 1999). Временные рамки распространения некоторых характерных видов радиолярий, встреченных в разрезах района р. Утесики, приведены в табл. 2. Во всех изученных образцах присутствуют скрытотораксические формы, такие как представители родов *Zhamoidellum* (*Z. ventricosum*, *Z. ovum*, *Z. frequensis*, *Z. boehmi*), *Williriedellum*, *Complexaropa*. Вид *Z. ventricosum* описан из верхнего келловоя—оксфорда района Поджориты Восточных Карпат (Dumitrica, 1970), встречен в верхнем титоне—берриасе в районе г. Семиглавая

Корякского нагорья (Вишневская, 2001), интервал распространения — бат—берриас (Kiessling, 1995, 1999; Matsuoka, 1998; Chiari et al., 2002, 2013; O'Dogherty et al., 2006). Вид *Z. ovum* описан из верхнего келловоя—оксфорда Румынии (Dumitrica, 1970), распространен в верхней юре Северных Известняковых Альп Австрии (Diersche, 1980), в верхнем оксфорде—кимеридже Чехословакии (Ozoldova, 1988), оксфорде—кимеридже Польских Карпат (Widz, 1991), кимеридже—нижнем титоне Восточных Альп (Kiessling, Zeiss, 1992), оксфорде—нижнем титоне в районе г. Семиглавая и в верхнем титоне—нижнем валанжине в бассейне р. Талякаурхын Корякского нагорья (Вишневская, 2001). Вид *Z. frequensis* (Tan) распространен в кимеридже—нижнем мелу (в апте?). Вид *Williriedellum carpathicum* описан из верхнего келловоя—оксфорда Восточных Карпат (Dumitrica, 1970), *Zhamoidellum boehmi* (Kiessling) — из титона Антарктиды (Kiessling, 1999), *Complexaropa kiesslingi* Hull — из верхней части нижнего титона—верхнего титона (зона 3?, зона 4, подзона 4β) Калифорнии (Hull, 1997).

Изученные ассоциации района р. Утесики, скорее всего, можно отнести к южно-бореальному типу по присутствию редких пантанеллид, наличию парвицингулид и многочисленных разнообразных скрытотораксических форм радиолярий, при отсутствии типично тетических таксонов, таких как *Ristola* и *Mirifusus* (Pessagno et al., 2009).

Сходная по таксономическому составу, богатая и разнообразная ассоциация радиолярий ранее описана из разреза р. Правый Коначан (Усть-Бельские горы) (Палечек и др., 2016). Она включает 21 род и 30 видов радиолярий, в составе которых, наряду с разнообразными представителями парвицингулид (*Parvicingula khabakovi* (*Zhamoida*), *Tethysetta boesii* (Parona), *Praeparvicingula* cf. *rotunda* Hull), присутствуют и пантанеллиды (*Pantanelium fischeri* (Pessagno), *P. quintachillaence* Pessagno et McLeod), а также встречен один экземпляр *Ristola altissima* (Rüst). Так, род *Archaeodictyomitra* здесь представлен 5 видами (*A. apiarium* (Rüst), *A. rigida* Pessagno, *A. exigua* Blome, *A. excellens* (Tan Sin Hok), *A. sixi* (Yang)), род *Pseudodictyomitra* — 2 видами (*P. carpatica*, *P. depressa*), род *Thanarla* — 3 видами (*T. brouweri* (Tan Sin Hok), *T. pacifica* Nakaseko et Nishimura, *T. elegantissima* (Cita)); кроме того, здесь присутствует большое разнообразие скрытоцефалических и скрытотораксических форм. Возраст ассоциации определен на основании присутствия *P. quintachillaence* Pessagno et McLeod,

Таблица III. Кимеридж-берриасские радиолярии среднего течения р. Утесики. Обр. В2167.03. Длина масштабной линейки равна 50 мкм для всех изображений.

1 — *Thanarla brouweri* (Tan Sin Hok); 2, 3 — *Archaeodictyomitra exigua* Blome; 4 — *Parahsuum* sp.; 5 — *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno; 6, 7 — *Pseudodictyomitra* sp.; 8 — *Pseudodictyomitra* cf. *carpatica* (Lozuniak); 9 — *Thanarla* sp.; 10 — *Milax*? sp.; 11 — *Windalia* sp.; 12–14, 18 — *Parvicingula* sp.; 15 — *Windalia*? sp.; 16 — *Milax* sp.; 17 — *Parvicingula*? sp.

Таблица III

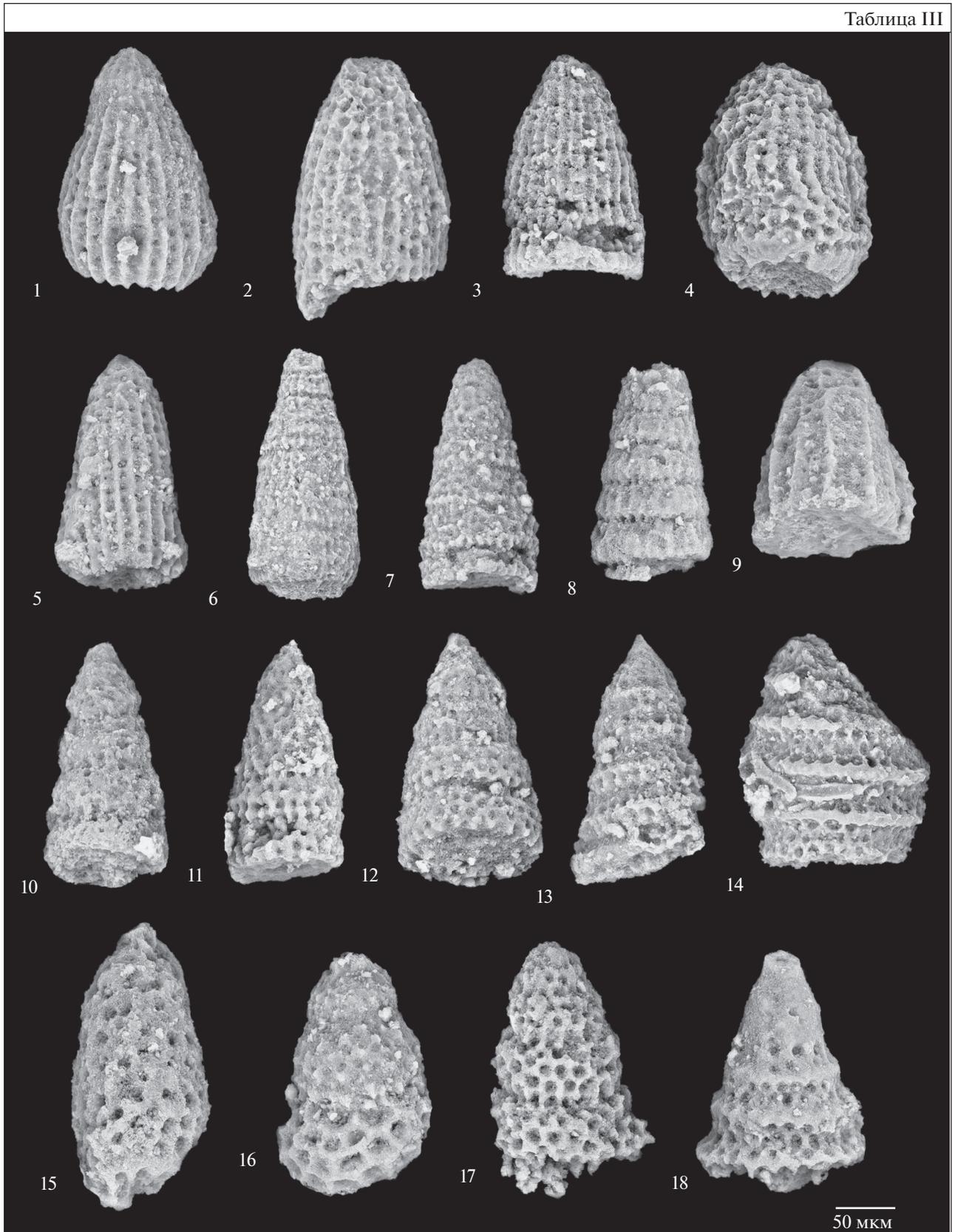
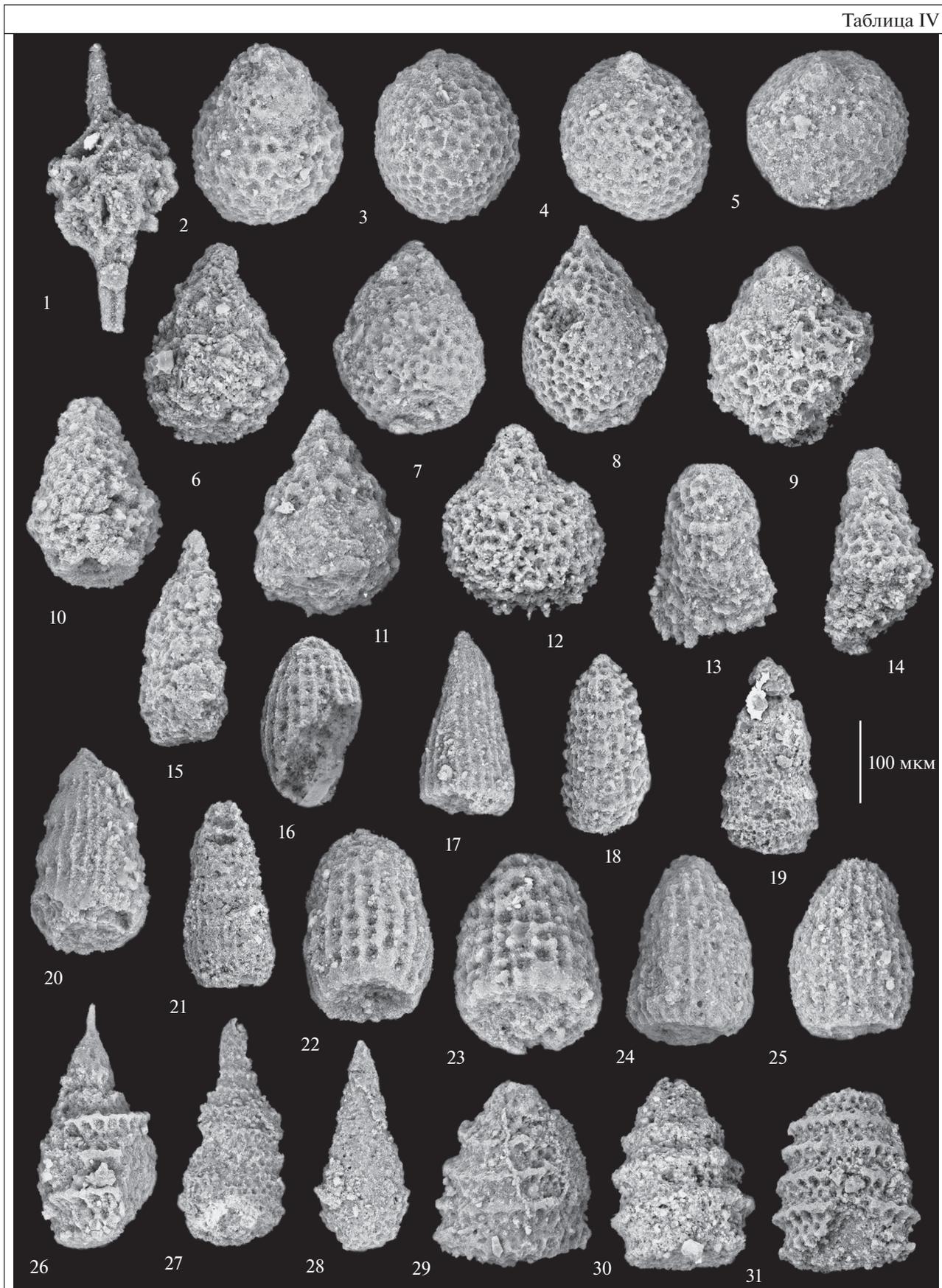


Таблица IV



← **Таблица IV.** Кимеридж–берриасские радиолярии междуручья Утесики–Коленчатая. Обр. 3138.01. Длина масштабной линейки равна 100 мкм для всех изображений.

1 – *Pantanellium* cf. *fischeri* (Pessagno); 2 – *Zhamoidellum ovum* Dumitrica; 3–5 – *Zhamoidellum frequens* (Tan Sin Hok); 7, 9, 10 – *Sethocapsa* sp.; 8 – *Cyrtocapsa* sp.; 11 – *Hiscocapsa* cf. *kaminogoensis* (Aita); 12 – *Zhamoidellum ventricosum* Dumitrica; 13 – *Parahsuum* sp.; 14 – *Loopus* sp.; 15 – *Pseudodictyomitra* sp.; 16 – *Mictyoditra* cf. *thiensis* (Tan Sin Hok); 17 – *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno; 18 – *Archaeodictyomitra apiarium* (Rüst); 19 – *Pseudodictyomitra* cf. *carpatica* (Loznyiak); 20 – *Archaeodictyomitra* cf. *tumandae* Dumitrica; 21 – *Archaeodictyomitra* cf. *rigida* Pessagno; 22, 23 – *Mita* sp.; 24, 25 – *Archaeodictyomitra apiarium* (Rüst); 26, 27 – *Parvicingula* cf. *khabakovi* (Zhamoida); 28 – *Pseudodictyomitra* ? sp.; 29 – *Tethysetta* sp.; 30, 31 – *Tethysetta* cf. *boesii* (Parona).

который распространен в оксфорде–верхнем титоне Мексики, Антарктиды (Pessagno, MacLeod, 1987; Kiessling, 1999), в верхнем титоне–нижнем берриасе Аргентины (Vennari, Pujana, 2017). В изученном комплексе присутствует *Ristola altissima*, являющаяся видом-индексом подзоны 4 α_2 (верхи верхнего титона) в североамериканской шкале (Pessagno et al., 2009), а также зональным видом верхнего титона Антарктиды (Kiessling, 1999); в то же время имеются данные о проникновении этого вида в берриас (Matsuoka, 1998; Брагин, Текин, 1999). Вид *Archaeodictyomitra sixi* (Yang) распространен в титоне Аргентины (Vennari, Pujana, 2017; Aguirre-Urreta et al., 2019), в верхнем кимеридже–верхнем титоне Мексики, Калифорнии, Японии, Антарктиды (Yang, 1993; Hull, 1997; Kiessling, 1999). Интервалы распространения других таксонов описаны выше.

Сходная радиоляриевая ассоциация была установлена также в разрезах по ручьям Борозда, Пахучий, Утесный в Усть-Бельских горах (Палечек и др., 2016).

В.С. Вишневской в районе р. Утесики были установлены позднеберриаская и келловейская радиоляриевые ассоциации (Вишневская, Филатова, 2016), титонская ассоциация (Вишневская, 2001), а непосредственно к западу, в бассейне р. Коначан, титон–берриаская ассоциация (Вишневская, 2001), возраст которой подтвержден совместными находками *Vuchia fisheriana* (d'Orbigny) и *V. terebraatuloides* (Lahusen) (Vishnevskaya, Murchey, 2002; Zakharov, Rogov, 2020). Вишневской и Филатовой (2016) отмечено, что район р. Утесики – одно из мест, где тектонически совмещены пластины различных частей среднеюрских островных дуг, а также разных – периферических и внутренних – частей окраинно-морских бассейнов. Наши данные свидетельствуют о том, что на изученной площади также присутствуют и фрагменты позднеюрского–раннемелового океанического бассейна, которые тектонически совмещены в разрезах.

ВЫВОДЫ

Установлен позднеюрско–раннемеловой (кимеридж–берриас) возраст выделенных тектоностратиграфических комплексов в районе р. Утесики (северо–западная часть Корякского нагорья). Изучена новая кимеридж–берриасская ассоциация

радиолярий, отнесенная к южно–бореальному типу. Большинство таксонов, присутствующих в ассоциациях северо–западной части Корякии, встречается в разрезах кимериджа–берриаса Северной (Pessagno et al., 1993, 1994, 2009; Hull, 1997) и Южной Америки (Vennari, Pujana, 2017; Aguirre-Urreta et al., 2019), Японии (Aita, Okada, 1986; Matsuoka, Ito, 2019), на Антарктическом полуострове (Kiessling, 1999) и в некоторых тетических районах. Впервые в Корякском нагорье установлены вид *Zhamoidellum boehmi* (Kiessling), ранее известный только в титоне Антарктиды (Kiessling, 1999), и вид *Tethysetta acuticephala* Dumitrica, местонахождение которого до сих пор было известно только в нижнемеловых отложениях Омана (Dumitrica et al., 1997).

Благодарности. Авторы признательны Н.Ю. Брагину и В.С. Вишневской за советы и замечания при обсуждении статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН. Пробоподготовка выполнена за счет средств РФФИ (грант мол_a_вед № 18-35-20037), подготовка и съемка под СЭМ радиолярий – за счет средств гранта РНФ № 18-77-10073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Брагин Н.Ю. Юрские и раннемеловые радиолярии в кремнистых толщах междуручья Ваамычгын–Подгорная, Эконайская зона, Корякское нагорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 6. С. 99–108.
- Брагин Н.Ю., Текин У.К. Стратиграфия и радиолярии верхнеюрских и нижнемеловых карбонатно–кремнистых отложений района Анкары (Турция) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 28–38.
- Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
- Вишневская В.С., Филатова Н.И. Обстановки накопления морских среднемеозойских аллохтонных комплексов Северо–Востока Азии и их корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 30–48.
- Вяткин Б.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Корякская. Лист Q-59-XXXV, XXXVI. СПб.: ВСЕГЕИ, 1989.
- Вяткин Б.В. Записка к Геологической карте. Лист Q-59-XXXV, XXXVI. М.: Министерство геологии СССР,

- Северо-Восточное производственное геологическое объединение, 1990.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Гульня И.В. Объяснительная записка к Геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Корякская серия. Лист Q-59-XXIX, XXX (Отроженская площадь). СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.
- Захаров В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX. Ред. Кайгородцев Г.Г. М.: Аэрогеология, 1974.
- Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 107 с.
- Кайгородцев Г.Г. Офиолитовые формации хребта Пекульной // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1961. Вып. 15. С. 93–104.
- Кальянов В.Г., Беляцкая Б.П. Отчет о работе Верхне-Коначанской геологической партии масштаба 1 : 200000 за 1961 г. Анадырь, 1961.
- Легенда Корякской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200000 (Чукотская часть). Анадырь, 1999.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
- Моисеев А.В. Тектоника Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы // Труды ГИН РАН. 2020. Вып. 624. 162 с.
- Назаров Б.Б., Витухин Д.И. Методы выделения ископаемых радиоларий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 95–101.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. Ред. Пушаровский Ю.М., Тильман С.М. М.: Наука, 1982. 220 с.
- Паланджян С.А. Офиолиты Усть-Бельского террейна: среднепалеозойская океаническая ассоциация в Западно-Корякском покровно-складчатом поясе // Материалы IV Совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 180–184.
- Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Соколов С.Д. Новые данные о строении и возрасте юрско-нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье, Чукотка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 43–60.
- Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульня И.В. Тектоностратиграфия северо-западной части Корякского нагорья, район Усть-Бельских гор // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 55–81.
- Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гущина М.Ю. Новые данные о возрасте ламутской свиты (Алганские горы, северо-западная часть Корякского нагорья) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 4. Вып. 40. С. 105–119.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
- Терехова Г.П. Отчет по теме “Биостратиграфия сеноман-туронских отложений северо-восточной части Корякского нагорья для целей крупномасштабного картирования” за 1985–1987 гг. Магадан, 1987.
- Шмакин В.Б. Литология верхнемезозойских кремнево-терригенных отложений Севера Корякского нагорья. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 1988. 16 с.
- Aguirre-Urreta Beatriz, Naipauer Maximiliano, Lescano Marina, Lopez-Martinez Rafael, Pujana Ignacio, Vennari Veronica, De Lena Luis F., Concheyro Andrea, Ramos A. Victor. The Tithonian chrono-biostratigraphy of the Neuquen Basin and related Andean areas: a review and update // J. South Am. Earth Sci. 2019. V. 92. P. 350–367.
- Aita Y., Okada H. Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions // Micropaleontology. 1986. V. 32. № 2. P. 97–128.
- Baumgartner P.O., Bartolini A., Carter E.S., Conti S., Cortese G., Danelian T., De Wever P., Dumitrica P., Dumitrica-Jud R., Gorichan S., Guex J., Hull D., Kito N., Marcucci M., Matsuoka A., Murchey B., O'Dogherty L., Savary J., Vishnevskaya V., Widz D., Yao A. Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on unitary associations // Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: occurrences, systematics, biochronology. Eds. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorichan S., Urquhart E., Pillevuit A., De Wever P. Mém. Géol. (Lausanne). 1995a. V. 23. P. 1013–1048.
- Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorichan S., Dumitrica-Jud R., Dumitrica P., Pillevuit A., Urquhart E., Matsuoka A., Danelian T., Bartolini A., Carter E.S., De Wever P., Kito N., Marcucci M., Steiger T. Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species // Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: occurrences, systematics, biochronology. Eds. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorichan S., Urquhart E., Pillevuit A., De Wever P. Mém. Géol. (Lausanne). 1995b. V. 23. P. 37–685.
- Beccaro P. Radiolarian biostratigraphy of Middle-Upper Jurassic pelagic siliceous successions of Western Sicily and the Southern Alps (Italy) // Mém. Géol. (Lausanne). 2006. V. 45. P. 1–120.
- Beccaro P., Lazar I. Oxfordian and Callovian radiolarians from Bucegi Massif and Piatra Craiului Mountains (Southern Carpathians, Romania) // Geol. Carpathica. 2007. V. 58. № 4. P. 305–320.
- Bleischmidt I., Dumitrica P., Matter A., Krystyn L., Peters T. Stratigraphic architecture of the northern Oman continental margin – Mesozoic Hamrat Duru Group Hawasina complex, Oman // GeoArabia. 2004. V. 9. № 2. P. 81–132.
- Blome C.D. Middle Jurassic (Callovian) radiolarians from carbonate concretions, Alaska and Oregon // Micropaleontology. 1984. V. 30. № 4. P. 343–389.
- Chiari M., Marcucci M., Prela M. New species of Jurassic radiolarians in the sedimentary cover of ophiolites in the Mirdita area, Albania // Micropaleontology. 2002. V. 48. Suppl. 1. P. 61–87.
- Chiari M., Baumgartner P.O., Bemoulli D., Bartolotti V., Marcucci M., Phitiades A., Principi G. Late Triassic, Early and Middle Jurassic Radiolaria from ferromanganese-chert

- “nodules” (Angelokastron, Argolis, Greece): evidence for prolonged radiolarite sedimentation in the Maliac-Vardar Ocean // *Facies*. 2013. V. 59. P. 391–424.
- Danelian T.* Palaeo-oceanographic significance of Mid-Jurassic radiolarites from the Maliac (Sub-Pelagonian) margin of Othris (Greece) // *Bull. Geol. Soc. Greece*. 1994. V. 30. № 2. P. 167–175.
- Danelian T., Robertson A.H.F.* Palaeogeographic implications of the age of radiolarian-rich sediments in Beotia (Greece) // *Bull. Geol. Soc. Greece*. 1998. V. 32. № 2. P. 21–29.
- Danelian T., Baudin F., Gardin S., Masure E., Ricordel C., Fili I., Mecaj T., Mustaq K.* The record of mid Cretaceous oceanic anoxic events from the Ionian zone of southern Albania // *Rev. Micropaléontol.* 2007. V. 50. № 3. P. 225–237.
- Danelian T., Asatryan G., Sosson M., Person A., Sahakyan L., Galoyan G.* Discovery of Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria from the sedimentary cover of the Vedi ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia) // *Comptes Rendus Palevol.* 2008. V. 7. P. 327–334.
- Diersche V.* Die Radiolarite des Oberjura in Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen // *Geotekt. Forsch. Stuttgart*. 1980. V. 58. 217 p.
- Dumitrica P.* Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // *Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie*. 1970. Ser. Géologie. V. 14. № 1. P. 45–124.
- Dumitrica P., Immenhauser A., Dumitrica-Jud R.* Mesozoic radiolarian biostratigraphy from Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman. Part I: Middle Triassic, Uppermost Jurassic and Lower Cretaceous Spumellarians and Multisegmented Nassellarians // *Bull. Nat. Mus. Nat. Sci.* 1997. № 9. P. 1–106.
- Dumitrica-Jud R.* Early Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Umbria-Marche Apennines (Italy), Southern Alps (Italy and Switzerland) and Hawasina Nappes (Oman) // *Mém. Géol. (Lausanne)*. 1995. V. 23. P. 751–790.
- Ellis G.* Late Aptian–Early Albian Radiolaria of the Windalia radiolarite (type section), Carnarvon Basin, Western Australia // *Eclogae geol. Helv.* 1993. V. 86. № 3. P. 943–995.
- Hori R.* Latest Jurassic radiolarians from the northeastern part of the Torinoko Block, Yamizo Mountains, central Japan // *Science Reports of the Institute of Geoscience University of Tsukuba, Section B: Geological Sciences*. 1999. V. 20. P. 47–114.
- Hull D.M.* Upper Jurassic Tethyan and southern Boreal radiolarians from western North America // *Micropaleontology*. 1997. V. 43. Suppl. 2. P. 1–202.
- Jasin B.* Late Jurassic to Early Cretaceous Radiolaria from chert blocks in the Lubok Antu melange, Sarawak, Malaysia // *J. Southeast Asian Earth Sci.* 1996. V. 13. № 1. P. 1–11.
- Kashiwagi K., Kurimoto C.* Reexamination of radiolarian biochronology of the Shimizu Formation (Northern Chichibu Belt) in the Shimizu-Misato area, western Kii Peninsula, Southwest Japan // *Bull. Geol. Surv. Jap.* 2003. V. 54. № 7/8. P. 279–293.
- Kemkin I.V., Kemkina R.A.* Radiolarian biostratigraphy of the Jurassic–Early Cretaceous chert-clastic sequence in the Taukha Terrane (south Sikhote-Alin, Russia) // *Geodiversitas*. 1999. V. 21. № 4. P. 675–685.
- Kemkin I., Kametaka M., Kojima S.* Radiolarian biostratigraphy for transitional facies of chert-clastic sequence of the Taukha terrane in the Koreyskaya River area, Southern Sikhote-Alin, Russia // *J. Earth Planet. Sci. Nagoya Univ.* 1999. V. 46. P. 29–47.
- Kiessling W.* Palökologische Verwertbarkeit oberjurassisch-unterkretazischer Radiolarienfaunen mit Beispielen aus Antarktis, Oman und Südalpen. Unpublished Ph.D. University of Erlangen, Germany, 1995. P. 1–465.
- Kiessling W.* Late Jurassic radiolarians from the Antarctic Peninsula // *Micropaleontology*. 1999. V. 45. Suppl. 1. P. 1–96.
- Kiessling W., Zeiss A.* New paläontological data from the Hochstegen Marble (Tauern Window, Eastern Alps) // *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*. ISSN 0378-6870. 1991/1992. Bd. 18. P. 187–202.
- Kiessling W., Scasso R., Zeiss A., Riccardi A., Medina F.* Combined radiolarian-ammonite stratigraphy for the Late Jurassic of the Antarctic Peninsula: implications for radiolarian stratigraphy // *Geodiversitas*. 1999. V. 21. № 4. P. 687–713.
- Matsuoka A.* Faunal composition of Earliest Cretaceous (Berriasian) Radiolaria from the Mariana Trench in the western Pacific // *News of Osaka Micropaleontologists*. 1998. Spec. Vol. 11. P. 165–187.
- Matsuoka A., Ito T.* Updated radiolarian zonation for the Jurassic in Japan and the western Pacific // *Sci. Rep. Niigata Univ. (Geology)*. 2019. V. 34. P. 49–57.
- Missoni S., Gawlick H.J., Suzuki H., Diersche V.* Die paläogeographische Stellung des Watzmann Blockes in den Berchtesgadener Kalkalpen-Neuergebnisse auf der Basis der Analyse der Trias- und Jura-Entwicklung // *J. Alpine Geol. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*. 2005. V. 47. P. 169–209.
- Murchey B.* Biostratigraphy and lithostratigraphy of chert in the Franciscan complex, Marin Headlands, California // *Franciscan Geology of Northern California. Field Trip Guidebook 43. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*. 1984. P. 51–70.
- O’Dogherty L.* Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // *Mém. Géol. (Lausanne)*. 1994. V. 21. P. 1–415.
- O’Dogherty L., Bill M., Gorican S., Dumitrica P., Masson H.* Bathonian radiolarians from an ophiolitic mélange of the Alpine Tethys (Gets Nappe, Swiss-French Alps) // *Micropaleontology*. 2006. V. 51. № 6. P. 425–485.
- O’Dogherty L., Carter E.S., Dumitrica P., Goričan Š., De Wever P.* An illustrated and revised catalogue of Mesozoic radiolarian genera – objectives, concepts and guide for users // *Geodiversitas*. 2009. V. 31. № 2. 486 p.
- Ozvardova L.* Radiolarian associations from radiolarites of the Kyscu succession of the Klippen Belt in the vicinity of Myjava Tura Luka (West Carpathians) // *Geol. Zhorn. Geol. Carpathica*. 1988. V. 39. № 3. P. 369–392.
- Ozvardova L.* Middle Jurassic radiolarian assemblages from radiolarites of the silica nappe (Slovak Karst, Western Carpathians) // *Geol. Carpathica*. 1998. V. 49. № 4. P. 289–296.
- Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G.* Ophiolitic complex and associated rocks in the Ust-Belaya Mountains and Algan ridge, Russian Far East // *U.S. Department of the interior. U.S. Geol. Surv. Open-Files Report PF 92–20–I*. 1996. P. 8.

- Pessagno E.* Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges // *Micropaleontology*. 1977a. V. 23. P. 56–113.
- Pessagno E.* Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley sequence and Franciscan complex, California Coast Ranges // *Contrib. Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ.* 1977b. V. 15. P. 1–87.
- Pessagno E.F., Macleod N.* Upper Jurassic (Kimmeridgian–Upper Tithonian) Pantanellidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: tectonostratigraphic, chronostratigraphic and phylogenetic implications // *Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ.* 1987. V. 23. P. 1–51.
- Pessagno E., Newport R.* A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts // *Micropaleontology*. 1972. V. 18. P. 231–234.
- Pessagno E., Blome C., Hull D., Six W.* Jurassic Radiolaria from the Josephine ophiolite and overlying strata, Smith River subterrane (Klamath Mountains), northwestern California and southwestern Oregon // *Micropaleontology*. 1993. V. 39. № 2. P. 93–166.
- Pessagno E.A., Meyerhoff Jr. D., Pujana I.* Correlation of Circum-Pacific Upper Tithonian Boreal and Tethyan strata: synthesis of radiolarian and ammonite biostratigraphic and chronostratigraphic data // *Geobios*. 1994. V. 27. P. 395–399.
- Pessagno Emile A., Cantú-Chapa Abelardo, Mattinson James M., Meng Xiangying, Kariminia Seyed Mohsen.* The Jurassic–Cretaceous boundary: new data from North America and the Caribbean // *Stratigraphy*. 2009. V. 6. № 3. P. 185–262.
- Robin C., Gorican S., Guillocheau F., Razin P., Dromart G., Mosaffa H.* Mesozoic deep-water carbonate deposits from the southern Tethyan passive margin in Iran (Pichakun nappes, Neyriz area): biostratigraphy, facies sedimentology and sequence stratigraphy // *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic*. Eds. Leturmy P., Robin C. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2010. V. 330. P. 179–210.
- Snoke A.W., Noble P.J.* Ammonite–radiolarian assemblage, Tobago Volcanic Group, Tobago, West Indies – implications for the evolution of the Great Arc of the Caribbean // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2001. V. 113. P. 256–264.
- Steiger T.* Systematik, Stratigraphie and Palökologie der Radiolarien des Oberjura–Unterkreide–Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nordliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern) // *Zitteliana*. München. 1992. V. 19. P. 1–188.
- Tan S.H.* Over de samenstelling en het ontstaan van krijt- en mergel-gesteenten van de Molukken // *Jaarb. Mijnw. Nederlandsch-Indie*, jaarg. 1927 (1926). Pt. 3. P. 5–165.
- Vennari Veronica V., Pujana Ignacio.* Finding of two new radiolarian associations calibrated with ammonoids in the Vaca Muerta Formation (Late Jurassic–Early Cretaceous), Neuquen Basin, Argentina // *J. South Am. Earth Sci.* 2017. V. 75. P. 35–50.
- Vishnevskaya V.S., Murchey B.L.* Climatic affinity and possible correlation of some Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian assemblages from Russia and North America // *Micropaleontology*. 2002. V. 48. Suppl. 1. P. 89–111.
- Widz D.* Upper Jurassic radiolarians from radiolarites of the Klippen Belt (West Carpathians, Poland) // *Rev. Micropaleontol.* 1991. V. 34. P. 231–260.
- Yang Q.* Taxonomic studies of Upper Jurassic (Tithonian) Radiolaria from the Taman Formation, east-central Mexico // *Palaeoworld. Spec. Iss.* 1993. V. 3. 164 p.
- Zakharov V.A., Rogov M.A.* High-resolution stratigraphy of buchiid bivalves and ammonites from the Jurassic–Cretaceous boundary beds in the Paskenta area (California) // *Cretaceous Res.* 2020. V. 110. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104422>
- Zügel P.* Discovery of a radiolarian fauna from the Tithonian of the Solhofen area (Southern Franconian Alb, southern Germany) // *Paläontologische Zeitschrift*. Stuttgart. 1997. V. 71. № 3/4. P. 197–209.
- Zügel P., Riegraf W., Schweigert G., Dietl G.* Radiolaria from the Nusplingen lithographic limestone (Late Kimmeridgian, SW Germany) // *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde. Ser. B (Geologie und Paläontologie)*. 1998. V. 268. 43 p.
- Zyabrev S., Matsuoka A.* Late Jurassic (Tithonian) radiolarians from clastic unit of the Khabarovsk complex (Russian Far East): significance for subduction accretion timing and terrane correlation // *The Island Arc*. 1999. V. 8. P. 30–37.

Рецензенты В.С. Вишневецкая, Н.Ю. Брагин

Late Jurassic–Early Cretaceous Radiolarians in Tectonostratigraphic Sections of the Algan Terrane, Koryak Highland

T. N. Palechek^{a, #} and A. V. Moiseev^a

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: tpalechek@yandex.ru*

New data on the age of the tectonostratigraphic sections studied in the area of the Utesiki river (north-western part of Koryak Highland) are presented. A new Kimmeridgian–Berriasian association of radiolarians belonging to the South Boreal Province has been established. In the studied association, species characteristic of the Kimmeridgian–Berriasian of North and South America, Japan, the Antarctic Peninsula and a number of areas of the Tethys region were identified. The correlation with adjacent regions of the Pacific region is carried out.

Keywords: tectonostratigraphy, radiolarians, Kimmeridgian–Berriasian, Ust' Belaya Mountains, Algan terrane, Koryak Highland, accretionary tectonics

УДК 551.781.4:561.26.561.255.561.259

СИЛИКОФОССИЛИИ И ДИНОЦИСТЫ ИЗ ТЕРРИГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПАЛЕОГЕНА ЮГА РУССКОЙ ПЛИТЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ВОЗРАСТА СВИТ

© 2021 г. Т. В. Орешкина¹, *, А. И. Яковлева¹, Г. Н. Александрова¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: oreshkina@ginras.ru

Поступила в редакцию 16.07.2020 г.

После доработки 16.08.2020 г.

Принята к публикации 08.12.2020 г.

Эоценовые силикофоссилии (диатомовые водоросли и силикофлагеллаты), цисты динофлагеллат и континентальные палиноморфы изучены в двух скважинах Преддонецкой и Павловско-Кантемировской структурно-фациальных зон Донецкой синеклизы. Вёшенская свита, включающая комплекс диноцист зоны *Stenodinium meckelfeldense*, отнесена к раннему ипру. Тишгинская и кахьяновская свиты, охарактеризованные комплексом диатомей зоны *Vipalla oamaruensis* и первым появлением силикофлагеллаты *Corbisema hexacantha*, так же как и комплекс диноцист с *Enneadocysta rectiniformis*, датированы поздним лютетом—ранним приабомом. Комплексы микрофоссилий типичны для мелководных краевых частей эпиконтинентального палеобассейна.

Ключевые слова: эоцен, биостратиграфия, диатомовые водоросли, силикофлагеллаты, диноцисты, Днепровско-Донецкая впадина, Воронежская антеклиз

DOI: 10.31857/S0869592X21030042

ВВЕДЕНИЕ

На территории Российской Федерации один из блоков широкого развития морских палеогеновых отложений приурочен к северной части Днепровско-Донецкой впадины. Здесь они представлены практически всем разнообразием терригенных и терригенно-кремнистых фаций внутриконтинентального морского бассейна с фрагментарным присутствием в разрезах карбонатных отложений.

Первые работы по диатомеям и силикофлагеллатам в рассматриваемом регионе связаны с именами А.П. Жузе (1949) и Ю.М. Успенской (1950). В 1960–1970 гг. изучение диатомей на территории Днепровско-Донецкой впадины продолжили В.С. Шешукова-Порецкая, З.И. Глезер (Шешукова-Порецкая, Глезер, 1964; Глезер и др., 1965; Глезер, Шешукова-Порецкая, 1968, 1969; Глезер, 1974, 1979) и А.П. Ольштынская (Палатная, 1976; Ольштынская, 1976, 1977, 1978а, 1978б; Ольштынская, 2008). В 1990-е гг. в регионе было начато комплексное микропалеонтологическое изучение палеогеновых отложений (Радионова и др., 1994; Radionova et al., 2003; Радионова, Орешкина, 2016; Khokhlova et al., 1999; Poroova et al., 2002; Горбаткина, Иосифова, 2004; Орешкина, Яковлева, 2007; Бугрова и др., 2016). Для расчленения

по диатомовым водорослям использовались различные модификации зональных диатомовых шкал З.И. Глезер (1979; Зональная..., 2006) и Н.И. Стрельниковой (1991). В региональную схему палеогеновых отложений юга Русской плиты, утвержденную МСК (Ахметьев, Беньямовский, 2003), вошел синтез зональных шкал З.И. Глезер и Н.И. Стрельниковой, однако детальная характеристика диатомовых зон и стратотипические разрезы, в которых эти подразделения были установлены, в этой публикации, а также и в дальнейшем не рассматривались.

Начало палинологическим исследованиям (изучению спор и пыльцы наземных растений) палеогеновых отложений Воронежской антеклизы было положено еще в 1950-е годы С.Н. Наумовой (Шпуль, 2010), Е.Д. Заклинской (1953), А.А. Чигуряевой (1956). Позднее континентальные палиноморфы здесь изучались В.Г. Шпуль (1972, 1998, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010), А.Б. Столланом (Крашенинников, Ахметьев, 1996) и Л.А. Пановой (Горбаткина, Иосифова, 2004).

Изучение цист динофлагеллат в Воронежской антеклизе на настоящий момент носит фрагментарный характер. Первые упоминания о диноцистах даны в работе А.А. Чигуряевой (1956). Н.И. Запорожец

были изучены комплексы диноцист из аналогов кумской свиты (киевской и дерезовской) в разрезах скважин в окрестностях г. Новый Оскол и сопоставлены с зонами *Aegospaeridium diktyoplakum*–*Wilsodinium intermedium* (верхний лютет–нижний бартон) и *Rhombodinium porosum*–*Rhombodinium perforatum* (верхний бартон–низы приабона) (Запорожец, 2001; Горбаткина, Иосифова, 2004).

В.Г. Шпуль (2005) в разрезах скважин в районе с. Пасеково установила в верхнекиевской подсвите комплекс диноцист зоны *Rhombodinium porosum*–*Rhombodinium perforatum* и в обуховской свите – *Charlesdowniea clathrata angulosa* (= *Talladinium? angulosum*) (приабон). По данным А.И. Яковлевой (Iakovleva, 2015; Яковлева, 2017), диноцистовые ассоциации, изученные в скв. 230 (в 30 км севернее г. Харькова), позволяют отнести бучакскую свиту в этой части Северной Украины к среднему–верхнему лютету, киевскую свиту – к бартону–низам приабона, а нижнюю часть обуховской свиты – к приабону.

Следует отметить, что в настоящее время региональная стратиграфическая схема (рис. 1), принятая Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) в 2000 г. (Постановления..., 2001), нуждается в обновлении. В первую очередь это связано с тем, что в схеме использованы названия горизонтов (сумской, каневский, бучакский, харьковский и т.д.), стратотипы которых находятся на территории Украины, тогда как их гипостратотипы в России не утверждены, что не соответствует требованиям Стратиграфического кодекса России (2019). В утвержденной МСК стратиграфической схеме палеогеновых отложений для юга Европейской России (Ахметьев, Беньямовский, 2003) отсутствует свитное наполнение горизонтов, необходимое как для крупномасштабного картирования, так и для более четкого понимания региональных особенностей осадконакопления. Более того, назрела необходимость учесть новые данные по основным группам микропланктона, появившиеся за два последних десятилетия.

По-прежнему актуальной задачей остается и комплексное биостратиграфическое изучение стратотипических разрезов свит палеогена, установленных Г.П. Леоновым (1961) и В.П. Семеновым (1965), а также поиск новых, более полных парастратотипов. Отсутствие на большей части этого региона в палеогеновых отложениях известного наннопланктона и фораминифер выводит на первый план совместное изучение кремневого и органикостенного планктона в разрезах, которое может обеспечить надежную корреляцию отложений с Международной стратиграфической шкалой (МСШ).

Первая попытка перехода в регионе на российские стратиграфические подразделения была пред-

принята Т.Е. Горбаткиной и Ю.И. Иосифовой (2004). Ими были предложены воробьевская свита (это название оказалось преокупированным) в качестве аналога киевского горизонта эоцена и пасековская свита для нижней части межигорского горизонта олигоцена.

Э.М. Бугровой с соавторами (2016) была обоснована замена киевской свиты из стратиграфической схемы Украины на две свиты – сергеевскую и тишкинскую, выделенные В.П. Семеновым (1965). В качестве опорного разреза сергеевской и касьяновской свит и гипостратотипа тишкинской свиты был предложен разрез на окраине г. Кантемировка Воронежской области. В сергеевской свите установлены биостратоны по наннопланктону, планктонным и бентосным фораминиферам: NP16 *Discoaster tani nodifer*, слои с *Acarinina kiewensis* и зона *Robulus dualis* соответственно. Возраст сергеевской свиты определялся как переходный от лютета к бартону. Позднее В.А. Мусатовым (2020) в свите были установлены наннопланктонные зоны CNE12 и CNE13 по шкале С. Agnini et al. (2011, 2014), которые соответствуют верхнему лютету МСШ. Комплекс радиоларий из верхней части сергеевской свиты был отнесен к зоне *Heliodiscus quadratus* верхнего лютета–нижнего бартона (Козлова, 1999). Диноцисты и континентальные палиноморфы в разрезе не были обнаружены. Граница сергеевской и тишкинской свит проводится по смене карбонатного осадконакопления на терригенно-кремнистое и совпадает с исчезновением карбонатных фоссилий и развитием кремневых групп микроорганизмов, что соответствует рубежу керестинского и кумского горизонтов Северо-Кавказского региона.

В гипостратотипе тишкинской свиты в ее нижней части выделены местные слои с *Pseudohastigerina micra* по планктонным фораминиферам и слои с *Naplophragmoides kiewensis* по бентосным фораминиферам, датируемые бартоном (Бугрова и др., 2016). На этом же уровне в свите была выделена небогатая ассоциация кокколитов средней и плохой сохранности (практически все несут следы растворения), которые в еще меньшем количестве встречаются на отдельных уровнях в ее более высоких горизонтах (Мусатов, 2020). На основании присутствия единичных *Chiasmolithus solitus* В.А. Мусатовым, с долей условности, было высказано предположение о возможной принадлежности свиты к зоне CNE14 пограничного интервала лютета и бартона. Тишкинская и касьяновская свиты в разрезе Кантемировка охарактеризованы диатомовыми водорослями и силикофлагеллатами зоны *Vipalla oamaguensis*. На основании опосредованных корреляций возраст зоны принят как временной интервал бартона–раннего приабона (Бугрова и др., 2016). По радиолариям в тишкинской свите установлены зоны *Cyrtophormis alta* и *Ethmosphaera polysiphonia*, датируемые бартоном, в нижней части касьяновской свиты – зона *Theocyrtis andria-*

		Стратиграфическая схема юга Европейской России (по Ахметьев, Беньямовский, 2003)										Надгоризонты и горизонты Воронежской антеклизы и восточной части Большого Донбасса*												
		Международная стратиграфическая шкала (Berggren et al., 1995)				Межрегиональные зональные шкалы																		
Млн лет	Магнито-стратиграфия	Отдел	Подотдел	Ярус	Планктонные фораминиферы	Наннопланктон	Наннопланктон	Планктонные фораминиферы	Бентосные фораминиферы	Радиолярии	Диатомеи	Силико-фителлаги	Диноцисты											
														NP	PF	BF	R	Dt	Dn					
34	C13r	Верхний Приабонский	Верхний	P17	NP19-20	CP15	NP19-20	Turbototalia centralis PF17	Nonion curviseptus	Theocyrtis andriashevi R12	Слои с Cosmiodiscus breviradiatus/Triceratium unguiculatum	Diptocha hexacantha	Charlesdownia clathrata angulosa Dn14	Харьковский надгоризонт	Обуховский									
35	C16n							P16								Bolivina antegressa								
36	C17n							P15									Plamulina costata	Brotenella taurica BF9				Слои с Microdinium reticulatum		
37	C17n	Средний Бартонский	Средний	P15	NP18	b	NP17		Caucasina pseudoelongata BF8	Ethmosphaera polysiphonia R11	D8	D8b	Rhombodinium porosum Dn13	Киевский										
38	C18n							P14																
39	C18r							P13																
40	C18r	Средний Лютетский	Средний	P12	NP16	a	NP16		Haplophragmoides orfaensis BF7	Cyrtoformis alta R10	D8a	S8	Areosphaeridium diktyoplokum/Wilsonidium intermedium Dn12											
41	C19r							P11																
42	C19n	Нижний Ипретский	Нижний	P12	NP16	a	NP16			Heliodiscus quadratus R9	D7	S7	Rhombodinium draco/Wetzeliella articulata Dn11b		Wetzeliella spp. – Deflandrea spp. Dn11a	Бучакский								
43	C19n																							
44	C20r							P11																
45	C20r	Нижний Ипретский	Нижний	P10	NP15	b	NP15			Lichnocanium separatum R8	D7	S7	Wetzeliella spp. – Deflandrea spp. Dn11a		Бучакский									
46	C21n																							
47	C21r	Нижний Ипретский	Нижний	P10	NP14	b	NP14		Turkmeniella ninikae BF5b	Pyxilla oligocaenica var. tenue Dt7	D7	S7	Charlesdownia coleothrypta rotundata Dn10b	Каневский										
48	C21r																							
49	C22r							P9																
50	C22r	Нижний Ипретский	Нижний	P8	NP13	CP11	NP13		Bulimina mitgarziana BF5a	Buriella clinata – B. longa R7	D6	S6	Charlesdownia coleothrypta s.str. Dn10a	Каневский										
51	C23n																							
52	C23r	Нижний Ипретский	Нижний	P7	NP12	CP10	NP12			Heliodiscus inca R6	D6	S6	Dr. varielongitudum Dn9	Wetzeliella meckelfeldensis Dn7	Каневский									
53	C24n																							
54	C24r							P6																
55	C24r	Нижний Ипретский	Нижний	P5	NP9	b	NP9			P. foveolata R4	D4	S4	Dr. simile Dn8	Apetodontium homomorphum Dn6	Сумской надгоризонт*									
56	C25n																							
57	C25r	Нижний Ипретский	Нижний	P4	NP8	CP7	NP8			Buriella tetratica R2	D3	S3	Wetzeliella meckelfeldensis Dn7	Alisocysta margarita Dn5	Мерлинский									
58	C26n																							

Рис. 1. Региональная стратиграфическая схема палеогена юга Русской плиты (по Ахметьев, Беньямовский, 2003). Звездочкой (*) отмечены региональные стратиграфические подразделения восточной части Большого Донбасса. Сокращения: P. – Petalospyris; C. – Coscinodiscus; H. – Hemiaulus; Dr. – Dracodinium.

shevi нижнего приабона (Козлова, 1999). Г.Э. Козлова (1999) отмечала, что ввиду отсутствия в изученных разрезах Воронежской антеклизы совместных находок радиолярий и ортостратиграфических групп фауны и флоры, возраст радиоляриевых зон и их стратиграфическая позиция определены условно, в соответствии с положением вмещающих толщ:

кумской свите и ее аналогам отвечают зоны C. alta и E. polysiphonia, нижней части белоглинской свиты и ее аналогам – зона T. andriashevi.

Следует отметить, что в МСШ пока окончательно не установлены критерии распознавания границы бартонского яруса и еще только принимается нижняя граница приабонского яруса (Ag-



Рис. 2. Местоположение изученных скважин и опорных разрезов.

1 — граница распространения палеогеновых отложений; 2 — госграница РФ; 3 — изученные разрезы скважин; 4 — опорные разрезы; 5 — границы структурно-фациальных зон.

nini et al., 2020). В принятой ОСШ России (Николаева и др., 2006) граница лютета/бартона сопоставляется с границей зон *Nantkenina alabamensis* и *Globigerina turcmenica* по планктонным фораминиферам, что отвечает рубежу керстинского и кумского горизонтов, а граница бартона/приабона — с границей зон *Globigerina turcmenica* и *Globigerapsis tropicalis* s.l. по планктонным фораминиферам, что отвечает рубежу кумского и белоглинского горизонтов Предкавказья.

Целью настоящей статьи является комплексный микропалеонтологический анализ эоценовых отложений из разрезов двух скважин, пробуренных в стратотипической местности развития региональных подразделений палеогена Преддонецкой и Павловско-Кантемировской структурно-фациальных зон, для получения детальной характеристики зон по диноцистам, диатомовым водорослям и силикофлагеллатам, для уточнения возраста местных стратиграфических подразделений.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В рамках настоящего исследования были изучены образцы из скважин № 5/93 (Монастырщина) и № 16 (Богучар), пробуренных в Преддонецкой и Павловско-Кантемировской структурно-фациальных зонах (СФЗ) Донецкой синеклизы (Александрова и др., 2020) (рис. 2). В Преддонецкой СФЗ выделяются три крупных этапа осадконакоп-

ления. Так, первый, позднепалеоценовый—раннеэоценовый, трансгрессивный этап представлен бузиновской, вёшенской свитами, суровикинскими и осиновскими слоями в понимании Г.П. Леонова (1961). Второй, средне-позднеэоценовый, трансгрессивно-регрессивный этап представлен тишкнской и касьяновской свитами. Третий трансгрессивно-регрессивный этап представлен мощной толщей кварцевых песков, в которых практически невозможно выделить свиты. По особенностям строения и состава нижняя часть толщи соотносится с венцовской свитой Г.П. Леонова, которая, в свою очередь, сопоставляется им с нижней частью майкопской свиты Предкавказья (Леонов, 1961). В Павловско-Кантемировской СФЗ палеоген представлен непрерывной последовательностью свит среднеэоценового—олигоценового возраста. Палеоценовые и раннеэоценовые отложения в данной СФЗ отсутствуют. Это единственный регион в Донецкой синеклизе, где установлен карбонатный тип пород (мергели, карбонатные глины сергеевской свиты).

Скважина № 5/93 (Монастырщина) пробурена на территории совхоза Радченский, в 16 км к юго-западу от города Богучар Воронежской области (координаты $50^{\circ}24'$ с.ш., $31^{\circ}40'23''$ в.д.). Образцы керн были отобраны в кернохранилище Павловской геологической партии сотрудниками ГИН РАН Э.П. Радионовой, В.Н. Беньямовским и Т.В. Орешкиной в 1994 г., ими же было составлено описание разреза. Позже этот материал был выбо-

рочно (8 образцов из 30) изучен на карбонатные и кремневые группы микропланктона (Khokhlova et al., 1999). В публикации И.Е. Хохловой с соавторами для расчленения отложений скважины была использована схема В.И. Курлаева и Е.Ф. Ахлестинной (1988) для нижнего течения Волги и Дона из-за специфического строения разреза с мощной (до 31 м) пачкой песков и песчаников в основании киевского горизонта (рис. 3). Впоследствии Т.Е. Горбаткина и Ю.И. Иосифова (2004) отнесли песчаную толщу и вышележащие отложения опок, опоковидных глин и алевроитов разреза скв. 5/93 к нижней части выделенной ими воробьевской свиты в качестве аналога киевской свиты на Украине. Ниже приведено послойное описание кернa скв. 5/93 (Монастырщина), при этом предлагаемое в настоящей статье свитное деление отличается от опубликованного ранее в работе (Khokhlova et al., 1999).

На меловых мергелях с размывом залегают снизу вверх (рис. 3):

Вёшенская свита:

Слой 1. Опока серая, песчанистая, пятнистая, слабокарбонатная, с ходами илоедов и мелкими раковинами двустворок. Интервал 68.8–64.0 м.

Слой 2. Близкая по составу опока, в интервале 61.8–61.0 м существенно обогащенная фосфоритовыми желваками, выше опесчаненная, в верхней части слоя брекчированная. Интервал 64.0–59.4 м.

Тишкинская свита:

Слой 3. Песок мелкозернистый, светлый, с мелкими пятнами ожелезнения. Интервал 59.4–58.6 м.

Слой 4. Опока светло-серая, плотная, легкая, с пятнами ожелезнения в средней части толщи. Интервал 58.6–56.4 м.

Слой 5. Песчаники кварцитовидные, темно-серые, с мелкозернистым цементом. Интервал 56.4–56.0 м.

Слой 6. Песчаник слабосцементированный, опоковидный, с тонкими прослоями опок. Интервал 56.0–54.0 м.

Слой 7. Сливной песчаник. Интервал 54.0–50.4 м.

Слой 8. Песок светлый, мелкозернистый, глауконитовый, с прослоями опоковидных глин. В верхней части отмечается узловатость за счет неравномерного окремнения. Интервал 50.4–31.0 м.

Касьяновская свита:

Слой 9. Опока светло-серая, массивная, со светлыми пятнами ожелезнения, в нижней части брекчиевидная, пестрая, с зеленоватыми и вишневыми пятнами, слабокарбонатная. Интервал 31.0–29.0 м.

Слой 10. Опока розовато-бордовая, неравномерно-слоистая. Интервал 29.0–27.0 м.

Слой 11. Опока более светлая, бордовая, тонкоплитчатая, с неравномерной красноцветностью. В верхней части (23.4–22.6 м) прослой глины. Интервал 27.0–22.6 м.

Слой 12. Опока светлая, почти белая, массивная, на уровне 17.4 м красноцветный прослой. Интервал 22.4–17.4 м.

Слой 13. Опока песчанистая, светлая, слабо-ожелезненная, с глинистыми прослоями. Интервал 17.4–14.8 м.

Слой 14. Оповидный песчаник светлый, с глинистыми прослоями. Интервал 14.8–8.0 м.

Выше по разрезу толща песков предположительно аналога полтавской свиты мощностью около 4 м.

В рамках настоящего исследования из разреза скважины было изучено 30 образцов.

Скважина 16 (Богучар) пройдена в 1 км восточнее северо-восточной окраины с. Ивановка Россошанского района Воронежской области и в 4.4 км по азимуту 289° от высоты 182.7 м на водораздельной поверхности. Абсолютная отметка устья скважины 204.0 м, глубина 221.5 м, координаты 50°00'26" с.ш., 40°01'53" в.д. Скважина пробурена в 2000 г. в рамках работы по геологическому доизучению масштаба 1 : 200000 на площади листа М-37-ХVII (Павловск). Описание палеогеновой части разреза скв. 16 дано по материалам отчета по этим работам (Радьков и др., 2002). Образцы кернa на микропалеонтологический анализ были получены от Э.М. Бугровой (ВСЕГЕИ). Снизу вверх на меловых отложениях в разрезе вскрываются (рис. 4):

Бучакская свита:

Слой 1. Алевролит ярко-зеленый, крупноалевритовый, слюдисто-глауконитового состава, жирный на ощупь, с неравномерно распределенным гравием черных кремней. Характерны агрегатные скопления глауконита размером 0.3–0.5 мм. В подошве слоя (0.1 м) алевроит с конкрециями коричнево-черных фосфоритов размером до 5 см. Интервал 68.2–63.8 м.

Сергеевская свита:

Слой 2. Глина темно-зеленая, карбонатная, слюдистая, мелкощебенчатая, при ударе раскалывается на мелкие остроугольные отдельности. По всему слою наблюдаются обохренные песчаные конкреции фосфоритов размером до 2–3 см. Интервал 63.8–61.8 м.

Слой 3. Мергель серый, глинистый, сильно-алевритистый, слюдистый. Алевроит в породе представлен тонкими зернами слюды, кварца, иногда размером до 0.1–0.2 мм. Часто наблюдаются нитевидные ходы червей темно-серой окраски. Интервал 61.8–60 м.

Слой 4. Мергель серый с темно-зеленым оттенком, алевритистый, слюдистый, сильногли-

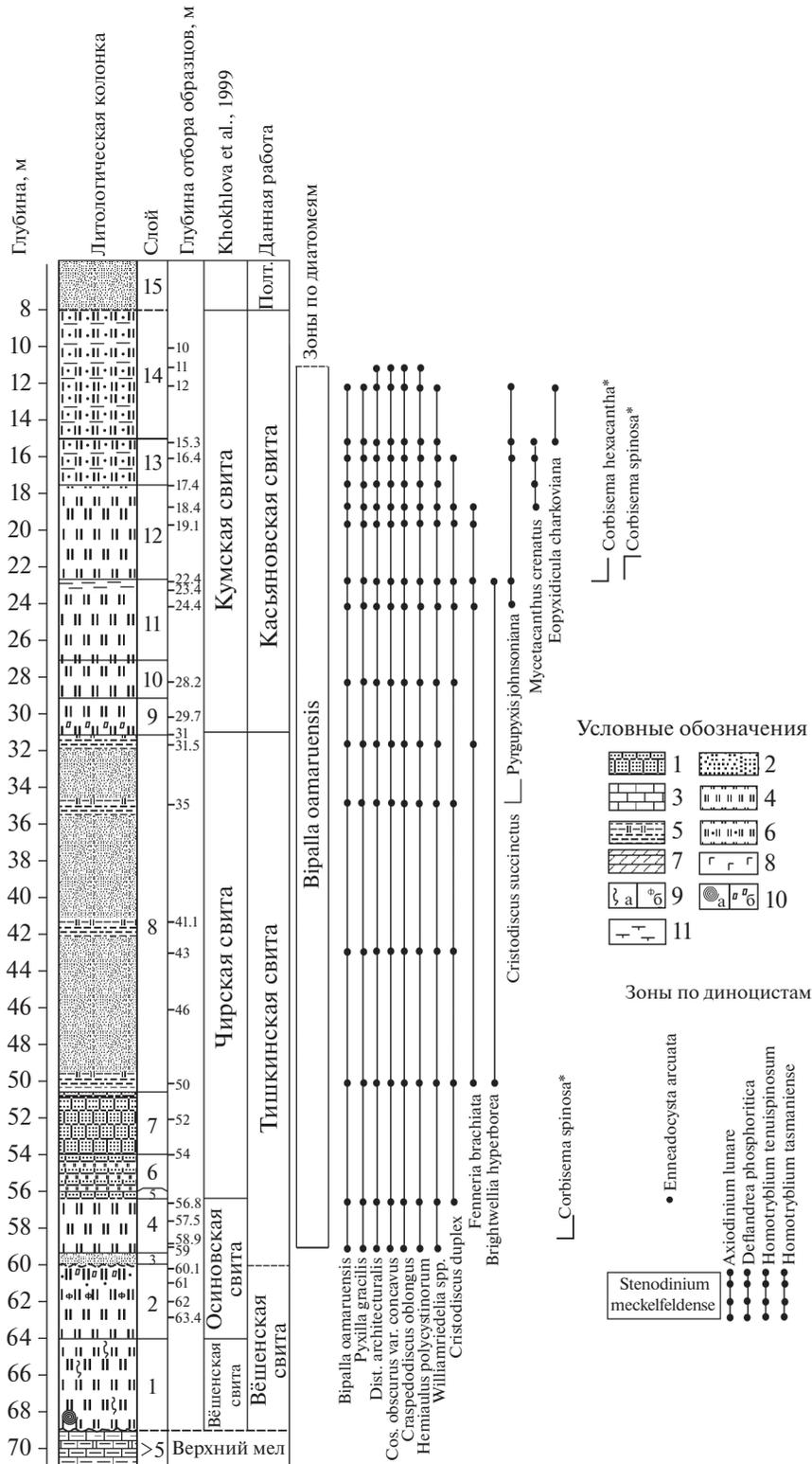


Рис. 3. Биостратиграфия, диапазоны распространения стратиграфически значимых видов силикофоссилий и диноцист в скв. 5/93 (Монастырщина).
 Условные обозначения: 1 – песчаники, кварциты; 2 – пески; 3 – известняки; 4 – опоки, кремнистые алевролиты; 5 – опоквидные глины; 6 – песчанистые опоки; 7 – мергели; 8 – глаукониты; 9а – ходы илоедов; 9б – фосфориты; 10а – моллюски; 10б – брекчированность пород; 11 – карбонатные глины. Сокращения: Полт. – полтавская свита. Звездочкой (*) отмечены таксоны силикофлагеллат.

нистый, во влажном состоянии мягкий до рыхлого. Интервал 60–58.5 м.

Слой 5. Мергель серый, сильноглинистый, слюдястый, слабоалевритистый, с крупной кусковой отдельностью, с редкими мелкими зернами черного окисленного глауконита. Интервал 58.5–56.6 м.

Тишкинская свита:

Слой 6. Глина темно-зеленая, сильно перемятая, передробленная, с мелкой кусковой отдельностью, участками превращена в труху. Интервал 56.6–55.6 м.

Слой 7. Глина светло-серая со слабым зеленоватым оттенком, опоковидная, плотная, с раковистым изломом, слабослюдистая, алевритистая. Алеврит тонкий, кварцево-глауконитовый, слабослюдистый. Встречены спикулы губок. Интервал 55.6–43.8 м.

Слой 8. Глина в нижней части слоя темно-зеленая, выше серая с зеленоватым оттенком. Сильно перемята, передроблена, с мелкой кусковой отдельностью, участками превращена в труху. Интервал 43.8–43.0 м.

Слой 9. Глина опоковидная, бледно-зеленой окраски, слабослюдистая, алевритистая. В сухом состоянии тонкоплитчатая. По плоскостям наложения часто присыпки светло-серого алеврита. Интервал 43.0–37.6 м.

Слой 10. Глина светло-серая до белесой, с кремоватым оттенком, кремнеземистая, легкая, в сухом состоянии с полураковистым изломом, слабослюдистая. В подошве слоя (0.2 м) глина становится более алевритистой. Алеврит в породе кварцево-слюдистого состава. Зерна кварца размером 0.1–0.2 мм. Интервал 37.6–36.2 м.

Слой 11. Глина, до глубины 35.0 м темно-зеленая, выше – серая с зеленоватым оттенком, слюдистая, алевритистая, запесоченная, с многочисленными ходами илоедов. Интервал 36.2–33.0 м.

Касьяновская свита:

Слой 12. Глауконитово-глинисто-кремнеземистая порода зеленовато-серая с белесыми пятнами, сильноалевритистая. Алеврит в породе кварцево-слюдисто-глауконитового состава. Глауконит в виде крупных зерен размером до 0.1–0.2 мм распределен неравномерно, в подошве слоя его содержание увеличивается до 10%. Интервал 33.0–31.6 м.

Слой 13. Глина светло-серая до белесой, кремнеземистая, опоковидная, более легкая по сравнению с глиной из слоя 12 (видимо, кремнеземистый материал преобладает), слабоалевритистая, с редкими вкраплениями темного глауконита. Интервал 31.6–27.4 м.

Слой 14. Глина серая до белесой, аналогичная глинам слоя 13, но с примесью темных (от зеленых до черных) зерен глауконита до 15–20%. Интервал 27.4–26.0 м.

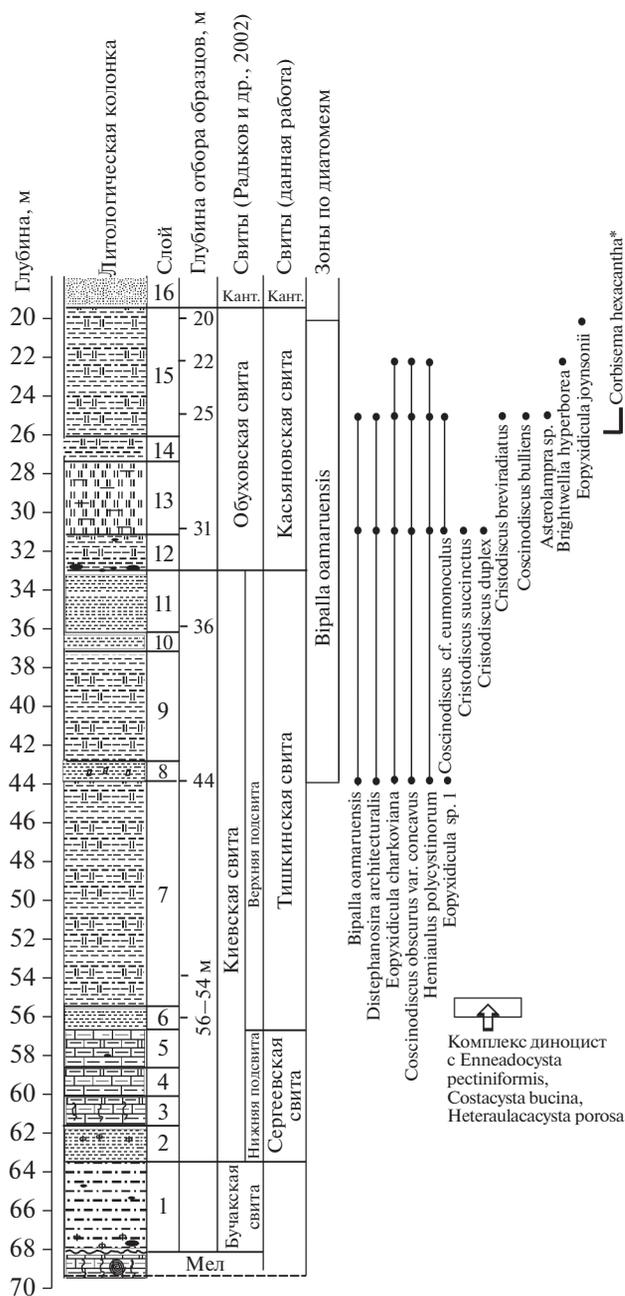


Рис. 4. Биостратиграфия, диапазоны распространения стратиграфически значимых видов силикофоссилий и диноцист в скв. 16 (Богучар). Условные обозначения см. на рис. 3. Сокращения: Кант. – кантемировская свита. Звездочкой (*) отмечены таксоны силикофлагеллат.

Слой 15. Глина светло-серая до белесой, в верхней части со слабым зеленоватым оттенком, кремнеземистая, опоковидная, алевритистая, слюдистая, иногда с оранжевыми разводами ожелезнения. Отмечено присутствие спикул губок. Интервал 26.0–19.4 м.

Выше по разрезу залегают пески и алевролиты кантемировской свиты.

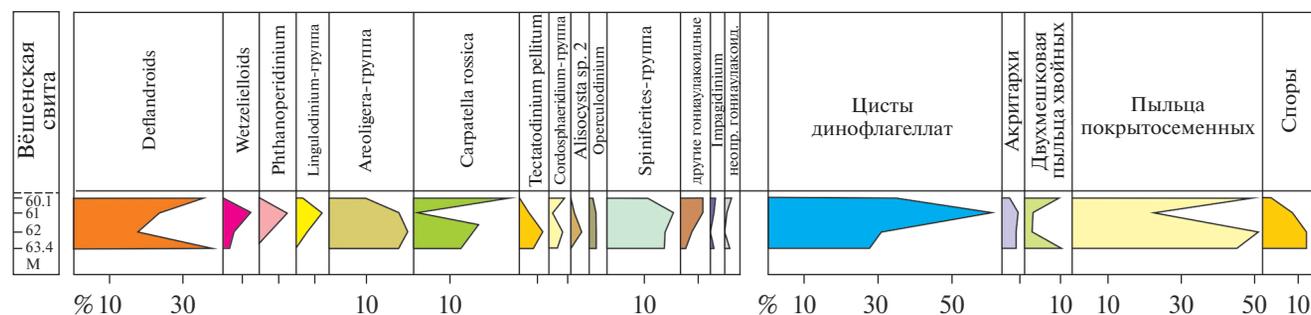


Рис. 5. Количественное распределение групп палиноморф и экогрупп диоцист в разрезе скв. 5/93 (Монастырщина). Условные обозначения см. на рис. 3.

В нижней части тишкинской свиты установлен единственный уровень с диоцистами (обр. 54–55 м), присутствие силикофоссилий приурочено к интервалу 44–20 м.

Химическую обработку образцов на диатомовый и палинологический анализ проводили в соответствии со стандартной методикой, используемой в лабораториях палеофлористики и микропалеонтологии ГИН РАН (Александрова и др., 2012).

При таксономической идентификации диатомей были учтены изменения в названиях родов, оказавшихся преокупированными (Blanco, Wetzel, 2016). Полуколичественную оценку общего содержания диатомей и отдельных видов проводили по балльной системе при увеличении $\times 400$: А (Abundant) = 1 или более экземпляров в каждом поле зрения (ПЗ); С (Common) = 1 экземпляр в 2 ПЗ; F (Few) = 1–2 экземпляра в каждом ряду покровного стекла; R (Rare) = несколько экземпляров в препарате; В (Barren) = полное отсутствие диатомей или их фрагментов; Т (Trace) = редкие фрагменты створок. Сохранность диатомей оценивали следующим образом: G (Good) = минимальное количество обломков; М (Moderate) = примерно равное количество обломков и целых створок; Р (Poor) = целые створки встречаются редко. Микросъемку проводили в световом микроскопе Motic BA310 и в сканирующем микроскопе Vega ©Tescan MV-2300.

Морские диатомовые водоросли подразделяются на пелагические (или открыто-морские) и неритические, характерные для шельфовых пространств. Более разнообразная в таксономическом отношении неритическая группа представлена планктонными, бентосными и тихопелагическими видами. Экологические и климатические характеристики ископаемых видов, как правило, определяются распространением ныне живущих родов. Палеоэкологические интерпретации среднеэоценовых таксонов диатомей основаны, в первую очередь, на работе Witkowski et al. (2014).

Для зонального расчленения по диатомеям за основу взята схема З.И. Глезер с изменениями (1979; Зональная..., 2006).

Таксономия диоцист соответствует индексу DINOFLAJ3 (Williams et al., 2017). Количественное палинологическое изучение материала из интервала с продуктивными ассоциациями палиноморф проводилось в 2 этапа: (1) подсчет в каждом образце минимум 200 морских и наземных палиноморф (цисты динофлагеллат, акритархи, пыльца покрытосеменных и хвойных растений, споры наземных растений); (2) дальнейший подсчет минимум 200 диоцист, после чего препарат просматривался до конца с целью обнаружения редко встречаемых таксонов. Для интерпретации возможных палеобстановок цисты динофлагеллат были объединены в 13 групп морфологически близких таксонов: (1) дефляндровые; (2) ветзелиеллоидные, (3) Phthanoperidinium; (4) Homotryblum-группа; (5) Areoligera-группа; (6) Carpatella rossica; (7) Tectatodinium pellitum; (8) Cordosphaeridium-группа, (9) Alisocysta sp. 2; (10) Operculodinium; (11) Spiniferites-группа; (12) Impagidinium; (13) остальные гониаулакоидные. Палеоэкологическая интерпретация количественных флуктуаций в палинокомплексах основана на работах (Brinkhuis, 1994; Powell et al., 1996; Crouch, Brinkhuis, 2005; Sluijs et al., 2005; Iakovleva, 2015; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2020).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Скв. 5/93 (Монастырщина). В основании разреза палеогена, в вёшенской свите (интервал 60.1–63.4 м, слой 2), установлен количественно и таксономически представительный комплекс палиноморф (рис. 3, 5, табл. 1). Палинологические ассоциации в этом интервале характеризуются чередованием доминирования диоцист (25–60%) и пыльцы покрытосеменных растений (25–50%); содержание двухмешковой пыльцы хвойных, спор и акритарх не превышает 10% для каждой группы. В свою очередь, в ассоциациях диоцист наибольших

количественных значений достигают группы дефляндридных (~20–40%), *Areoligera* (10–20%), *Carpatella rossica* (1–26%) и *Spiniferites* (~15%). Такой состав комплекса палиноморф свидетельствует о мелководных прибрежных обстановках.

В комплексе диноцист (табл. 1) группа стратиграфически значимых видов представлена *Axioidinium lunare* (Gocht) Williams et al., *Deflandrea phosphoritica* Eisenack, *Homotryblium tenuispinosum* Davey et Williams, *H. tasmaniense* Cookson et Eisenack и *Membranilarnacia* sp. cf. *Eatonocysta* sensu De Coninck, 1996. Это позволяет соотнести данный интервал разреза с диноцистовой зоной *Stenodinium meckelfeldense* шкалы восточного Перитетиса (Яковлева, 2017). Соответственно, отложения в скважине на глубинах 63.4–60.1 м датированы ранним ипрром.

Выше по разрезу палиноморфы либо единично, либо вообще отсутствуют. При этом диноцисты представлены таксонами широкого стратиграфического распространения, и лишь на глубине 56.8 м обнаружен единственный экземпляр *Enneadocysta arcuata* (Eaton) Stover et Williams, указывающий на то, что стратиграфически эта часть разреза не может быть древнее лютета.

Диатомовые водоросли и силикофлагеллаты (рис. 3, табл. 2, табл. I–VI) присутствуют в разрезе, начиная с подошвы тишкинской свиты (обр. 59.0 м). В интервале 59–35 м комплекс представлен в основном фрагментами створок диатомей и спикулами губок. С основания касьяновской свиты (гл. 31 м) возрастает доля целых створок диатомей, присутствуют силикофлагеллаты, единичные асцидии и эбриидеи.

В группе таксонов широкого стратиграфического диапазона преобладают представители родов *Pseudopodosira*, *Paralia*, *Anuloplicata*, *Radioplicata*, *Hyalodiscus*, *Actinoptychus*, характерные для шельфовой области; менее многочисленны *Arachnoidiscus*, *Pseudostictodiscus*, *Trochosira*, *Pseudoruxilla*, *Vallodiscus*, *Ktenodiscus*. Особо следует отметить низкое содержание *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve – обычно массового вида для палеоцена и нижнего эоцена Поволжья и Зауралья. Характерно высокое содержание фрагментов створок диатомей, как правило считающихся выростами *Williamriedelia* и щетинками *Chaetoceros*. Постоянными компонентами комплекса являются группа *Coscinodiscus* (*C. argus* Ehrenberg, *C. decrescens* Grunow, *C. obscurus* var. *concauus* Gleser), *Euryxidicula* (*E. turris* (Greville et Arnott) Blanco et Wetzel, *E. crenata* (Sheshukova) Oreshkina, *E. grunowii* (Grove et Stuart) Blanco et Wetzel, *E. megapora* (Grunow) Blanco et Wetzel), *Trinacria* (*T. excavata* Heiberg, *T. ventricosa* Grove et Stuart). Также встречаются *Biddulphia regida* Schmidt, *Odontotropis carinata* Grunow, *Stellarima microtrias* (Ehrenberg) Hasle et Sims.

Группа стратиграфически значимых таксонов диатомей включает моноспецифичные *Bipalla oamaruensis* (Grove et Stuart) Gleser и *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser, а также *Puxilla gracilis* Tempère et Forti, *Craspedodiscus oblongus* (Greville) Grunow, *Fenneria brachiata* (Brightwell) Witkowski, *Cristodiscus duplex* (Gleser) Gleser et Olshtinskaya, *Hemiaulus polycystinorum* Ehrenberg. Отмечается присутствие силикофлагеллаты *Corbisema spinosa* Deflandre. В верхней части тишкинской свиты встречен вид *Cristodiscus succinctus* (Sheshukova et Gleser) Gleser et Olshtinskaya. В целом комплекс типичен для прибрежной зоны морского бассейна.

В касьяновской свите комплекс диатомей пополняется видами *Brightwellia coronata* (Brightwell) Ralfs, *Mycethacanthus crenatus* (Sheshukova) Strelnikova et Fourtanier, выше – *Pyrropuxis johnsoniana* (Forti) Hendey, *Eopyxidicula charkoviana* (Jousé) Blanco et Wetzel, *Williamriedelia claviger* (A. Schmidt) Blanco et Wetzel. Среди силикофлагеллат отмечено появление *Corbisema hexacantha* Deflandre.

В верхах касьяновской свиты (гл. 11 м) силикофоссилии представлены в основном обломками спикул губок и редкими створками диатомей плохой сохранности, что говорит о начале регрессивного этапа осадконакопления.

Присутствие в тишкинской и касьяновской свитах стратиграфически важных таксонов диатомей *Bipalla oamaruensis*, *Coscinodiscus obscurus* var. *concauus*, *Distephanosira architecturalis*, *Cristodiscus succinctus*, *C. duplex*, *Hemiaulus polycystinorum* Ehrenberg, *Fenneria brachiata*, *Eopyxidicula charkoviana*, *Williamriedelia claviger* позволяет отнести эти свиты к зоне *Bipalla oamaruensis* зональной шкалы З.И. Глезер (1979). Реперное событие – появление силикофлагеллаты *Corbisema hexacantha* в средней части касьяновской свиты, что дает возможность установить одноименную зону.

Скв. 16 (Богучар). Палинологический комплекс, выявленный из подошвы тишкинской свиты (гл. 54–55 м), характеризуется абсолютным доминированием цист динофлагеллат (89%); акритархи составляют лишь 8% от общего состава, а споры и пыльца наземных растений представлены единично. В комплексе диноцист определено 48 видов. Очевидных доминантов в ассоциации цист динофлагеллат не наблюдается, в наибольших количествах отмечаются *Deflandrea phosphoritica* (17%), группа *Spiniferites* (16%), *Corrudinium incompositum* (7%), *Microdinium reticulatum* (7%) и *Thalassiphora pelagica* (4.5%). Подобные соотношения диноцистовых экогрупп могут свидетельствовать об относительно мелководных обстановках осадконакопления.

В составе комплекса диноцист встречены виды *Achilleodinium biformoides* (Eisenack) Eaton, *Achomosphaera ramulifera* (Deflandre) Evitt, *Areos-*

Таблица 2. Стратиграфическое распределение силикофоссилий в скв. 5/93 (Монастырщина) и в скв. 16 (Богучар)

№ образцов	Скв. 5/93 Монастырщина														Скв. 16 Богучар					
	56,8 м	50 м	43 м	35 м	31,5 м	28,2 м	24,4 м	22,4 м	19,1 м	18,4 м	17,4 м	16,4 м	15,3 м	12 м	11 м	45 м	31 м	25 м	22 м	20 м
Сохранность	M	M	M	M	M	M	G	G	G	G	M	G	G	G	G	G	M	M	G	M
Диатомовые водоросли																				
<i>Actinoptychus intermedius</i> A. Schmidt	R	R	R	R	R	R	F	F	F	F	R	F	F	F	R	R				
<i>Anuloplicata concentrica</i> (A. Schmidt) Gleser	F	F	F	F	F	F	C	C	C	C	F	C	C	F	R		F	F	F	R
<i>Anuloplicata ornata</i> (Grunow) Gleser	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	R		F	F	F	R
<i>Aulacodiscus cellululosus</i> Grove et Stuart																				R
<i>Asterolampra</i> sp.																				R
<i>Arachnoidiscus ehrenbergii</i> Ralf							R	R	R	R		R	R	R		R				
<i>Biddulphia rigida</i> Schmidt	F					F	R	F	F	C	R	F	F	F			R	C		
<i>Biddulphia tuomeyi</i> (Bailey) Roper		R						F		F							R	R		
<i>Biddulphia</i> sp. 1																	R			
<i>Biddulphia</i> sp. 2																			R	
<i>Bipalla oamaruensis</i> (Grove et Stuart) Gleser	R	R	R	R	R	R	R	F	R	R	R	R	R	R		F	C	F	R	R
<i>Brightwellia coronata</i> (Brightwell) Ralfs							R	R												
<i>Brightwellia hyperborea</i> Grunow			R					R												R
<i>Chaetoceros</i> spp. bristles	F	F	F	F	F	F	C	F	F	C	C	C	C	F	R	F	F	R	R	R
<i>Clavícula polymorpha</i> Grunow et Pantocsek																				R
<i>Corona retinervis</i> Sheshukova et Gleser								R												
<i>Coscinodiscus argus</i> Ehrenberg	F	C	C	R			F	F	C	R	R									
<i>Coscinodiscus decrescens</i> Grunow			F			C	F	C	F	R	R	R	R	R						
<i>Coscinodiscus</i> cf. <i>eomonoculus</i> Bukry																		F	F	
<i>Coscinodiscus heteroporus</i> Ehrenberg																			F	
“ <i>Coscinodiscus marginatus</i> ” Ehrenberg	F	F	R	F	R	F	F	F	F	F	F	F	F	F	R	R		F	R	
<i>Coscinodiscus obscurus</i> var. <i>concaus</i> Gleser	R	F	R	F	R	C	C	C	C	C	F	F	F	F	R	F	F	F	F	R
<i>Cosmiodiscus breviradiatus</i> Gleser et Olshtynskaya																				R
<i>Costopyxis costata</i> (Gleser) Gleser								R												
<i>Costopyxis reticulata</i> (Long, Fuge et Smith) Gleser			R					F					F							
<i>Craspedodiscus coscinodiscus</i> (Ehrenberg) Ehrenberg				F				F					F							
<i>Craspedodiscus oblongus</i> (Greville) Grunow	F	F	R	R	F	F	R	F	R	R	F	R	R	R						
<i>Craspedophorus actinoptychoides</i> Gleser																				R
<i>Cristodiscus duplex</i> (Gleser) Gleser et Olshtynskaya	F	R	R	R	R	F	R	R	R	R		R	R						R	
<i>Cristodiscus succinctus</i> (Sheshukova et Gleser) Gleser et Olsht.				R				R											R	R
<i>Distephanosira architecturalis</i> (Brun) Gleser	C	C	C	C	C	A	A	A	A	C	C	C	C	C	R	F		R		R
<i>Eunotogramma weissei</i> Ehrenberg														R						R
<i>Eunotogramma productum</i> Grunow					R															F
<i>Eupyxidicula charkoviana</i> (Jousé) Blanco et Wetzel								R	F	F	R	R	F	F		F	F	R	F	
<i>Eupyxidicula crenata</i> (Sheshukova) Oreshkina comb. nov.		F	C	R	R	F	F	F	F	F	F	F	F	R						
<i>Eupyxidicula grunowii</i> (Grove et Stuart) Blanco et Wetzel		F	F	F	C	C	C	C	C	C	C	C	F	F	R	F	F	F	F	A
<i>Eupyxidicula joysonii</i> (A. Schmidt) Blanco et Wetzel																			F	F
<i>Eupyxidicula megapora</i> (Grunow) Blanco et Wetzel			R						R		R									R
<i>Eupyxidicula spinosa</i> (Jousé) Oreshkina									R	R										
<i>Eupyxidicula turris</i> (Greville et Arnott) Blanco et Wetzel	F	F	F	F	F	F	C	C	F	F	F	R	R	R		F				
<i>Eupyxidicula</i> sp. 1																F		F		
<i>Fenneria brachiata</i> (Brightwell) Witkowski			F		R		R	F	R	R										
<i>Hemiaulus polycystinorum</i> Ehrenberg	F	F	C	C	C	C	C	A	C	A	C	C	C	A		R	F	F	F	
<i>Hemiaulus polymorphus</i> var. <i>charkovianus</i> Jousé													F			F	F	F	F	R
<i>Hemiaulus</i> sp.				F					F	C	F									
<i>Hyalodiscus scoticus</i> Ehrenberg							R	R												R
<i>Ktenodiscus aculeiferus</i> (Grunow) Blanco et Wetzel	F	R							R		R									
<i>Liradiscus barbadensis</i> Greville																				R
<i>Mastogloia splendida</i> (Gregory) Cleve et Moller													R							
<i>Medlinia fenestrata</i> (Witt) P.A. Sims																R				

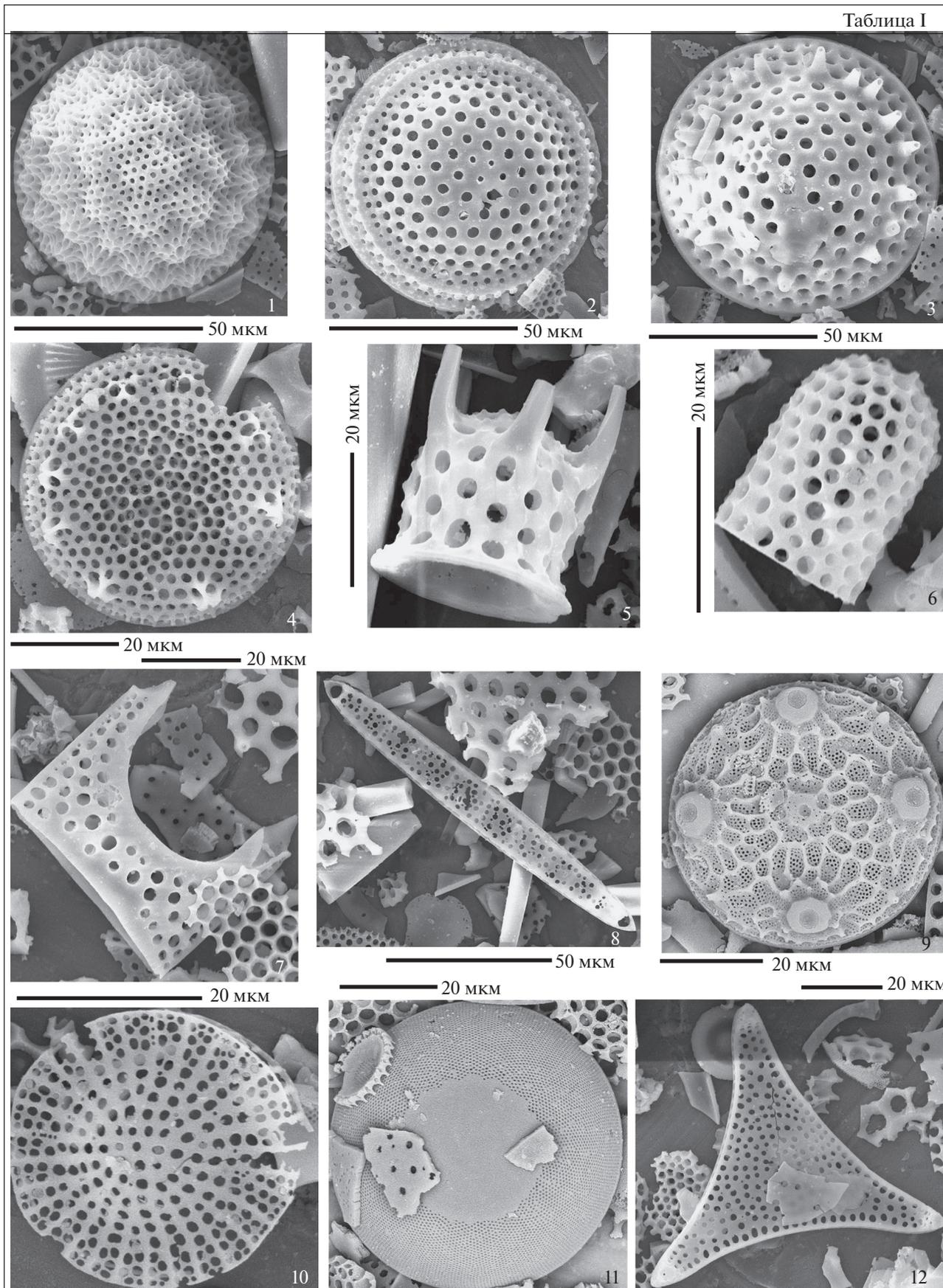
Таблица 2. Окончание

№ образцов	Скв. 5/93 Монастырщина														Скв. 16 Богучар						
	56.8 м	50 м	43 м	35 м	31.5 м	28.2 м	24.4 м	22.4 м	19.1 м	18.4 м	17.4 м	16.4 м	15.3 м	12 м	11 м	45 м	31 м	25 м	22 м	20 м	
Сохранность	М	М	М	М	М	М	Г	Г	Г	Г	М	Г	Г	Г	Г	Г	М	М	Г	М	
Melosira goretzkii Tschermisinova																					R
Mycetacanthus crenatus (Sheshukova) Strelnikova et Fourtanier								F	C	C	C	F	F								
Odontotropis carinata Grunow								R													R
Paralia clavigera (Grunow) Gleser																	F	R			R
Paralia crenulata (Grunow) Gleser	C	C	C	F	F	F	F	F	F	C	F	C	F	F			F	F	F		
Paralia fausta (A. Schmidt) Sims et Crawford	R	R	R	R	R	F	F	F	R	R	R	R	R	R							
Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve	R	R	R	R	F	C	F	F	F	A	C	F	C	F	R						F R
Pseudopodosira westii (W. Smidt) Sheshukova et Gleser	R	R	R	F	F	R	R	C	F	F	F	F	F	R	R		F	F	F		
Pseudopodosira hyalina Jousé							R	F					R				F	R	F	R	R
Pseudopodosira pileiformis Jousé	F	F	F	F	F	C	C	C	C	C	C	F	F	F	R		C	F	F	F	
Pseudopyxilla composita Gleser								F													
Pseudostictodiscus angulatus Brun						R		R													
Pseudostictodiscus kossuthii Pantocsek														R							
Pyrgopyxis johnsoniana (Forti) Hendey							R	R			F	F	F	R							
Pyxilla gracilis Tempère et Forti	R	C	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	R			R	F	F		
Pyxilla sp. 1																	R				
Radioplicata clavigera (Grunow) Gleser							R	F	F									F			
Radioplicata costulata Gleser	F	F	F	C	C	F	F	F	F	F	F	F	F	F							
Sceletonema utriculosum Brun							R	R													
Stellarima microtrias (Ehrenberg) Hasle et Sims				R		R		R													
Strelnikovia? sp.					R			F	R	R											
Sheshukovia flos (Ehrenberg) Fenner																	F				
Sheshukovia sp. 1																		R			
Trinacria excavata Heiberg	R	R	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F			R	R			
Trinacria ventricosa Grove et Stuart	R	R	F	F	F	F	F	F	F	R	F	F	F				F	R		F	F
Vallodiscus sp. 1																					
Vallodiscus sp. 2						R		R	R	R			R		R		F		F		
Vallodiscus sp. 3																		R		F	
Williamriedelia claviger (A. Schmidt) Blanco et Wetzel								F	F	R	R										
Williamriedelia spp.	C	C	C	C	C	F	A	C	A	A	A	C	C	C							
Xanthiopyxis globosa Ehrenberg								R													
Силикофлагеллаты																					
Bachmannocena apiculata apiculata (Schulz) Bukry					F		R														
Corbisema apiculata (Lemmermann) Hanna																				F	R
Corbisema exilis Bukry							R		R												
Corbisema triacantha Ehrenberg					R		R										R	R			
Dictyocha byronalis Bukry							R	R			R										R
Corbisema hexacantha (Schulz) Deflandre									F												R
Corbisema spinosa Deflandre									F	R											
Dictyocha sp. 1											R										
Distephanus crux (Ehrenberg) Haeckel	R								R											R	
Naviculopsis constricta (Schulz) Frenguelli									R				R							R	R
Naviculopsis foliacea Deflandre							R	R									F				R

Таблица 1. Диатомеи из разреза скв. 5/93 (Монастырщина).

1 – Euryxidicula charkoviana (Jousé) Blanco et Wetzel, гл. 24.2 м; 2 – Mycetacanthus crenatus (Sheshukova) Strelnikova et Fourtanier, гл. 22.4 м; 3 – Euryxidicula grunowii (Grove et Stuart) Blanco et Wetzel, гл. 22.4 м; 4 – Costopyxis reticulata (Long, Fuge et Smith) Gleser, гл. 15.3 м; 5 – Euryxidicula spinosa (Jousé) Oreshkina comb. nov., гл. 22.4 м; 6 – Euryxidicula turris (Greville et Arnott) Blanco et Wetzel, гл. 22.4 м; 7 – Hemiaulus sp., гл. 22.4 м; 8 – Hemiaulus polymorphus var. charkovianus Jousé, гл. 15.3 м; 9 – Corona retinervis Sheshukova et Gleser, гл. 22.4 м; 10 – Pseudostictodiscus angulatus Brun, гл. 22.4 м; 11 – Hyalodiscus scoticus Ehrenberg, гл. 22.4 м; 12 – Trinacria excavata Heiberg, гл. 22.4 м.

Таблица I



phaeridium diktyoplokum (Klump) Eaton, Areosphaeridium michoudii Bujak, Cerebrocysta bartonensis Bujak, C. magna Bujak, Cleistosphaeridium diversispinosum Davey et al., Cordosphaeridium funiculatum Morgenroth, Corrudinium incompositum (Drugg) Stover et Evitt, Costacysta bucina Heilmann-Clausen et Van Simayes, Cribroperidinium giuseppei (Morgenroth) Helenes, Cribroperidinium tenuitabulatum (Gerlach) Helenes, Dapsilidinium pseudocolligerum (Stover) Bujak et al., Deflandrea phosphoritica, Elytrocysta brevis Stover et Hardenbol, Enneadocysta arcuata (Eaton) Stover et Williams, E. pectiniformis (Gerlach) Stover et Williams, Heteraulacacysta campanula Drugg et Loeblich Jr., H. porosa Bujak, Homotryblum tenuispinosum, Hystrichokolpoma cinctum Klumpp, H. aff. granulatum Eaton, Hystrichostrogylon membraniphorum Agelopoulos, Impagidinium dispertitum (Cookson et Eisenack) Stover et Evitt, I. paradoxum (Wall) Stover et Evitt, I. victorianum (Cookson et Eisenack) Stover et Evitt, Lingulodinium machaerophorum (Deflandre et Cookson) Wall, Melitaspheeridium asterium (Eaton) Bujak et al., M. pseudorecurvatum (Morgenroth) Bujak et al., Membranophoridium aspinatum Gerlach, Membranosphaera sp. В sensu СНС (1985), Microdinium reticulatum Vozzhennikova, Operculodinium centrocarpum (Deflandre et Cookson) Wall, O. eisenackii Heilmann-Clausen et Van Simayes, O. microtriainum (Klump) Islam, Pentadinium goniferum Edwards, P. laticinctum Gerlach, P. lophophorum (Benedek) Benedek et al., Phthanoperidinium distinctum Bujak, Ph. geminatum Bujak, Ph. stockmansii (De Coninck) Lentin et Williams, Pterodinium cingulatum (Wetzell) Below, Rottnestia borussica (Eisenack) Cookson et Eisenack, Samlandia chlamydophora Eisenack, Spiniferella cornuta (Gerlach) Stover et Hardenbol, Spiniferites pseudofurcatus (Klump) Sarjeant, S. ramosus (Ehrenberg) Mantell, Svalbardella clausenii Sliwinska et Head, Tectatodinium pellitum Wall, Wetzeliella articulata Eisenack. Поскольку цисты динофлагеллат выявлены лишь в одном образце из разреза, достаточно сложно четко определить стратиграфический возраст отложений. Присутствие видов Enneadocysta pectiniformis, Heteraulacacysta porosa и Costacysta bucina указывает на возраст не древнее позднего лютета, не ранее интервала диноцистовой зоны Enneadocysta pectiniformis Перитетика (~44 млн лет и меньше; Яковлева, 2017).

Силикофоссилии, выявленные в верхней части тишкинской свиты и в касьяновской свите, в целом характеризуются преобладанием спикул губок, фрагментов створок диатомовых. В тиш-

кинской свите неритические диатомеи широкого стратиграфического диапазона представлены Pseudopodosira, Anuloplicata, Radioplicata, Paralia sulcata, отмечены крупные створки Eoryxidicula sp. 1, Biddulphia sp. 2 (рис. 4, табл. 2, табл. I–VI). Среди стратиграфически важных видов – Bipalla oamaruensis (Grove et Stuart) Gleser, Distephanosira architecturalis (Brun) Gleser, Eopyxidicula charkoviana (Jousé) Blanco et Wetzel, Coscinodiscus obscurus var. concavus Gleser, Hemiaulus polycystinorum Ehrenberg.

В касьяновской свите комплекс диатомей обогашается за счет появления новых элементов – Cristodiscus succinctus (Sheshukova et Gleser) Gleser et Olshinskaya, C. duplex (Gleser) Gleser et Olshinskaya. Выше по разрезу встречены Cristodiscus brevirodiatus Gleser et Olshinskaya, Coscinodiscus heteroporus Ehrenberg, Brightwellia hyperborea Grunow, Eoryxidicula joynsonii (A. Schmidt) Blanco et Wetzel, Hemiaulus tschestnovii Pantochek, H. aff. immanis (Boyer) Hendey et Sims, Asterolampra sp. Спорадически присутствует Coscinodiscus? aff. eomopoculus, описанный Вукту (1987) из интервала наннопланктонной зоны CP12b в скважине 613, пробуренной в рейсе 95 DSDP в Атлантике у берегов штата Нью-Джерси. Рассмотренный комплекс характеризует диатомовую зону Bipalla oamaruensis зональной шкалы З.И. Глезер (1979). Реперным уровнем является появление силикофлагеллаты Corbisema hexacantha.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

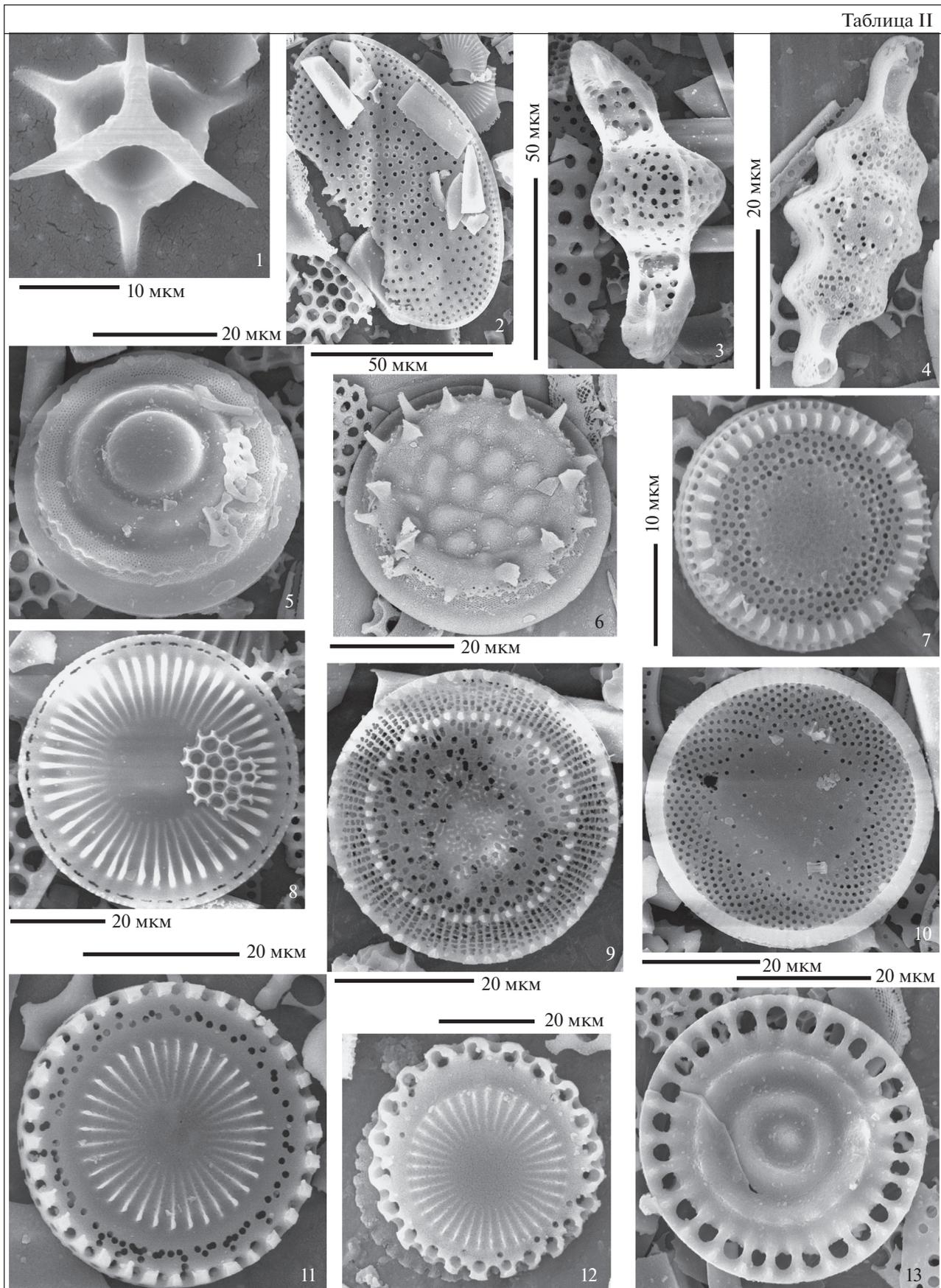
В результате проведенного микропалеонтологического анализа палеогеновых отложений скв. 5/93 (Монастырщина) и скв. 16 (Богучар) получены новые данные для уточнения стратиграфического диапазона региональных подразделений эоцена, выделяемых в рассматриваемых структурно-фациальных зонах.

Согласно нашим данным, полученным при изучении палеогеновых отложений Преддонецкой СФЗ (скв. 1238 в Ростовской области; Яковлева, Александрова, 2021), нижняя часть вёшенской свиты соответствует верхнему танету–инициальному ипру (интервал диноцистовых зон Apectodinium hyperacanthum–Axiodinium augustum). С учетом новых данных изучения диноцист в скв. 5/93 (Монастырщина) установлено, что верхняя часть вёшенской свиты включает зону Stenodinium meckelfeldense. Таким образом, об-

Таблица II. Диатомеи и силикофлагеллаты из разреза скв. 5/93 (Монастырщина).

1 – Dictyocha spinosa (Deflandre) Gleser, гл. 22.4 м; 2 – Craspedodiscus oblongus (Greville) Grunow, гл. 22.4 м; 3 – Eunotogramma weissii Ehrenberg, гл. 15.3 м; 4 – Biddulphia rigida Schmidt, гл. 22.4 м; 5 – Pseudopodosira westii (W. Smith) Sheshukova et Gleser, гл. 22.4 м; 6 – Pseudopodosira pileiformis Jousé, гл. 22.4 м; 7, 9, 10 – Distephanosira architecturalis (Brun) Gleser, гл. 22.4 м; 8 – Bipalla oamaruensis (Grove et Stuart) Gleser, гл. 15.3 м; 11 – Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve, гл. 15.3 м; 12 – Paralia crenulata (Grunow) Gleser, гл. 22.4 м; 13 – Anuloplicata concentrica (A. Schmidt) Gleser, гл. 22.4 м.

Таблица II



щий объем указанной свиты в регионе должен быть расширен и соответствовать верхнему танету—части нижнего ипра. Следует отметить, что в статье (Khokhlova et al., 1999) интервал разреза, рассматриваемый в настоящей работе в качестве вёшенской свиты (гл. 64.3—60.1 м), был отнесен к осиновским слоям; более того, в нем были обнаружены диатомеи и радиолярии среднеэоценового возраста. В ходе проведенных нами исследований в этом интервале в скв. 5/93 не было найдено диатомовых водорослей, а диноцисты четко указали на ипрской возраст пород. Скорее всего, это расхождение в данных связано с технической ошибкой в процессе лабораторной обработки проб при предыдущих исследованиях. Исходя из полученных нами данных, вёшенская свита накапливалась в прибрежных морских обстановках, близких к нормально-соленым.

Из-за редкого отбора проб в скв. 16 (Богучар) данные по палиноморфам и силикофоссилиям носят фрагментарный характер. В частности, не удалось получить данные по палиноморфам бучакской и сергеевской свит. Однако такие данные имеются для скв. 230 Северной Украины (Орешкина, Яковлева, 2007; Iakovleva, 2015; Яковлева, 2017), в которой внутри интервала бучакской и киевской свит выявлены интервалы диноцистовых зон *Costacysta bucina*, *Enneadocysta rectiniformis* и *Rhombodinium draco* лютетского—раннебартонского возраста. Также получены данные (Iakovleva, 2019) по диноцистам из стратотипа бучакской свиты в песчаном карьере Костянец

(окрестности г. Канев, Украина): здесь выявлен комплекс диноцистовой зоны *Costacysta bucina* среднего лютета, что подтверждает общее мнение украинских (Zosimovich, Shevchenko, 2014) и российских стратиграфов о лютетском возрасте бучакской свиты.

В Павловско-Кантемировской СФЗ, помимо разреза у г. Кантемировка, имеются данные по карбонатным группам для скв. 1 (Павловск), где карбонатные глины сергеевской свиты были отнесены к зоне NP16—нижней части зоны NP17 по наннопланктону и слоям с *Acarinina rotundimarginata* и *Acarinina kiewensis* по планктонным фораминиферам (Практическое..., 2005; Бугрова и др., 2016). Таким образом, сергеевская свита в Павловско-Кантемировской СФЗ соответствует части верхнего лютета—инициальному бартону ОСШ.

Согласно полученным нами данным, в разрезах скв. 16 и скв. 5/93 тишкинская и касьяновская свиты охарактеризованы диатомеями и силикофлагеллатами зоны *Vipalla oamaguensis*. При этом в разрезах Павловско-Кантемировской СФЗ (скв. 16 и разрез Кантемировка (Бугрова и др., 2016)) ей отвечает верхняя часть тишкинской свиты, тогда как в Преддонецкой СФЗ (скв. 5/93 (Монастырщина)) этой зоной охарактеризована вся тишкинская свита. В обеих СФЗ внутри касьяновской свиты фиксируется уровень появления силикофлагеллаты *Corbisema hexacantha*.

В опорном разрезе Кантемировка, содержащем диатомовые комплексы с менее информа-

стр. 61

Таблица III. Диатомеи из разреза скв. 5/93 (Монастырщина).

1 — *Actinoptochus intermedius* A. Schmidt, гл. 22.4 м; 2 — *Costopyxis costata* (Gleser) Gleser, гл. 22.4 м; 3 — *Archeomonodaceae*, гл. 22.4 м; 4 — вырост *Williamriedelia* sp., гл. 22.4 м; 5, 6 — *Xanthiopyxis globosa* Ehrenberg, гл. 22.4 м; 7 — *Clavícula polymorpha* Grunow et Pantocsek, гл. 15.3 м; 8 — *Vallodiscus* sp. 1, гл. 22.4 м; 9 — *Biddulphia tuomeyi* (Bailey) Roper, гл. 22.4 м; 10 — щетинки *Chaetoceros* spp., гл. 22.4 м; 11, 13 — *Strelnikovia?* sp., гл. 22.4 м; 12 — *Lyradiscus ellipticus* Greville, гл. 22.4 м; 14 — *Vallodiscus* sp. 3, гл. 18.4 м; 15 — *Sceletonema utriculosum* Brun, гл. 28.2 м; 16 — *Radioplicata costulata* Gleser, гл. 56.8 м; 17 — *Mastogloia splendida* (Gregory) Cleve and Moller, гл. 15.3 м.

стр. 62

Таблица IV. Силикофоссилии разреза скв. 5/93 (Монастырщина). Длина масштабной линейки 10 мкм.

1 — *Coscinodiscus obscurus* A. Schmidt var. *concaus* Gleser, гл. 18.4 м; 2, 4 — *Coscinodiscus decrescens* Grunow; 2 — гл. 28.4 м, 4 — гл. 22.4 м; 3 — *Cristodiscus succinctus* (Sheshukova et Gleser) Gleser et Olshinskaya, гл. 22.4 м; 5 — *Brightwellia coronata* (Brightwell) Ralfs, гл. 22.4 м; 6 — *Coscinodiscus argus* Ehrenberg, гл. 59 м; 7 — *Craspedodiscus coscinodiscus* Ehrenberg, гл. 22.4 м; 8 — *Pseudopyxilla composita* Gleser, гл. 22.4 м; 9 — *Hemiaulus polycystinorum* Ehrenberg, гл. 22.4 м; 10 — *Cristodiscus duplex* (Gleser) Gleser et Olshinskaya, гл. 22.4 м; 11 — *Trinacria ventricosa* Grove et Stuart, гл. 18.4 м; 12 — *Trinacria excavata* Heiberg, гл. 22.4 м; 13, 14, 15 — *Fenneria brachiata* (Brightwell) Witkowski; 13, 14 — гл. 18.4 м; 15 — гл. 22.4 м; 16 — *Anuloplicata concentrica* (A. Schmidt) Gleser, гл. 35 м.

стр. 63

Таблица V. Диатомеи и силикофлагеллаты из разреза скв. 5/93 (Монастырщина). Длина масштабной линейки 10 мкм. 1 — *Ruxilla gracilis* (Tempere et Forti) Hendey, гл. 22.4 м; 2 — *Pyrropyxilla johnsoniana* (Forti) Hendey, гл. 16.4 м; 3, 4 — *Williamriedelia claviger* (A. Schmidt) Blanco et Wetzel, 3 — гл. 18.4 м, 4 — гл. 22.4 м; 5 — *Ktenodiscus aculeiferus* (Grunow) Blanco et Wetzel, гл. 56.8 м; 6 — *Distephanus crux* (Ehrenberg) Haeckel, гл. 22.4 м; 7, 10 — *Corbisema triacantha* Ehrenberg, 7 — гл. 35 м, 10 — гл. 59 м; 8 — *Odontotropis carinata* Grunow, гл. 22.4 м; 9 — *Corbisema exilis* Bukry, гл. 22.4 м; 11 — *Naviculopsis constricta* (Schulz) Frenguelli, гл. 59 м; 12, 17 — *Dictyochoa byronalis* Bukry, 12 — гл. 18.4 м, 17 — гл. 28.2 м; 13 — *Corbisema hexacantha* (Schulz) Deflandre, гл. 22.4 м; 14, 15 — *Corbisema spinosa* Deflandre, 14 — гл. 22.4 м, 15 — гл. 59 м; 16 — *Dictyochoa* sp., гл. 18.4 м; 18 — *Bachmannocena apiculata apiculata* (Schulz) Bukry, гл. 28.2 м.

Таблица III

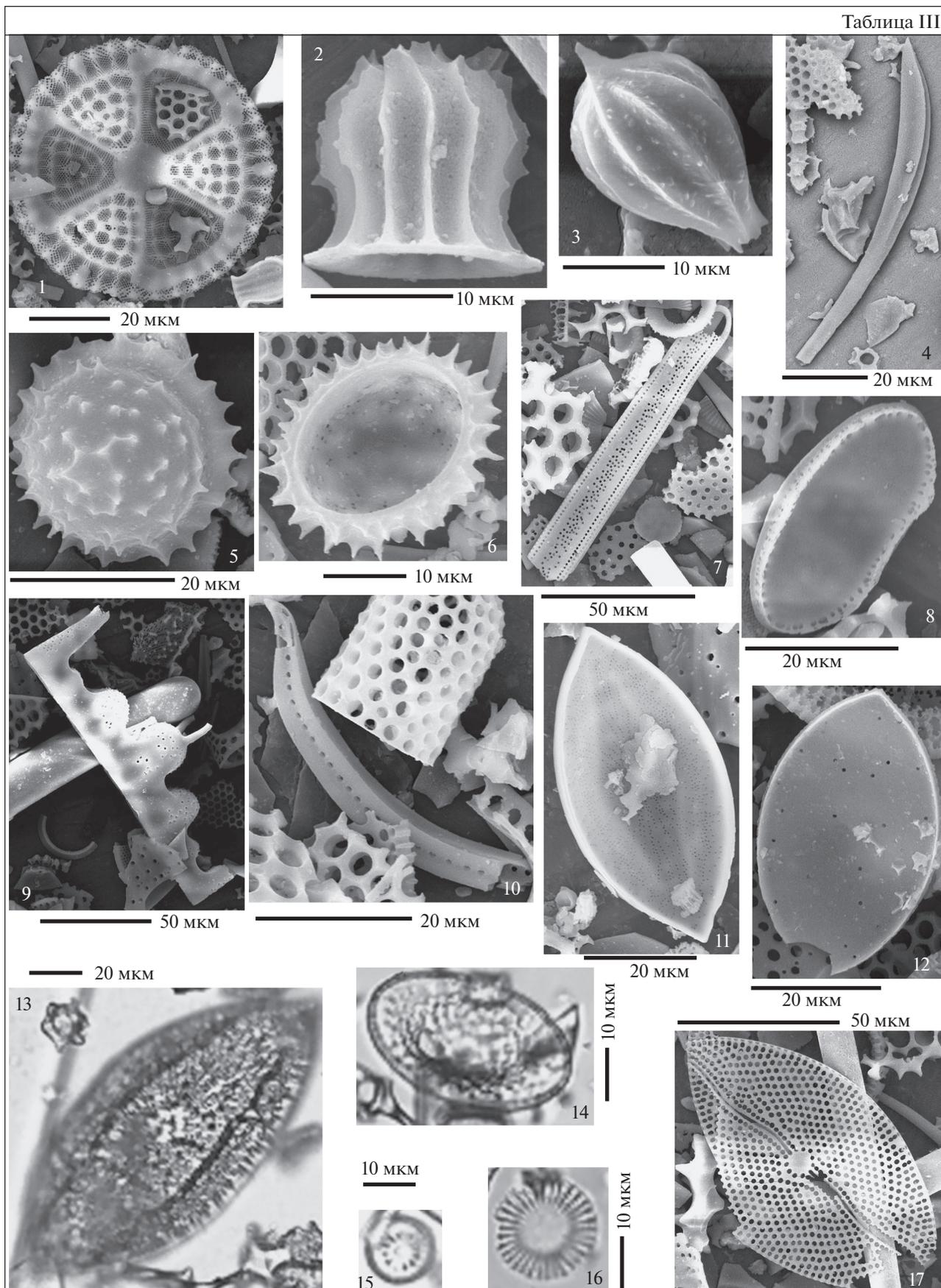


Таблица IV

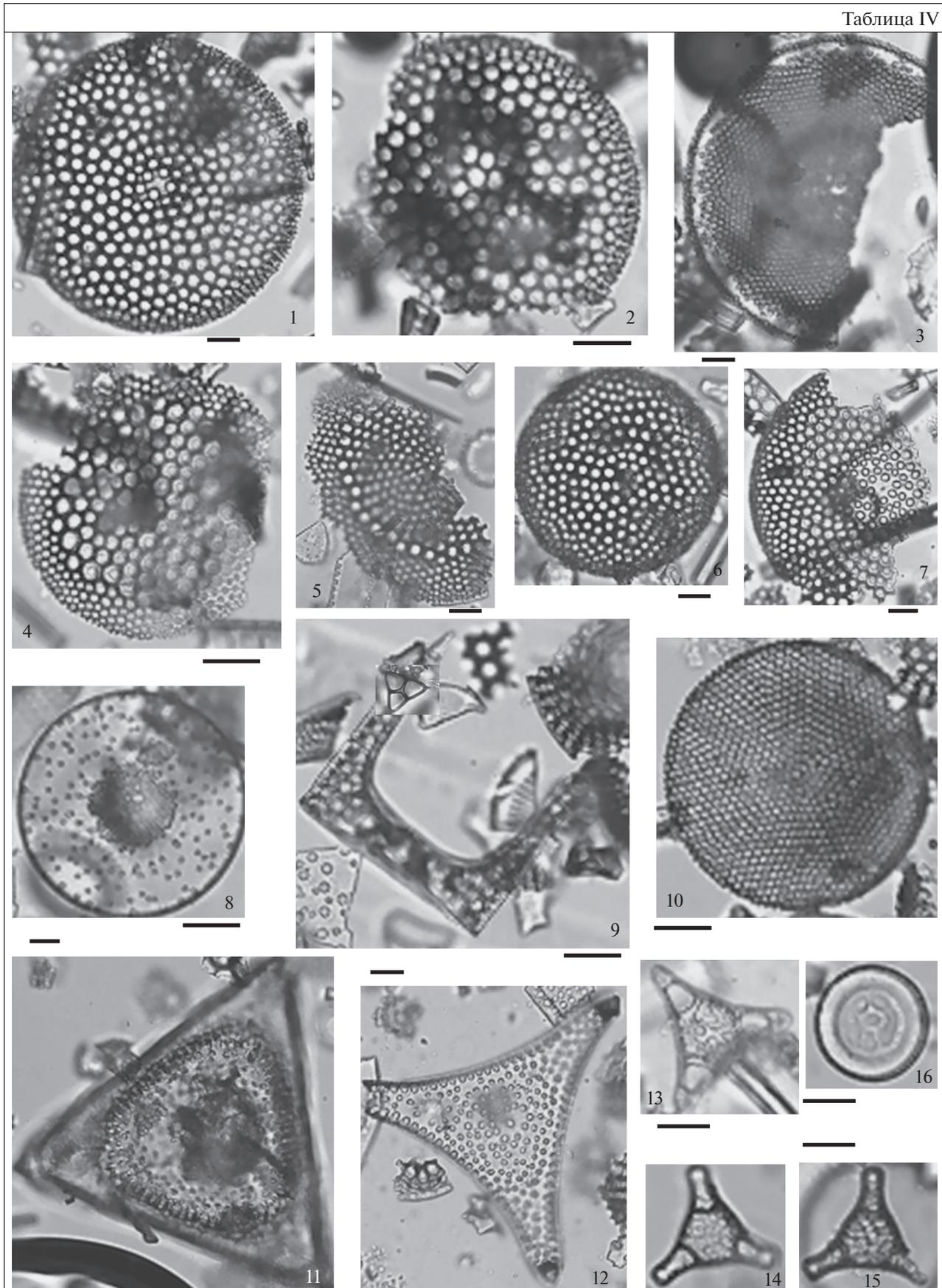


Таблица V

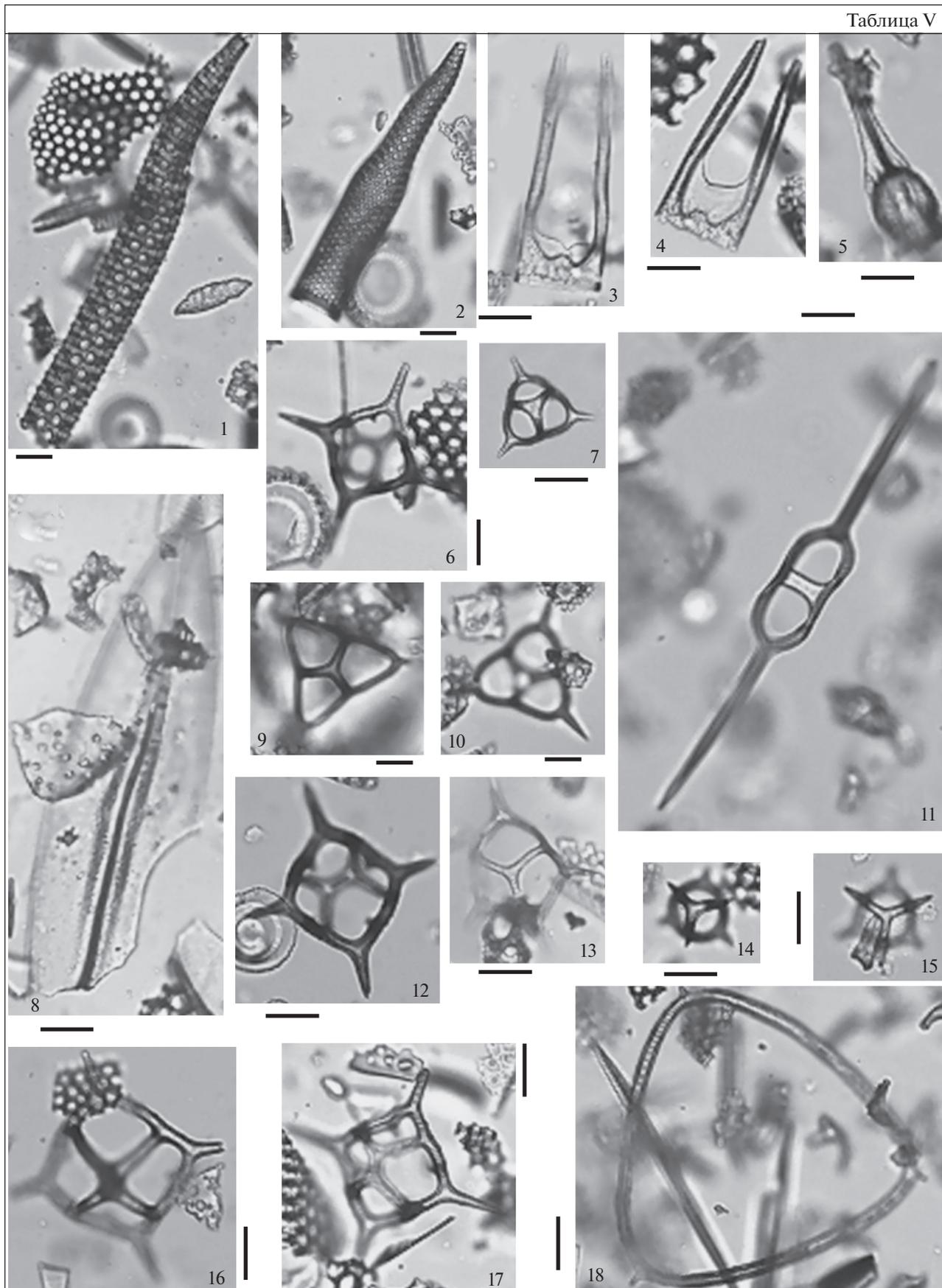
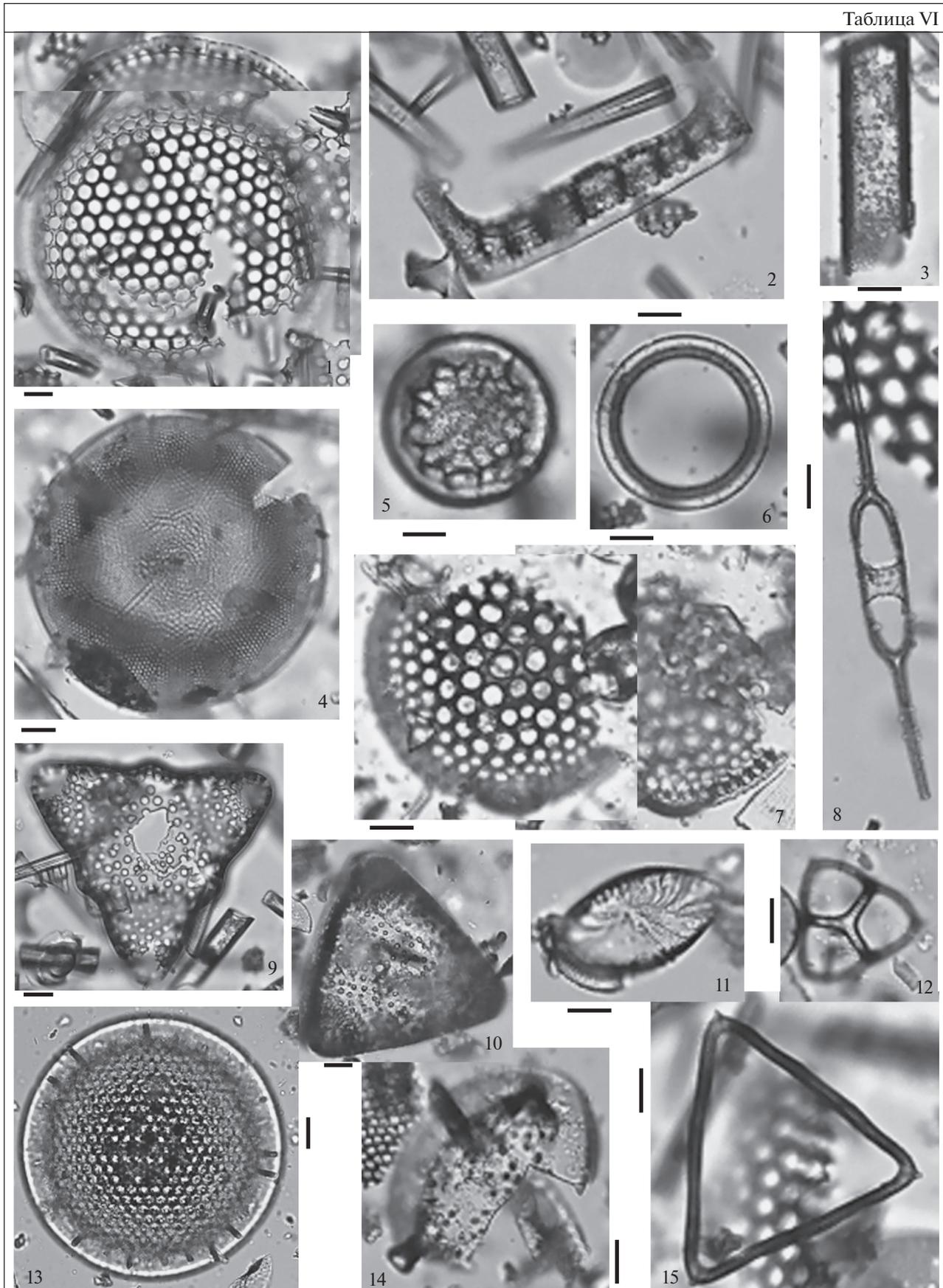


Таблица VI



← **Таблица VI.** Диатомеи и силикофлагеллаты из разреза скв. 16 (Богучар). Длина масштабной линейки 10 мкм.

1 – *Eopyxidicula* sp. 1, гл. 45 м; 2 – *Hemiaulus polymorphus* var. *charkovianus* Jousé, гл. 45 м; 3 – *Melosira goretzkii* Tschermis-inova, гл. 22 м; 4 – *Aulacodiscus cellulosus* Grove et Stuart, гл. 25 м; 5 – *Liradiscus barbadensis* Greville, гл. 22 м; 6 – *Pseudopodosira hyalina* Jousé, гл. 25 м; 7 – *Coscinodiscus* cf. *eomonoculus* Bukry, гл. 31 м; 8 – *Naviculopsis foliacea* Deflandre, гл. 25 м; 9 – *Sheshukovia flos* (Ehrenberg) Fenner, гл. 45 м; 10 – *Sheshukovia* sp. 1, гл. 25 м; 11 – *Valloodiscus* sp. 3, гл. 25 м; 12 – *Corbisema apiculata* (Lemmermann) Hanna, гл. 31 м; 13 – *Eopyxidicula joynsonii* (A. Schmidt) Blanco et Wetzel, гл. 20 м; 14 – *Biddulphia* sp. 1, гл. 25 м; 15 – *Bachmannocena apiculata apiculata* (Schulz) Bukry, гл. 45 м.

тивным, обедненным составом, верхняя часть тишкинской свиты соответствует нижней части диатомовой зоны *Vipalla oamaruensis* и радиоляриевым зонам *Cyrtophormis alta* и *Ethmosphaera polysiphonia* (Khokhlova et al., 1999; Бугрова и др., 2016). Последние датируются поздним лютетом–бартоном (Козлова, 1999), что согласуется с отношением свиты к наннопланктонной зоне ?CNE14 шкалы Agnini et al. (2014) (Мусатов, 2020). Однако данные по фораминиферам свидетельствуют уже о бартонском возрасте базальных горизонтов тишкинской свиты (Бугрова и др., 2016).

В изученном нами в Павловско-Кантемировской СФЗ разрезе скв. 16 (Богучар) в основании тишкинской свиты установлен таксономически разнообразный комплекс диноцист, который по присутствию стратиграфически значимых видов *Eneadocysta pectiniformis*, *Heteraulacacysta porosa* и *Costacysta bucina* условно можно отнести к диноцистовой зоне *Eneadocysta pectiniformis* среднего эоцена Перитетиса (не древнее ~44 млн лет; Яковлева, 2017). Следует отметить, что на крайнем востоке Преддонецкой СФЗ на стыке с Поволжско-Прикаспийским субрегионом в скв. 13 (Котельниково) первое присутствие *Eneadocysta pectiniformis* зафиксировано в верхней части тишкинской свиты (Александрова и др., 2011), тогда как на севере Украины это событие выявлено стратиграфически ниже – в верхней части бучакской свиты (Iakovleva, 2015; Яковлева, 2017), а в разрезе Актумсук на плато Устюрт – на уровне зоны CP13b (Яковлева и др., 2019). При этом совместная встречаемость в разрезе Актумсук данного таксона, а также *Heteraulacacysta porosa*, *Costacysta bucina*, присутствующих в основании тишкинской свиты в скв. 16, приурочена к бартону (терминальная часть зоны CP14a), а в скв. 13 (Котельниково) они имеют разорванный диапазон распространения. На наш взгляд, такие расхождения обусловлены особенностями палеообстановок в различных частях Перитетиса.

На смежной территории Преддонецкой СФЗ, по нашим данным (скв. 5/93 (Монастырщина)), зафиксирован перерыв между вёшенской и тишкинской свитами, объем которого, вероятно, охватывает большую часть ипра и лютета. Согласно предыдущим исследованиям скв. 5/93 (Khokhlova et al., 1999) (рис. 6), в средней части тишкинской свиты установлен бедный комплекс наннопланктона, который может быть отнесен к верхней части зоны CP13 или к зоне CP14a (Okada, Bukry, 1980).

Особенностью разреза является отсутствие радиолярий в тишкинской свите. Их присутствие отмечено только начиная с подошвы касьяновской свиты (Khokhlova et al., 1999). Скорее всего, это обусловлено неблагоприятными для их захоронения палеообстановками, с широким развитием нехарактерных для тишкинской свиты песчаных фаций. Последнее, по мнению Горбаткиной и Иосифовой (2004), присуще участкам размыва бучакских и каневских отложений.

Таким образом, по имеющимся и полученным нами данным, стратиграфический диапазон тишкинской свиты, относящейся к нижней части зоны *Vipalla oamaruensis*, может быть ограничен терминальной частью лютета–бартоном.

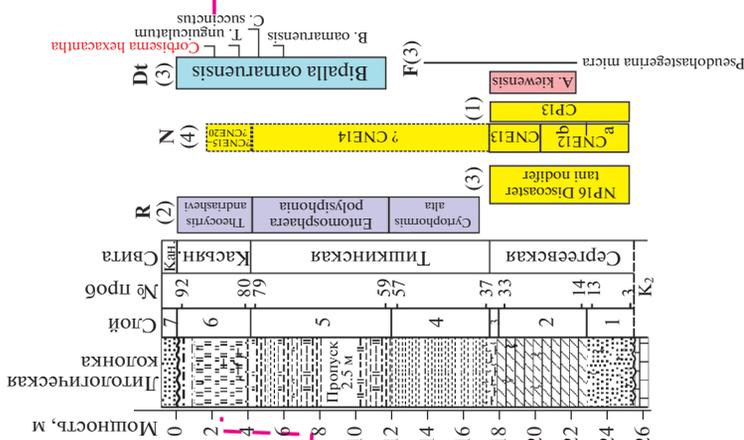
Касьяновская свита относится к верхней части зоны *Vipalla oamaruensis* с уровнем появления *Corbisema hexacantha*, в Павловско-Кантемировской и Преддонецкой структурно-фациальных зонах она сопоставляется с радиоляриевой зоной *Theocyrtes andriashevi* приабона, установленной в верхнеэоценовой белоглинской свите (Козлова, 1999). Обедненный комплекс нерасчлененных зон по радиоляриям *Cyrtophormis alta*–*Ethmosphaera polysiphonia*, установленный (Khokhlova et al., 1999) в подошве касьяновской свиты в Преддонецкой СФЗ (скв. 5/93), на наш взгляд, является перетолженным, что подтверждается характером вмещающих пород с признаками перемыва. Приабонский возраст касьяновской (=обуховской) свиты палинологически обоснован и в разрезе Пасеково Павловско-Кантемировской СФЗ (Шпуль, 2005).

Хотя диатомовые ассоциации из тишкинской и касьяновской свит близки по составу, в последней отмечено присутствие новых элементов – *Cosmodiscus breviradiatus*, *Triceratium unguiculatum*, а также силикофлагеллаты *Corbisema hexacantha*. Стратиграфический диапазон последнего вида, по имеющимся данным для донных осадков океана, оценивается как интервал NP15 (верхи)–NP19/20 (Locker, 1996). Учитывая, что касьяновской свите соответствует радиоляриевая зона *Theocyrtes andriashevi*, появление вида *C. hexacantha* в рассматриваемом палеобассейне происходило значительно позже, чем в океанических осадках.

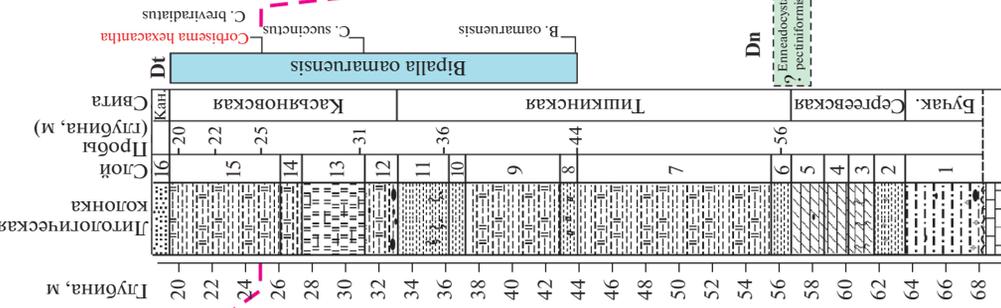
Приабонский возраст верхней части зоны *Vipalla oamaruensis* подтверждается комплексным изучением обуховской свиты, фациального аналога касьяновской свиты в украинских разрезах

Отдел	Ярус	Матрихорон	Агини et al., 2014		Зоны по динопицстам Перитуса (Яковлева, 2017)	Зоны по радиolariям Воронжской (Анхенки, 1999)	Зоны по динотоксам Северного Перитуса (Орпина, Ахметжанова, 2017, личная работа)	Зоны по перифрикам видов <i>Corbisema hexacantha</i> (личная работа)	Свиты, слои (данная работа)						
			Полнрность	Матрихорон											
Палеоцен	Танетский	Ярус	C13	NP21	CP16	CNE21	Не установлены	<i>Corbisema hexacantha</i>	Свиты, слои						
										C15	NP19-20	CP16	CNE20	Не установлены	Свиты, слои
										C16	NP18	CP15	CNE19	Не установлены	Свиты, слои
										C17	NP17	CP14	CNE18	Не установлены	Свиты, слои
													CNE17	Не установлены	
													CNE16	Не установлены	
										C18	NP16	CP14	CNE15	Не установлены	Свиты, слои
													CNE14	Не установлены	
													CNE13	Не установлены	
										C19	NP16	CP13	CNE12	Не установлены	Свиты, слои
CNE11	Не установлены														
CNE10	Не установлены														
Эоцен	Лютетский	Ярус	C20	NP15	CP13	CNE11	Не установлены	<i>Corbisema spinoza</i>	Свиты, слои						
										C21	NP14	CP12	CNE9	Не установлены	Свиты, слои
										C22	NP13	CP11	CNE5	Не установлены	
										C23	NP12	CP10	CNE4	Не установлены	Свиты, слои
													CNE3	Не установлены	
													CNE2	Не установлены	
										C24	NP10	CP9	CNE1	Не установлены	Свиты, слои
													CNE1	Не установлены	
													CNE1	Не установлены	
										C25	NP8	CP7	CNP9	Не установлены	Свиты, слои
CNP10	Не установлены														
CNP10	Не установлены														

Разрез Кантемировка



Скв. 16 (Богучар)



Скв. 5/93 (Монастырщина)

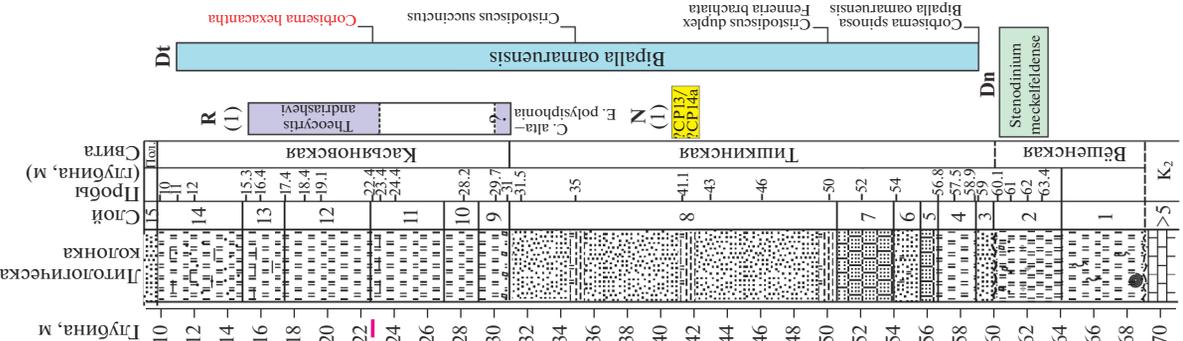


Рис. 6. Корреляция зональных подразделений по разным группам микрофоссилий (показано цветом) в изученных разрезах скв. 5/93 (Монастырщина), скв. 16 (Богучар), в опорном разрезе Кантемировка с региональными зональными шкалами и МСШ по версии Agnini et al. (2014) и предполагаемый возраст региональных литостратонов. Пунктиром показан уровень появления силикофлагеллаты *Corbisema hexacantha*. Использованы данные: Khokhlova et al., 1999 (1); Козлова, 1999 (2); Бугрова и др., 2016 (3); Мусатов, 2020 (4). Условные обозначения см. на рис. 3. Сокращения: зоны по диноцистам: Rh. – *Rhombodinium*, Och.rom./S.chl. – *Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora*, E. – *Eatonicysta*, Ch. – *Charlesdownea*, Dr. – *Dracodinium*, D. – *Deflandrea*, A. – *Axioidinium*; зоны по радиоляриям: T – *Theocyrtis*, C – *Cyrtophormis*; зоны по диатомеям: M. – *Moisseevia*, H. – *Hemiaulus*; зоны по фораминиферам: A. – *Acarinina*; F – планктонные фораминиферы, N – наннопланктон, R – радиолярии, Dt – диатомовые водоросли, Dn – диноцисты; Олиг. – олигоцен, Кан. – кантемировская свита; Пол. – полтавская свита.

(Зосимович и др., 2009), а также данными по разрезу скв. 57 Прикаспия, где верхняя часть зоны *Vipalla oamaguensis* установлена в интервале диноцистовых зон *Reticulatosphaera actinocoronata* и *Rhombodinium perforatum* приабона (Орешкина и др., 2015). На смежной территории Северной Украины в скв. 230 (Стрелечье, Харьковская область), по нашему мнению, представлена только самая верхняя часть зоны *V. oamaguensis*, охарактеризованная комплексом радиолярий зоны *Heterosestrum shabalkini* (Радионова и др., 1994) и диноцистовой зоной *Talladinium? angulosum* приабонского возраста (Яковлева, 2017).

Таким образом, общий стратиграфический диапазон зоны *Vipalla oamaguensis* в Павловско-Кантемировской и Преддонецкой структурно-фациальных зонах соответствует терминальному лютету–раннему приабону. Такой широкий стратиграфический интервал зоны и невозможность на текущий момент времени уверенного выделения более дробных подразделений внутри зоны *Vipalla oamaguensis* связаны с нестабильными обстановками в краевых частях эпиконтинентальных бассейнов, где реперные виды диатомей появляются на разных стратиграфических уровнях в зависимости от фациальных обстановок. Экологическая структура диатомовых ассоциаций из тишkinsкой и касьяновской свит с преобладанием неритических видов характеризует краевые участки палеобассейна. Присутствие практически по всему разрезу эоцена обломков створок диатомей и спикул губок говорит об активном гидрологическом режиме в регионе в течение среднего эоцена и части позднего эоцена. Спецификой рассматриваемого комплекса также является доминирование вида *Distephanosira architecturalis*, видов рода *Pseudopodosira* и относительно низкое содержание вида *Paralia sulcata*. Стабильное присутствие силикофлагеллат отражает условия нормальной морской солёности.

Тщательное изучение разрезов скважин показало, что в касьяновской свите отмечается присутствие новых элементов – *Cosmidiscus brevisdiatus*, *Triceratium unguiculatum*. Также в качестве относительно стабильного реперного уровня можно рассматривать появление силикофлагеллаты *Corbisema hexacantha* в касьяновской свите на уровне радиоляриевой зоны *Theocyrtis andria-*

shevi, что позволяет фиксировать уровень нижней границы приабона.

Таким образом, исходя из всех имеющихся на данный момент микропалеонтологических данных по региону, можно предположить, что сергеевская свита соответствует верхнему лютету, тишkinsкая – терминальному лютету–бартону, а касьяновская – низам приабона.

Полученные микропалеонтологические данные позволили выявить различия в строении палеогеновых толщ в Павловско-Кантемировской и Преддонецкой структурно-фациальных зонах (рис. 6). Разрезы Павловско-Кантемировской СФЗ (Кантемировка, скв. 1 (Павловск) и скв. 16 (Богучар)) характеризуются четкой последовательностью литостратонов лютета–бартона–приабона с присутствием карбонатных фаций (сергеевская свита). В Преддонецкой СФЗ происходит наращивание стратиграфического объема палеогена (бузиновская и вёшенская свиты верхнего танета–нижнего ипра), значительное возрастание мощностей тишkinsкой и касьяновской свит за счет увеличения терригенной составляющей, отсутствуют позднейпрские–большая часть лютетских пород. Возможно, для Преддонецкой СФЗ следует вернуться к предложению Горбаткиной и Иосифовой (2004) о выделении здесь самостоятельного подразделения, соответствующего объему сергеевской и тишkinsкой свит в соседней Павловско-Кантемировской СФЗ.

ВЫВОДЫ

Впервые в Преддонецкой СФЗ выявлена диноцистовая зона *Stenodinium meckelfeldense*, что позволило уточнить стратиграфический объем вёшенской свиты, расширив его от танета до нижнего ипра. В основании тишkinsкой свиты разреза скв. 16 (Богучар) определен таксономически разнообразный комплекс диноцист с *Enneadocysta pectiniformis*, *Heteraulacacysta rogoza* и *Costacysta bucina*, что позволяет с некоторой долей условности отнести основание этой свиты к зоне *Enneadocysta pectiniformis* верхнего лютета.

В тишkinsкой и касьяновской свитах обеих СФЗ установлена диатомовая зона *Vipalla oamaguensis*, охватывающая интервал от терминального лютета до раннего приабона. Этот возрастной диапа-

зон примерно соответствует объему этой зоны в региональной схеме (Ахметьев, Беньямовский, 2003). Более дробное деление этого интервала с привязкой к Международной шкале требует дальнейшего подтверждения по другим группам планктона, которые в настоящее время не выявлены.

Выделенные комплексы силикофоссилий и палиноморф характеризуют краевые участки палеобассейна с активным гидрологическим режимом. Присутствие силикофлагеллат и состав комплексов цист динофлагеллат указывают на нормальную соленость.

Проведенная биостратиграфическая корреляция разрезов наглядно демонстрирует сложную ситуацию в решении вопроса соотношения карбонатных, кремневых и органикостенной групп микрофоссилий и различия в строении палеогеновых толщ. Актуальной задачей по-прежнему остаются поиск и комплексное изучение более насыщенных микропалеонтологическими остатками разрезов палеогена в южной части Русской плиты.

Благодарности. Авторы признательны Э.М. Бугровой за образцы керн скв. 16 (Богучар), Э.П. Радионовой за материалы по скв. 5/93 (Монастырщина), С.В. Гришину за помощь в лабораторной обработке проб, Н.В. Горьковой за съемку в сканирующем электронном микроскопе. Важные для нас рекомендации и замечания Е.Б. Пещевицкой и С.В. Наугольных дали возможность значительно улучшить содержание статьи.

Источники финансирования. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН и гранта РФФИ № 18-05-00505.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Запорожец Н.И., Застрожнов А.С., Застрожнов С.И., Табачникова И.П., Орешкина Т.В., Закревская Е.Ю.* Палеоген юго-запада Волгоградской области (скв. 13, Гремячинская площадь). Статья 1. Биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 3. С. 70–95. <https://doi.org/10.1134/S0869593811030014>
- Александрова Г.Н., Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Радионова Э.П.* Диатомеи и диноцисты в интервале позднего палеоцена–раннего эоцена в биокремнистых фациях Среднего Зауралья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 4. С. 68–94.
- Александрова Г.Н., Орешкина Т.В., Яковлева А.И.* Актуализация региональной стратиграфической схемы палеогена юга Русской плиты: проблемы и пути решения // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы конференции “XII Научные чтения, посвященные памяти проф. М.В. Муратова”. М.: МГРИ-РГГРУ, 2020. С. 3–5.
- Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Вып. 5. С. 40–51.
- Бугрова Э.М., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П., Рябоконт Т.С., Радионова Э.П.* Опорный разрез Кантемировка палеогена Воронежского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 78–100.
- Глезер З.И.* Диатомовые водоросли палеогена // Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Л.: Наука, 1974. Т. 1. С. 109–146.
- Глезер З.И.* Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геол. 1979. № 11. С. 19–30.
- Глезер З.И., Шешукова-Порецкая В.С.* Позднеэоценовые диатомовые, золотистые и перидиниевые водоросли и эбриидеи северо-восточной окраины Украинского кристаллического массива // Палеонтол. сборник. 1968. Вып. 1. № 5. С. 117–123.
- Глезер З.И., Шешукова-Порецкая В.С.* К истории формирования позднеэоценовой морской диатомовой флоры Украины // Вестник Ленинградского ун-та. 1969. № 9. С. 60–73.
- Глезер З.И., Зосимович В.Ю., Ключников М.Н.* Диатомовые водоросли палеогеновых отложений бассейна Северный Донец и их стратиграфическое положение // Палеонтол. сборник. 1965. Вып. 2. № 2. С. 73–83.
- Горбаткина Т.Е., Иосифова Ю.И.* Новые стратиграфические подразделения палеогена Воронежской антеклизы – воробьевская и пасековская свиты // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2004. № 2. С. 28–44.
- Жузе А.П.* Диатомовые третичных отложений // Диатомовый анализ. М.–Л.: Госгеолиздат, 1949. Т. 1. С. 114–144.
- Заклинская Е.Д.* Описание пыльцы и спор некоторых видов растений полярной тундры. Описание некоторых видов пыльцы и спор, выделенных из третичных отложений Пасековского карьера Воронежской области // Труды ГИН АН СССР. Сер. геол. 1953. Вып. 142. № 59. 119 с.
- Запорожец Н.И.* Палинологические комплексы кумского горизонта среднего эоцена Кавказа и его возрастных аналогов в сопредельных регионах // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 83–103.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России. Ред. Корень Т.Н. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
- Зосимович В.Ю., Ольштинська О.П., Рябоконт Т.С. и др.* Особливості складу і датування середньо-верхньоеоценових відкладів зони зчленування Дніпровсько-Донецької западини та окраїн Донбасу // Ископаемая фауна и флора Украины: палеоэкологический и стратиграфический аспекты. Киев: ИГН НАН Украины, 2009. С. 262–276.
- Козлова Г.Э.* Практическое руководство по микрофауне России. Том 9. Радиоларии палеогена бореальной области России. СПб.: ФГУП ВНИГРИ, 1999. 312 с.
- Крашенинников В.А., Ахметьев М.А.* Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть I. М.: ГЕОС, 1996. 314 с.
- Курлаев В.И., Ахлестина Е.Ф.* Палеоген Среднего и Нижнего Поволжья. Деп. в ВИНТИ, № 8856 В88. 1988. 204 с.
- Леонов Г.П.* Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1961. 552 с.

- Мусатов В.А.* Лютет или бартон? Возраст сергеевской свиты по наннопланктону в опорном разрезе “Кантемировка” Воронежской антеклизы и корреляция с сопредельными регионами // Недра Поволжья и Прикаспия. 2020. Вып. 98. С. 4–26.
- Николаева И.А., Бугрова Э.М., Глезер З.И., Табачникова И.П., Александрова Г.Н., Яковлева А.И., Закревская Е.Ю.* Палеогеновая система // Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. С. 172–192.
- Ольштынская А.П.* Диатомовые водоросли стратотипического разреза тишкинской свиты // Геол. журн. 1976. Т. 36. Вып. 4. С. 148–151.
- Ольштынская А.П.* Позднеэоценовые диатомовые водоросли и силикофлагеллаты северо-востока Украины // Геол. журн. 1977. Т. 37. Вып. 3. С. 46–52.
- Ольштынская А.П.* Диатомовые водоросли верхнего эоцена северо-восточной Украины и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1978а. 21 с.
- Ольштынская А.П.* Новые диатомовые водоросли позднего эоцена Украины // Палеонтол. сборник. 1978б. № 15. С. 75–79.
- Ольштыньска О.П.* Сучасний стан вивченості кайнозойських діатомових водоростей в Україні // Біостратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем фанерозою України. Київ: ІГН НАН України, 2008. С. 351–359.
- Орешкина Т.В., Александрова Г.Н.* Палеонтологическая характеристика палеоэоцена—нижнего эоцена Ульяновско-Сызранской структурно-фациальной зоны Поволжско-Прикаспийского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 3. С. 73–98.
- Орешкина Т.В., Яковлева А.И.* Новые данные по палеонтологической характеристике отложений киевской и обуховской свит северного борта Днепровско-Донецкой впадины (скв. 230, пос. Стрелечье) // Палеонтологічні дослідження в Україні. Відп. ред. Гожик П.Ф. Київ: Нора-прінт, 2007. С. 233–237.
- Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Шербинина Е.А.* Комплексный микропалеонтологический анализ эоценовых отложений восточного Прикаспия (скв. 57, шубарсайская мульда, Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 1. С. 42–80.
- Палатная А.П.* Новые данные о диатомовых водорослях стратотипического разреза касьяновской свиты // Геол. журн. 1976. Т. 36. Вып. 2. С. 144–147.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 32. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. С. 18–20.
- Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. Ред. Бугрова Э.М. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.
- Радионова Э.П., Орешкина Т.В.* Проблема границы среднего—верхнего эоцена в разрезах северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины. Проблемы обоснования региональных стратонев фанерозоя Украины // Материалы XXXVII сессии Палеонтологического общества НАН Украины. Киев, 2016. С. 84–85.
- Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н.* Эоценовые отложения северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины (зональная стратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 85–102.
- Радьков В.М., Паничев В.В., Богданов В.М., Шевченко Л.Н., Мишакова Н.Т., Молотков Л.С., Черкашин Д.Н. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200000 на площади листов М-37-ХVII, XI (Павловск, Бобров) за 1999–2001 г.г. (Воронежская область), в 5 книгах и 2 папках. Воронеж, 2002.
- Семенов В.П.* Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1965. 279 с.
- Стратиграфический кодекс России. Ред. Жамойда А.И. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 1991. 312 с.
- Успенская Ю.М.* Современное состояние изучения микрофлоры и микрофауны харьковского яруса Днепровско-Донецкой впадины // Ученые записки Харьковского ун-та. 1950. Т. 10. С. 71–74.
- Чигуряева А.А.* Атлас микроспор из третичных отложений СССР. Харьков: Изд-во Харьковского гос. ун-та, 1956. 261 с.
- Шешукова-Порецкая В.С., Глезер З.И.* Новые виды морских палеогеновых диатомовых водорослей УССР // Новости систематики низших растений. М.—Л.: Наука, 1964. С. 78–92.
- Шуль В.Г.* Споры и пыльца кантемировской и журавкинской свит верхнего палеогена Среднего Дона // Сб. студенческих научн. работ Воронежского гос. ун-та (естественные науки). Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1972. С. 70–73.
- Шуль В.Г.* Палинологическая характеристика стратотипического разреза эоцен-олигоценых отложений в окрестностях с. Сергеевки бассейна р. Россошь // Современные проблемы геологии. Материалы юбилейной научн. сессии геол. ф-та Воронежского гос. ун-та. Воронеж, 1998. С. 19–20.
- Шуль В.Г.* Новые данные по фитостратиграфии эоцен-олигодена юго-восточного склона Воронежской антеклизы // Вестник Воронежского гос. ун-та. Сер. Геология. 2005. № 1. С. 55–70.
- Шуль В.Г.* Фитостратиграфия эоцена северо-восточного склона Воронежской антеклизы // Проблемы биостратиграфии нижнего протерозоя и фанерозоя Украины. Збірник наукових праць. Інституту геологічних наук. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, 2006. С. 208–214.
- Шуль В.Г.* Эоцен-олигocenовые флоры Воронежской антеклизы по данным палинологических исследований // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Киев: Ін-т геологічних наук НАН України, 2007. С. 255–260.
- Шуль В.Г.* Палиностратиграфия палеоэоцена—нижнего эоцена северо-восточного склона Воронежской антеклизы // Биосферные основы построения стратиграфических схем фанерозоя Украины. Материалы XXXI сессии палеонтологического общества НАН Украины, 19–22 мая 2008 г., Симферополь. Киев: Ін-т геологічних наук НАН України, 2008. С. 144–149.
- Шуль В.Г.* Палеоэоцен-эоценовые флоры Воронежской антеклизы по данным палинологических исследований // Викопа фауна і флора України: палеоэко-

- логічний та стратиграфічний аспекти. Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, 2009. С. 220–225.
- Шкуль В.Г.* Значение палинологии для обоснования региональных стратиграфических подразделений палеогена Воронежской антеклизы // Эволюция жизни на Земле. Материалы 4-го Международного симпозиума. Томск, 2010. С. 426–429.
- Яковлева А.И.* Детализация эоценовой диноцистовой шкалы для восточного Перитетиса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 32–48.
- Яковлева А.И., Щербинина Е.А., Музылев Н.Г., Александрова Г.Н.* Диноцисты среднего–верхнего эоцена разреза Актумсук, Устюрт, Узбекистан: биостратиграфия и палеообстановки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 6. С. 78–102.
- Яковлева А.И., Александрова Г.Н.* Палеоген Предднепровской моноклинали и его палинологическая характеристика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 1. С. 59–98.
- Agnini C., Backman J., Boscolo-Galazzo F., Condon D.J., Fornaciari E., Galeotti S., Giusberti L., Grandesso P., Lanci L., Luciani V., Monechi S., Muttoni G., Pälike H., Pampaloni M.L., Papazzoni C.A., Pearson P.N., Pignatti J., Premoli Silva I., Raffi I., Rio D., Rook L., Sahy D., Spofforth D.J.A., Stefani C., Wade B.S.* Proposal for the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Priabonian Stage (Eocene) at the Alano section (Italy) // Episodes. 2020. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020074>
- Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälike H., Backman J., Rio D.* Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // Newslett. Stratigr. 2014. V. 47. P. 131–181.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. III, Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation. Eds. Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.-P., Hardenbol J.A. SEPM Spec. Publ. 1995. V. 54. P. 129–212.
- Blanco S., Wetzel C.E.* Replacement names for botanical taxa involving algal genera // Phytotaxa. 2016. V. 266. № 3. P. 195–205. <https://doi.org/10.11646/phytotaxa.266.3.3>
- Brinkhuis H.* Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1994. V. 107. № 1–2. P. 121–163.
- Bukry D.* Eocene siliceous and calcareous phytoplankton, Deep Sea Drilling Project Leg 95 // Init. Repts. DSDP. 1987. V. 95. P. 395–415.
- Crouch E.M., Brinkhuis H.* Environmental change across the Paleocene–Eocene transition from eastern New Zealand: a marine palynological approach // Mar. Micropaleontol. 2005. V. 56. P. 138–160.
- Iakovleva A.I.* Middle-Late dinoflagellate cysts from NE Ukraine (Borehole No 230, Dnepr-Donets Depression): stratigraphic and paleoenvironmental approach // Acta Palaeobot. 2015. V. 55. № 1. P. 19–51.
- Iakovleva A.I.* *Carpatella rossica* sp. nov., a new Late Paleocene-Eocene dinoflagellate species from European Russia and Ukraine // Acta Palaeobot. 2019. V. 59. № 2. P. 277–288.
- Iakovleva A.I., Heilmann-Clausen C.* Early and middle Eocene dinoflagellate cysts from the Aktulagay section, Kazakhstan // Palynology. 2020. <https://doi.org/10.1080/01916122.2019.1705933>
- Khokhlova I.E., Radionova E.P., Beniamovskii V.N., Shcherbinina E.K.* Eocene stratigraphy of key sections of the Dnieper-Donets Depression based on calcareous and siliceous microplankton // Geodiversitas. 1999. V. 21. № 3. P. 453–476.
- Locker S.* Cenozoic siliceous flagellates from the Fram Strait and the east Greenland margin: biostratigraphic and paleoceanographic results // Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results. Eds. Thiede J. et al. 1996. V. 151. P. 101–124.
- Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. II Planktonic Conference. Roma, 1970. P. 739–785.
- Okada H., Bukry D.* Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975) // Mar. Micropaleontol. V. 5. № 3. P. 321–325.
- Popova I.M., Baumgartner P.O., Guex J., Tochilina S.V., Glezer Z.I.* Radiolarian biostratigraphy of Paleogene deposits of the Russian Platform (Voronezh Anticline) // Geodiversitas. 2002. V. 24. № 1. P. 7–59.
- Powell A.J., Brinkhuis H., Bujak J.P.* Upper Paleocene-lower Eocene dinoflagellate cyst sequence biostratigraphy of southeast England // Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. V. 101. P. 145–183.
- Radionova E.P., Beniamovskii V.N., Iakovleva A.I., Muzylöv N.G., Oreshkina T.V., Shcherbinina E.A., Kozlova G.E.* Early Paleogene transgressions: stratigraphical and sedimentological evidence from the northern Peri-Tethys // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2003. V. 369. P. 239–261. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2369-8.239>
- Sluijs A., Pross J., Brinkhuis H.* From greenhouse to icehouse: organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene // Earth-Sci. Rev. 2005. V. 68. P. 281–315.
- Williams G.L., Fensome R.A., MacRae R.A.* The Lentini and Williams index of fossil dinoflagellates 2017 edition // Am. Assoc. Stratigraphic Palynologists Contrib. Ser. 2017. № 48.
- Witkowski J., Bohaty S.M., Edgar K.M., Harwood D.M.* Rapid fluctuations in mid-latitude siliceous plankton production during the Middle Eocene Climatic Optimum (ODP Site 1051, western North Atlantic) // Mar. Micropaleontol. 2014. № 106. P. 110–129.
- Zosimovich V.Yu., Shevchenko T.V.* Development stages of Paleogene sedimentary basins of Northern Ukraine // Сб. научных трудов Института геологических наук Украины. 2014. Т. 7. С. 83–100.

Рецензенты Е.Б. Пещевицкая, С.В. Наугольных

Silicofossils and Dinocysts of Lower Paleogene Siliceous-Terrigenous Deposits, South Russian Plate, and Their Significance for Age Determination of Sedimentary Sequences

T. V. Oreshkina^{a, #}, A. I. Iakovleva^a, and G. N. Aleksandrova^a

^a*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: oreshkina@ginras.ru*

Eocene silicofossils (diatoms and silicoflagellates), dinoflagellate cysts and continental palynomorphs of two boreholes in the Cis-Donets and Pavlovsk-Kantemirovka structural-facial zones of the Donets syncline were studied. The Veshenskaya Formation, characterized by dinocyst assemblage of the *Stenodinium meckelfeldense* Zone referred to the early Ypresian. The Tishki and Kasyanovka formations which include assemblage of *Bipalla oamaruensis* diatom zone and first appearance of silicoflagellate *Corbisema hexacantha* as well as dinocysts assemblage with *Enneadocysta pectiniformis*, are dated as late Lutetian—early Priabonian. The microfossil assemblages are typical for shallow-water marginal parts of the epicontinental paleobasin.

Keywords: Eocene, biostratigraphy, diatoms, silicoflagellates, dinoflagellate cysts, Dnieper-Donets Depression, Voronezh anticline

УДК 551.7.03

МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ: СТРАТИГРАФИЯ, МОЛЛЮСКИ, КОРРЕЛЯЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

© 2021 г. Ю. Б. Гладенков*

Геологический институт РАН, Москва, Россия

**e-mail: gladenkov@ginras.ru*

Поступила в редакцию 06.10.2020 г.

После доработки 16.11.2020 г.

Принята к публикации 06.12.2020 г.

Рассматриваются морские отложения среднего эоцена—олигоцена, а также подстилающие и перекрывающие их толщи, которые приурочены к четырем кайнозойским прогибам и двум впадинам, расположенным в периферийных зонах мезозойского Корякского нагорья Северо-Востока Азии. Эти отложения были сформированы во время значительной морской трансгрессии, охватившей также смежные регионы Камчатки, Сахалина и Японии. Для расчленения формаций древних шельфовых зон использованы комплексы моллюсков, которые позволили обосновать корреляцию стратиграфических горизонтов верхней части палеогена во всей Северо-Тихоокеанской области. На основе анализа этих комплексов выявлены палеоклиматические флуктуации (потепления в эоцене и похолодание в позднем эоцене—олигоцене), которые вызывали миграции морской палеобиоты.

Ключевые слова: эоцен, олигоцен, Корякское нагорье, прогибы, впадины, региональные горизонты, свиты, моллюски, трансгрессии, палеоклиматические события

DOI: 10.31857/S0869592X21030029

ВВЕДЕНИЕ

Корякское нагорье (или Корякская горная страна) расположено в северо-восточной части Азии. С юго-востока и востока оно омывается Беринговым морем, а на юго-западе — водами Пенжинского залива Охотского моря. На северо-западе его ограничивает Пенжинская депрессия, на севере — р. Анадырь, а на крайнем северо-востоке — Анадырский залив. Нагорье состоит из небольших хребтов, гряд и кряжей высотой от 600 до 1800 м. Горная система ориентирована в целом с северо-востока на юго-запад, простираясь на 880–1200 км при ширине от 80 до 270 км. Общая площадь структуры более 500000 км². Основная часть горной системы имеет альпинотипный рельеф. Хотя Корякское нагорье в целом относится к зоне мезозойской складчатости, в его пределах, в основном по его периферии (побережье Пенжинской губы Охотского моря, Ильпинско-Олюторский, Хатырский и Анадырский районы Берингоморского побережья), достаточно широко развиты морские толщи палеогена и неогена, приуроченные к нескольким протяженным прогибам и впадинам. Несмотря на проведенное во многих районах мелко- и среднемасштабное геологическое картирование, морские кайнозойские толщи изучены здесь не всегда полно и с разной детально-

стью. Достаточно сказать, что некоторые участки с третичными образованиями геологами совсем не посещались или сведения о них опираются на данные, полученные в отдельных маршрутах далеких лет. Изучению кайнозойских толщ мешает также не всегда хорошая их обнаженность и отсутствие во многих районах материалов бурения. Наконец, нельзя забывать, что палеоген-неогеновые отложения часто сильно дислоцированы.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РЕГИОНА И МАТЕРИАЛ К ХАРАКТЕРИСТИКЕ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОГЕНА

В течение последних десятилетий стратиграфия морских третичных толщ тематически изучалась в основном геологами Северо-Восточного геологического управления и СВКНИИ ДВО РАН г. Магадана (прежде всего В.И. Волобуевой и А.М. Девятиловой), Чукотприродресурса г. Анадыря (Д.И. Агапитовым) и Геологического института РАН г. Москвы (Ю.Б. Гладенковым). Ими был опубликован ряд работ по этой тематике, включая статьи и монографии (Гладенков, 1972, 2020; Волобуева, Красный, 1979; Волобуева и др., 1988;

Деятилова, Волобуева, 1981; Агапитов, Митрофанова, 1998 и др.). В этих публикациях приводились оригинальные данные по стратиграфии палеогена и неогена отдельных районов данного региона с изложением новых материалов по литологической и палеонтологической характеристике изученных образований. Автор данной статьи долгие годы сотрудничал с В.И. Волобуевой, вместе с которой были организованы несколько тематических экспедиций в регионе, прежде всего в районы Олюторского (Ильпинский п-ов) и Хатырского прогибов. Совместные изыскания, сопровождавшиеся анализом палеонтологических остатков (прежде всего морских моллюсков), позволили прийти к ряду стратиграфических обобщений по кайнозою Корякского нагорья, отраженных, в частности, в региональных стратиграфических схемах, которые широко используются при геолого-съёмочных и буровых работах (Решения..., 1998), а также в ряде сводок (Волобуева и др., 1988, 1994). К сожалению, Вилена Исаевна Волобуева, плодотворно работавшая в данном регионе около 50 лет, в 1990-х годах ушла из жизни, не закончив изучение части коллекции моллюсков, собранных нами совместно. Впоследствии эта коллекция была передана автору данной статьи, который к настоящему времени изучил ее лишь частично — ревизована фауна верхней части палеогена Ильпинского п-ова и нижнего палеогена и нижнего миоцена восточного фланга Хатырского прогиба (А. Гладенков, Ю. Гладенков, 2007; Гладенков, 2020). Только недавно представилась возможность снова обратиться к этой коллекции, чтобы с учетом новых материалов внести определенные коррективы в характеристику комплексов моллюсков древних толщ разных районов, уточнить сопоставление палеогеновых толщ различных структур региона и на этой основе попытаться реконструировать отдельные геологические события в регионе. Следует напомнить, что объектом изучения служили осадочные образования геосинклинального типа, отличающиеся большой мощностью, фациальной невыдержанностью, часто сильной дислоцированностью.

На рис. 1 показаны местонахождения 16 основных разрезов морского палеогена и неогена, которые были изучены в прошлые годы. Эти разрезы находятся в разных районах Корякского нагорья, которые, как говорилось, приурочены к разным прогибам и впадинам. Отдельные разрезы отличаются относительной полнотой и могут считаться опорными: это разрезы Западной Камчатки и Ильпинского п-ова. Именно они дают наиболее полное представление о литологическом характере морских образований и их палеонтологических комплексах в определенных структурных зонах. Предметом дальнейшего анализа будут палеогеновые (прежде всего среднеэоценовые—олигоценовые) отложения упомянутых 16 разрезов. Их описание дается по прогибам и впадинам, к которым они приуро-

чены. В связи с тем, что отдельные разрезы уже были охарактеризованы в ряде публикаций, ниже они описаны в кратком виде и с разной полнотой. При этом особое внимание уделяется выявлению роли ископаемых моллюсков разных свит и горизонтов в корреляционных построениях. Это относится в первую очередь к осадочным образованиям и комплексам *среднего—верхнего эоцена* и *олигоцена*, которые изучались с целью сопоставления древних толщ разных районов и реконструкции геологических событий именно этого в определенном отношении *переломного* этапа в геологической истории данного региона. Вместе с тем, помимо материалов по горизонтам среднего эоцена—олигоцена, приводятся данные по подстилающим и перекрывающим толщам, чтобы нагляднее представлять особенности кайнозойских формаций и их границы.

При необходимости для определения возраста отдельных стратонтов привлекались данные и по другим палеонтологическим группам, прежде всего по фораминиферам (Беньямовский и др., 1992; Серова, 2001 и др.). Работы М.Я. Серовой по фораминиферам кайнозоя Камчатской области широко известны, но в последние 25—30 лет в изучение этой группы много нового внес В.Н. Беньямовский. Он являлся автором соответствующих разделов во многих монографиях по палеогену Западной Камчатки и юга Корякского нагорья (Волобуева и др., 1994; Гладенков и др., 1997, 2013 и др.). В дальнейшем при описании разрезов используются сведения по фораминиферам прежде всего упомянутых специалистов. С.И. Бордунов по просьбе автора уточнил определения некоторых приводимых ниже таксонов фораминифер с учетом их стратиграфического положения в современных региональных схемах.

ПРОГИБЫ И ВПАДИНЫ КАЙНОЗОЯ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И ОСОБЕННОСТИ МОРСКИХ РАЗРЕЗОВ

Выше говорилось, что в пределах Корякского нагорья выделяются несколько прогибов и впадин, выполненных третичными образованиями. Наиболее значительные из них показаны на рис. 1. Впервые они были намечены в 1960—1980-е гг. (Егиазаров и др., 1965; Волобуева и др., 1988). Всего было выявлено семь крупных таких структур, которые приурочены в основном к периферии нагорья и сложены терригенными образованиями различной мощности. Среди крупных кайнозойских прогибов можно выделить Парापольский и Пенжинский в западной части нагорья; Олюторский, Хатырский (или Опухско-Пекульнейский) и Алякватваамский (или Иомраутский) в южной и юго-восточной частях. Кроме них отмечаются Марковская и Анадырская впадины, приуроченные к северной и восточной ча-

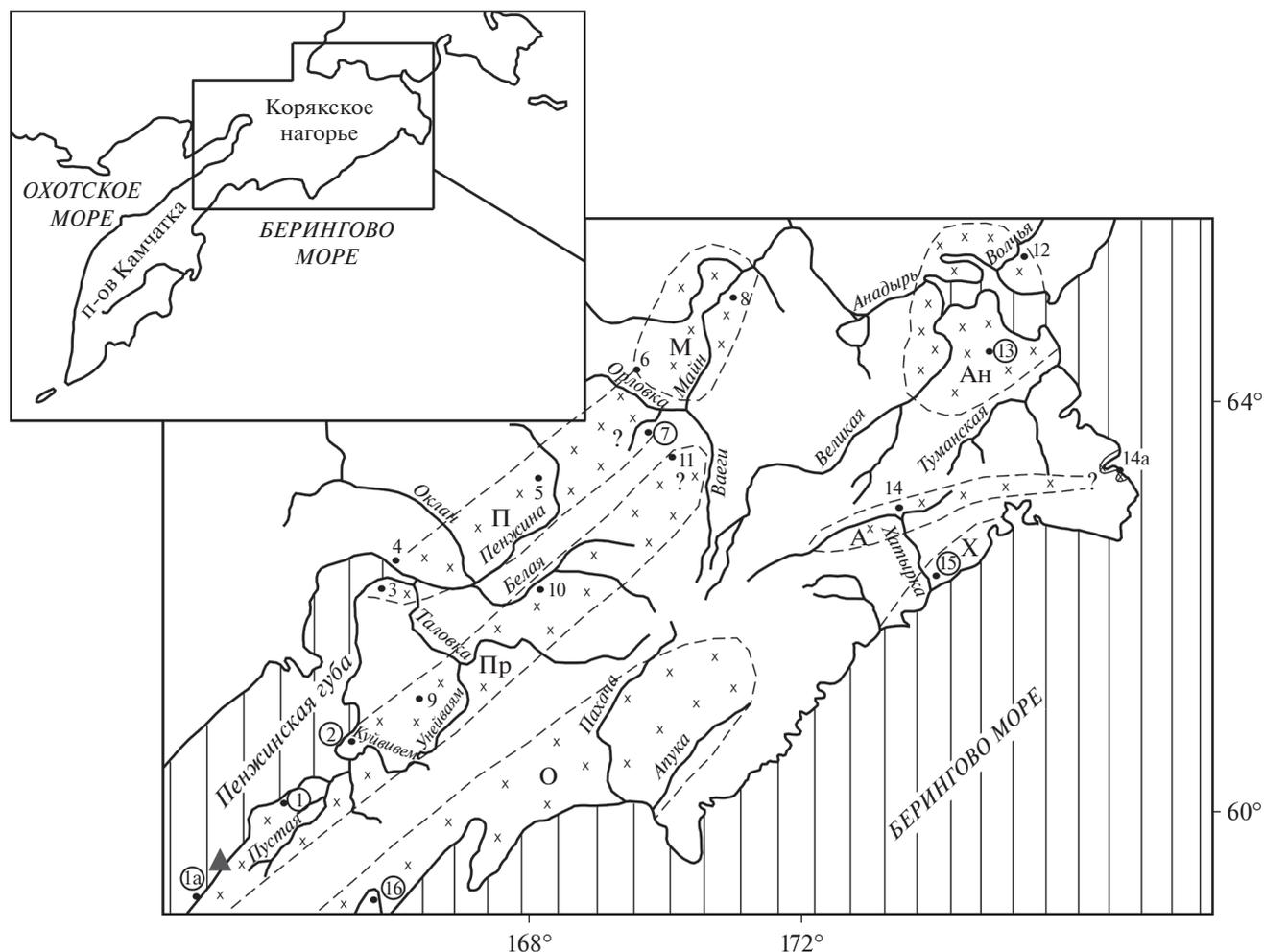


Рис. 1. Кайнозойские прогибы и впадины Корякского нагорья и местонахождение разрезов палеогена. Прогибы: Пр – Парапольский, П – Пенжинский, О – Олоторский, Х – Хатырский (или Опухско-Пекульнейский), А – Алькатваамский (или Иомраутский); впадины: М – Марковская, Ан – Анадырская; 1–16 – номера разрезов, номера в кружках – разрезы, в которых автор изучал моллюски. Треугольником показано положение обнажения, приведенного на рис. 3.

стям нагорья. Эти наложенные и частично унаследованные прогибы и впадины не всегда имеют четкие границы (из-за недостаточной обнаженности и тектонических дислокаций), но все же достаточно уверенно распознаются в современной структуре, что позволяет, хотя и с определенными допущениями, судить о составе и мощности выполняющих их толщ и восстанавливать палеогеографические обстановки. Как уже говорилось, наше внимание будет сосредоточено на характеристике отложений морского происхождения, прежде всего, среднего эоцена–олигоцена, с целью выявления особенностей формирования древних толщ в разных седиментационных бассейнах. Приводимый ниже стратиграфический материал дается в обобщенном виде и включает не только ранее опубликованные сведения, но и ряд новых и пересмотренных данных (рис. 2). При этом по возможности

сохраняются названия ранее выделенных свит. На рис. 2 изображены западнокамчатский разрез Парапольского прогиба (I) и ильпинский разрез Олоторского прогиба (II), которые являются опорными соответственно для северо-западной и юго-восточной частей Корякского нагорья, а также сводные разрезы для Пенжинского прогиба и Марковской впадины (III), для Хатырского прогиба (IV) и для Анадырской впадины (V).

Парапольский прогиб

Палеогеновые толщи Парапольского прогиба в пределах его южного фланга в последние десятилетия весьма полно изучены сотрудниками ГИН РАН. Прогиб расположен в западной части Корякского нагорья между мезозойскими структурами и простирается от побережья Пенжин-

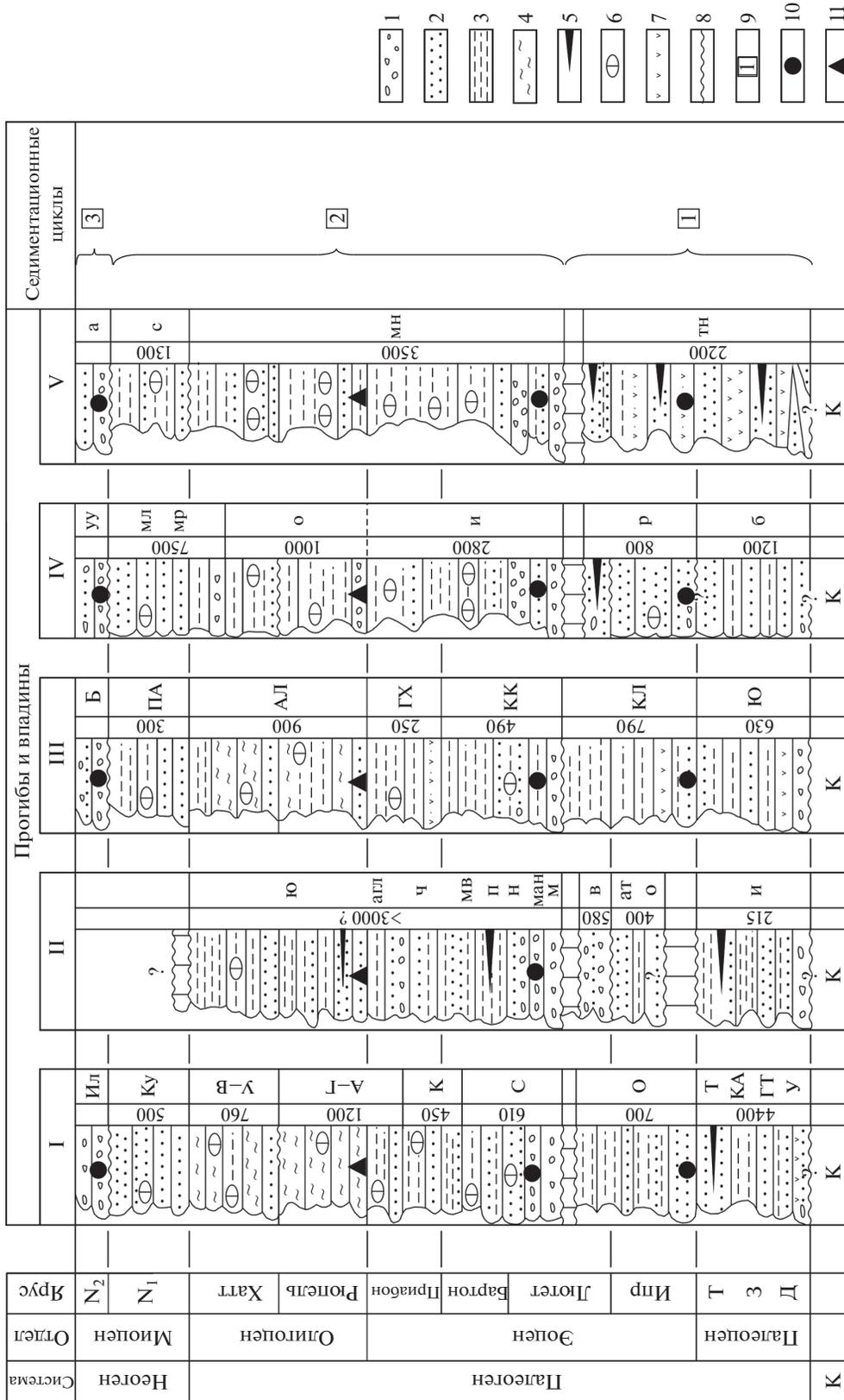


Рис. 2. Схема корреляции эоценовых и олигоценых отложений разных прогибов и впадин Корякского нагорья. 1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, аргиллиты; 4 – кремнистые породы; 5 – угли; 6 – карбонатные конкреции; 7 – вулканические породы, 8 – размыты и несогласия; 9 – седиментационные циклы (серии); 10, 11 – комплексы моллюсков; 10 – тепловодные, 11 – холодноводные. Цифры справа от литологических колонок обозначают мощность стратонов (м). Система, подотделы и ярусы: К – меловая система, Д – даний, 3 – зеландий, Г – танет, N₁ – нижний миоцен, N₂ – средний миоцен. I – Парнопольский прогиб, II – Пенжинский прогиб, III – Ологерский прогиб, IV – Хатырский прогиб, V – Анадырская впадина. Сокращения стратонов: (I) У – улэвнейский горизонт, ГТ – гетклинский горизонт, КА – камчирский горизонт, Г – ткаправаянский горизонт, О – оммайский горизонт, С – снатольский горизонт, К – ковачинский горизонт, АГ – аманинско-гакинский горизонт, УВ – утолкоко-вивентекский горизонт, Ку – кулуевский горизонт, Ил – ильинский горизонт; (II) И – ичимская толща, о – оммайская толща, в – вильгильвэемская свита, м – марковская свита, ман – манильская толща, н – никлеуольская толща, п – пальматкинская свита, мв – мауринская толща, ат – атальская толща, в – вильгильвэемская свита, м – марковская толща, ю – южнинская свита; (III) Ю – южно-ильинский горизонт, КЛ – кыланский горизонт, КК – кыланский горизонт, ГХ – гаилхавланский горизонт, АЛ – алугинский горизонт, ПА – пахачинский горизонт, Е – ежовый горизонт; (IV) б – быстрореченская толща, р – ретырвеемская свита, и – ионайская свита, о – ольховская свита, мр – моржовская свита, мл – маллэнская свита, уу – ундад-уменская свита; (V) тн – танюерский горизонт, мн – майницкий горизонт, с – собольковская свита, а – автопкульская свита.

ской губы Западной Камчатки на северо-восток, в бассейн р. Белая. Его длина достигает 700–800 км при максимальной ширине 45–50 км (рис. 1, разрезы 1, 1а, 2, 9, 10, 11). Самыми изученными в этом прогибе являются западнокамчатские разрезы Чемурнаутской и Маметченской бухт (разрезы 1 и 2 соответственно на рис. 1). Опорным разрезом Западной Камчатки всегда считался Точилинский (рис. 1, разрез 1а), который расположен в Тигильском районе, несколько южнее разрезов 1 и 2 (рис. 1). Этому разрезу была посвящена монография с большим блоком палеонтологических описаний (Атлас..., 1984), но, к сожалению, палеоген в ней был охарактеризован лишь частично (дополнением служили публикации по палеогену для Тигильского района Л.В. Криштофович (1947, 1961)). Позднее палеогеновые толщи районов, примыкающих к местонахождению Точилинского разреза с севера и юга (Чемурнаутская бухта, Паланский район, Майначская бухта, бухта Квачина, Каврано-Утхолокская бухта), были детально охарактеризованы Ю.Б. Гладенковым и др. (1991, 1997, 2005, 2013, 2018). Моллюски из них были изучены В.Н. Синельниковой и Ю.Б. Гладенковым. В итоге в данном регионе в стратиграфической последовательности были выделены несколько палеогеновых *горизонтов* (или регио-ярусов) региональной схемы (Решения..., 1998), которые широко используются в геологической практике.

Улэвнейский горизонт (верхи маастрихта (?)—датский ярус). Предполагается, что его нижний контакт несогласный. Горизонт включает толщу вулканитов (базальты, андезиты и риолиты, мощность 700 м), *свиту Мыса Зубчатого* (ритмично чередующиеся тонкослоистые песчаники и алевролиты с флорой нижнего палеоцена, мощность 750 м), а также *сосопханскую* и *хулгунскую свиты* Тигильского района (песчаники, конгломераты, алевролиты, мощность более 1000 м; разрез 1а на рис. 1). К этому горизонту относится и *напанская толща*, сложенная угленосными образованиями с флорой. В отдельных слоях горизонта отмечены относительно редкие раковины морских моллюсков палеоцена: *Macrocallista kovatschensis* L. Krisht., *Modiolus ornatus* Gabb, *Batissa* cf. *magna* Dev., *Eucrasatella lincolnensis* (Weaver), *Aturia angusta* (Conrad) и др. (Криштофович, 1947).

Геткилнинский горизонт (датский—танетский ярусы). Описан в Чемурнаутской бухте (рис. 1, разрез 1), сложен преимущественно алевролитами с прослоями песчаников, мощность до 1400 м. В нем выявлены несколько слоев с моллюсками и бентосными фораминиферами. Среди моллюсков А.Д. Девятиловой (Девятилова, Волобуева, 1981) и Ю.Б. Гладенковым отмечены *Acila decisa* (Conrad), *Nuculana gabbii* (Conrad), *Thyasira baca* Dev., *Periploma eodiscus* Dev., *Pitar murphy* Zinsm., *Molopophorus atquicostatus* Vokes. Из форамини-

фер выявлены палеоценовые *Silicosigmoilina californica* Cushman et Church, *Kolchidina danica* Morozova, *Lituotuba lituiformis* (Brady) и др. (здесь и далее определения В.Н. Беньямовского).

Камчикский горизонт (танетский ярус). Залегает согласно, состоит из песчаников и алевролитов с углистыми прослоями, мощность до 1000 м. Среди палеонтологических остатков выявлены моллюски и бентосные фораминиферы. Из моллюсков отмечены *Yoldia kilanskensis* Glad., *Miltha parsoni* Waring, *Acanthocardia breweri* (Gabb), *Callista conradiana* (Gabb), *Nemocardium linteum* (Conr.), *Acrilla durhami* Zinsm. Из фораминифер, согласно В.Н. Беньямовскому, типичны *Spirorlectamina paleocena* Cushman и *Rabdammia robusta* Grzyb. Морским толщам в Паланском районе соответствует анадырская континентальная свита (конгломераты, песчаники, мощность 380 м) с флорой.

Ткаправаямский горизонт (верхняя часть палеоцена—нижний эоцен). Нижний контакт согласный. Типичными для горизонта являются толщи морского и континентального генезиса, которые включают ритмично чередующиеся конгломераты, песчаники и алевролиты, местами с углями, мощность до 1000 м и более. В морских отложениях Чемурнаутского района отмечены остатки тепловодных моллюсков *Barbatia landesi* (Weaver et Palm.), *Venericardia venturensis* Waring, *Callista stantoni* (Nelson), *Pitar sinedepressa* (Nelson), *Gari hornii* (Gabb), *Eocernina hannibali* Dick., *Modiolus speciosus* Dev., *Amaurupsis meierensis* Zinsm. Фораминиферы представлены комплексом верхнего палеоцена с *Nonionella insecta* (Schwager).

В Маметченской бухте (рис. 1, разрез 2) вскрываются толщи палеоцена (зеландия—танета), ипра и нижнего лютета. К ним относятся две свиты: унэльская и оммайская. Они входят в состав камчикского и ткаправаямского горизонтов, отличаясь от их стратотипов некоторыми фаціальными особенностями. *Унэльская свита* (зеландий—часть ипра) с размывом залегают на меловых образованиях. В ней выделяются две части. Нижняя (мощность 500–600 м) сложена песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов. Моллюски, по В.Н. Синельниковой и Ю.Б. Гладенкову (Гладенков и др., 2013), представлены *Nuculana snatolensis* Slod., *Crassatella stillwaterensis* Weav., *Venericardia mandaica* (Yok.), *Macoma tigilensis* L. Krisht., *Solen tigilensis* Slod., *Thracia kovatschensis* L. Krisht. Верхняя часть свиты представлена песчаниками и алевролитами (мощность 700–800 м). Здесь отмечен представительный комплекс моллюсков: *Yoldia chehalisensis* Arn., *Eucrasatella washingtoniana* (Weav.), *Crassatella lincolnensis* (Weav.), *Cr. stillwaterensis* Weav., *Cr. yessoensis* Minato et Kimano, *Pitar tigilensis* L. Krisht., *Venericardia mandaica* (Yok.), *V. mulleri* Verastegui, *Acesta perrini*

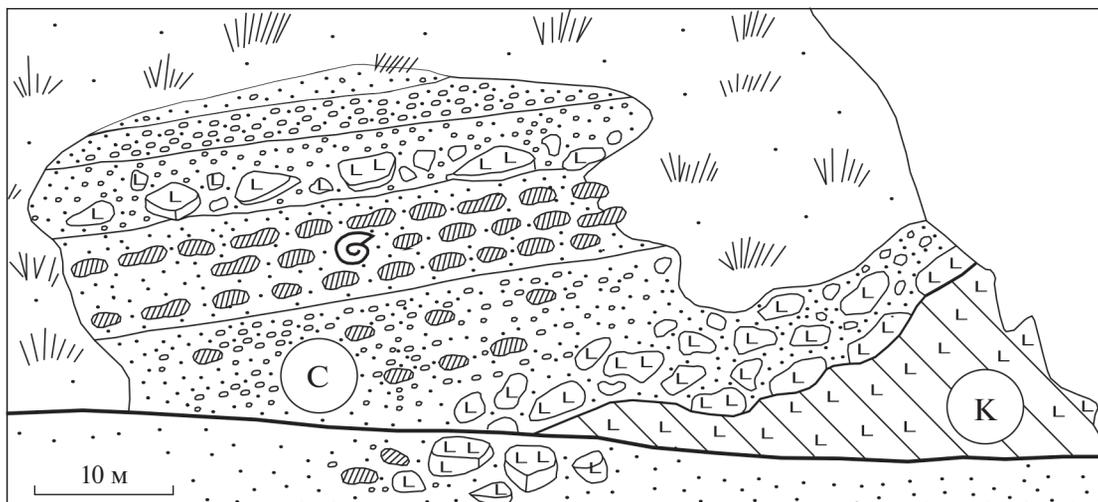


Рис. 3. Зарисовка несогласного залегания снатольской свиты среднего эоцена на вулканитах толщи мыса Кахтанинского палеоцена—нижнего эоцена в Паланском районе на побережье Охотского моря Западной Камчатки (севернее Точилинского разреза) (по Гладенков и др., 1991).
1 – вулканиты; 2 – глыбы, конгломераты и гравелиты; 3 – песчаники с моллюсками; 4 – песчано-карбонатные конкреции; С – снатольская свита, К – толщина мыса Кахтанинского.

(Waring), *Modiolus napanensis* Sin., *Thyasira baca* Dev., *Dacridium penjicus* Sin., *Glycymeris rosecanonensis* Hanna, *Periploma efimovae* Dev., *Nemocardium linteum* (Conrad). В нижней части свиты встречаются бентосные фораминиферы палеоцена—нижнего эоцена *Alabama wilcoxensis* (Toulmin), *Rhizammina indivisa* Brady, *Dentalina colei* Cushman et Dusenbury, *Cyclamina* cf. *pacifica* Beck, *Plectochammina poronaiensis* (Asano), *Bulimina debilis* Martin и др. (определения В.Н. Беньямовского).

Оммайский горизонт (нижний эоцен—низы среднего эоцена). Его стратотип (оммайская свита) находится в Маметченской бухте. Горизонт надстраивает палеогеновый разрез и сложен чередующимися песчаниками и алевролитами мощностью до 700 м. Среди моллюсков отмечены *Acila parva* Dev., *Yoldia kilanskiensis* Glad., *Nuculana semenova* Dev., *Turricula praesakhalinensis* (Dev. et L. Krisht.), *Variamussium devjatilovae* L. Krisht., *Eucrassatella washingtonensis* (Weav.). В.Н. Беньямовским определены также планктонные и бентосные фораминиферы ипра и нижнего лютета: *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman et Ponton), *Morozovella wilcoxensis* (Cushman), *Subbotina patagonica* Todd et Kniker, *Acarinina coalingensis* (Cushman et Hanna), *Plectofrondicularia kerni* Cook, *Dentalina catenula* Reuss и др.

Стратиграфически выше оммайского горизонта залегают особенно интересующие нас горизонты *среднего эоцена—олигоцена* (рис. 1, разрез 1а). Отметим, что стратотипами для них служат одноименные свиты.

Снатольский горизонт (верхняя часть среднего эоцена). Его стратотип (снатольская свита) находится в Тигильском районе Западной Камчатки. Горизонт начинает новый седиментационный цикл в регионе. Это важный стратиграфический рубеж. Нижняя граница горизонта резко несогласная. Она прослеживается на сотни километров вдоль всего побережья Западной Камчатки. Горизонт залегает с разрывом и конгломератами в основании на разновозрастных породах мезозоя и низов палеогена. На рис. 3 приведена зарисовка углового несогласия в подошве данного горизонта на охотоморском побережье в районе Кахтанинского мыса, расположенного в 17 км южнее устья р. Палана (его местонахождение отмечено на рис. 1 треугольником). Горизонт сложен в основном зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов в нижней части и алевролитов в верхней. Характерны карбонатные мелкие и крупные конкреции, редко отмечаются мелкие глендониты. Местами породы угленосные. Общая мощность до 450–670 м. В горизонте отмечены слои с многочисленными моллюсками, среди которых типичны *Macrocalista snotolensis* L. Krisht., *M. xenophonti* Slod., *Mytilus yokoyamai* Slod., *Mytilus littoralis* Slod., *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Solen tigelensis* Slod., *Pitar micrum* Sin., *Plicacosta someshomai* (Oyama et Mizuno), *Nuculana kovatschensis* Sin., *Yoldia watasei* Kaneh., *Y. watasei ogasawarai* Uozumi, *Nemocardium kovatschensis* L. Krisht., *N. morysvillensis* Dick., *Venericardia* aff. *hornii* (Gabb), *Miltha kamtschatica*

Pronina, *Acantocardia snatolensis* L. Krisht., *Papyridea utcholokensis* Slod., *Neverita washingtonensis* (Weav.), *Trominina dispar* Takeda, *Colus asagaiensis* Mak., *Turricula nagaoui* Noda, *Genota snatolensis* Ilyina. Этот сравнительно представительный комплекс моллюсков среднего эоцена хорошо трассируется по всему региону. Среди бентосных фораминифер В.Н. Беньямовский идентифицировал *Rhizammina indivisa* Brady, *Bathysiphon nodosariaformis* Subbotina, *Cyclammina ezoensis* Asano и др. В Паланском районе в усть-анадырской свите, относимой к нижней части снатольского горизонта, встречены редкие планктонные фораминиферы среднего эоцена: *Globigerina boweri* Bolli, *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman et Ponton) (Серова, 2001).

Ковачинский горизонт (верхи среднего эоцена—верхний эоцен). Залегает согласно, со следами незначительного размыва в основании. Он сложен в основном коричневато-бурыми и черными тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами, в верхней части голубовато-серого цвета, с прослоями песчаников и туфов. Отмечаются небольшие карбонатные конкреции и мелкие глендониты. Мощность до 450 м. Выделен комплекс моллюсков с *Yoldia takaradaiensis acuta* L. Krisht., *Y. watasei* Kaneh., *Y. kovatschensis* (Slod.), *Malletia poronaiica* (Yok.), *Cardita kovatschensis* L. Krisht., *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Laternula korniana* L. Krisht., *Delectopecten kamtschaticus* L. Krisht., *Hataiella aff. poronaitnsis* (Takeda), *H. hellenica* L. Krisht., *Pitar kryshstofovichii* Sin., *Turricula praesakhalinensis* (Dev. et L. Krisht.), *Turritella tokunagai* Yok. Многие моллюски этого сообщества встречаются на этом уровне и в других районах прогиба. В сообществе фораминифер среднего и верхнего эоцена отмечены: *Ammodiscus concinnus* Kuznetsova, *Naiphrogrmoides subimpressus* Voloshinova, *Plectofrondicularia packardi* Cushman et Schenck, *Globulina landesi* (Hanna et Hanna), *Gyroldina condonei* Cushman et Schenck, *Melonis shimokinensis* (Asano), *Caucasina cf. schwageri* Yok. (Серова, 2001; Бордунов и др., 2020).

Аманинско-гакхинский горизонт (верхний эоцен—олигоцен). Его нижний контакт согласный, горизонт сложен двумя свитами. Нижняя, *аманинская*, включает темно-серые кремнистые и глинистые туфоаргиллиты с прослоями глауконитовых песчаников и туфов. Вторая, *гакхинская*, состоит из светло-серых кремнистых туфоаргиллитов, туфоалевролитов, перекристаллизованных опок, туфопесчаников и туфов. Типичны карбонатные конкреции, встречаются глендониты. Общая мощность до 1200 м. Комплекс моллюсков включает часто встречающиеся виды: *Yoldia longissima* Slod., *Y. nitida* Slod., *Y. watasei* Kaneh., *Y. deformis* Slod., “*Yoldia*” *multidentata* Khom., *Acila praedivaricata* Nagao et Hushioka, *Malletia inermis* Yok., *Modiolus solea* Slod., *Nemocardia*

um iwakiense (Mak.), *Chlamys matschgarensis* Mak., *Ch. gackhensis* L. Krisht., *Papyridea harrimani* Dall, *Periploma besshoensis* (Yok.). Представители этого характерного комплекса отмечаются во многих разрезах сопредельных районов — от Японии на юге до Чукотки на севере. Бентосные фораминиферы, по данным М.Я. Серовой (2001) и С.И. Бордунова (Бордунов и др., 2020), представлены *Melonis tumiensis* Kuznetsova, *Gavelinella glabrata* (Cushman), *Glandulina laevigata* d’Orbigny, *Cyclammina placenta* (Reuss), *Guttulina problema* d’Orbigny. В верхней части горизонта отмечены диатомеи олигоценного возраста *Puxilla aff. reticulata* Grove et Sturt, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Gruniv, *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Actinostephanus rudus* Chursevich et Tsoy, *Odontella aff. aurita* (Lyngbye) Agardh. (Атлас..., 1984; Гладенков, 2007).

Утхолокско-вивентекский горизонт (олигоцен). Залегает согласно. Нижняя его часть представлена темно-серыми и зеленовато-серыми кремнистыми туфогенными алевролитами с частыми маломощными прослоями туфов, верхняя — тонкослоистыми кремнистыми туфоаргиллитами с опоками. В основании этих частей местами отмечается галечно-валунный материал. Для горизонта в Точилинском разрезе характерны мелкие и крупные (до 0.5 м) глендониты разнообразной формы, а также карбонатные конкреции. Местами встречаются скопления галек. Мощность до 750—760 м. Комплексы моллюсков включают в основном относительно глубоководные мелкораквинные виды: *Nuculana slodkewitschi* Kogan, *N. utcholokensis* Ilyina, *N. majamraphensis* (Khom.), *N. mironovi* L. Krisht., *Yoldia mediana* Gladikova, *Y. pennulata* Slod., *Y. mira* Gladikova, *Delectopecten utcholokensis* L. Krisht., *Macoma kamtschatica* Slod., *Periploma besshoensis* (Yok.), *Papyridea aff. harrimani* Dall. Присутствуют фораминиферы, среди которых, по данным М.Я. Серовой и С.И. Бордунова, наиболее типичны олигоценные виды *Grabratella isabeliana* d’Orbigny, *Astrononion hamadaensis* Asano, *Ammodiscus macilentus* Chapman, *A. concinnus* Kuznetsova (Бордунов и др., 2020). В горизонте отмечены также находки диатомовых водорослей олигоцена (*Puxilla aff. reticulata* Grove et Sturt, *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Stephanopyxis grunowii* Grove et Sturt, *St. spinosissima* Grunow, *Odontella aff. aurita* (Lyngbye) Agardh, *Cosmodiscus asteromphalus* Ehrenberg) (Атлас..., 1984). Недавно А.Ю. Гладенковым (2018; А. Gladenkov, 2019) были получены новые данные по зональному расчленению олигоценных отложений горизонта бухты Квачина (юго-западная часть Тигильского района), которые впервые позволили достоверно выделить на Камчатке олигоценные ярусы международной шкалы (рюпель и хатт).

Кулувенский горизонт (нижний миоцен). Залегает без видимого несогласия и сложен преимуще-

шественно туфопесчаниками с карбонатными конкрециями, сверху с прослоями конгломератов (общая мощность до 300–500 м). Он характеризуется моллюсками *Yoldia chojensis* Sim., *Y. thraaciaeformis* (Stor.), *Keenocardium kuluvense* Kafanov, *Mytilus ochotensis* Slod., *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Thiasira disjuncta ochotica* Gabb и др. Этот комплекс является маркирующим для нижнего миоцена всего Камчатско-Сахалинского региона (Решения..., 1998).

Ильинский горизонт (нижняя часть среднего миоцена). Залегает трансгрессивно, с разрывом в основании, начинает новый седиментационный цикл кайнозойского разреза в регионе и поэтому является хорошим маркером. Его слагают в основном конгломераты и песчаники мощностью до 400 м. Горизонт охарактеризован богатым относительно тепловодным комплексом моллюсков (до 150 видов) с *Panomya elongate* Kanno, *Modiolus wajampolkensis* Slod., *Chlamys kaneharai* (Yok.), *Arca watanabai* Kanno, *Strepidula princeps* Conrad и др. Комплекс фауны этого уровня распространен по всей Северо-Тихоокеанской провинции.

В других районах Парапольского прогиба палеогеновые образования представлены хуже. Из-за фрагментарной обнаженности и фациальной изменчивости отложений, а также из-за их неполной палеонтологической характеристики детально определить последовательность слоев и оценить их возраст часто затруднительно. Тем не менее здесь помимо континентальных образований (вулканитов и угленосных толщ) выделяются морские толщи с фауной. В северо-восточной части Парапольского прогиба в разрезах 9 и 10 (междуречье Уюл–Унэнваям и бассейн рек Ванетат и Учхичхиле) палеоцен–эоценовые морские толщи практически не представлены (хотя имеются небольшие выходы алевролитов неопределенного возраста). На олигоценовом уровне появляются вулканиты (липариты, андезиты, базальты, мощность до 1500 м), в нижней части которых выявлены прослои алевролитов и углестых сланцев. Зато северо-восточнее, в разрезе 11 (междуречье Майн–Ваега и верховье р. Пальматкина) отмечаются отложения с морской фауной. На *майнской толще*, видимо, нижнего палеогена, которая представлена континентальными песчаниками с прослоями алевролитов и бурого угля, с разрывом залегает *пальматкинская толща* (песчаники, местами с прослоями карбонатизированных алевролитов и аргиллитов, мощностью до 450 м). В ней отмечены редкие остатки раковин мелководных моллюсков: *Ostrea palmatkensis* L. Krisht., *Lima oskvillensis* Clark., *Acesta cf. sameshima* (Oyama et Mizuno). По-видимому, эта толща относится к среднему–верхнему эоцену. Стратиграфически выше залегают песчаники и алевролиты с *Variamussium pillarensis* Slod., *Venericardium mandsi* Yok.,

Periploma kariboensis L. Krisht., которые обычны для олигоцена.

Таким образом, в Парапольском прогибе в том или ином виде выявляются следы морской трансгрессии конца среднего эоцена–олигоцена, которая наиболее ярко проявилась в пределах Западной Камчатки, но затронула и другие районы прогиба. Она маркируется литологическими особенностями формаций (сменой грубообломочными образований сравнительно глубоководными алевролитовыми и часто кремнистыми отложениями) с замещением вверх по разрезу соответствующих биотических сообществ. В 1994 г. при обсуждении стратиграфических схем палеогена–миоцена Западной Камчатки было предложено выделять три серии: *тигельскую* (палеоцен–низы среднего эоцена), *воямпольскую* (верхи среднего эоцена–нижний миоцен), *кавранскую* (средний миоцен–верхний миоцен), которые соответствуют определенным седиментационным циклам (Решения..., 1998). Эти серии были намечены раньше (Геология..., 1964), но их объемы и возраст были несколько изменены с учетом новых данных. Приведенные выше материалы прямо соответствуют этим построениям. В изученных разрезах четко выделяются названные серии, в частности уверенно обособляется вторая серия, служившая предметом нашего повышенного внимания.

Пенжинский прогиб

Этот прогиб расположен между двумя антиклинорными структурами и вытянут в северо-восточном направлении на 600 км с максимальной шириной 45–50 км. Северо-западный борт прогиба соприкасается с краевой зоной Охотско-Чукотского вулканического пояса. В этом прогибе, расположенном севернее Парапольского прогиба, можно отметить разрезы, в которых были найдены морские отложения палеогена (рис. 1, разрезы 3, 4, 5, 7). Но из-за относительно слабой изученности района и недостаточной обнаженности сопоставить многие толщи отдельных участков крайне затруднительно (возможно, из-за фациального разнообразия пород разобнесенных участков геологи выделили здесь слишком много свит). Сводный разрез здесь можно составить только по отдельным блокам часто с условными границами. В таловской структурно-фациальной зоне (на западе прогиба) наиболее древней из палеогеновых отложений считается *ичигемская толща*, относимая к палеоцену и сложенная на правобережье р. Пенжина конгломератами, песчаниками и туфоалевролитами с флорой (мощность 55–215 м). Она с перерывом и разрывом перекрывается *оммайской свитой* морского генезиса, состоящей из песчаников и гравелитов (мощность 85–100 м) с моллюсками *Yoldia kilanskiensis* Glad., *Nuculana semenova* Dev., *Turricula praesakha-*

linensis (Dev. et L. Krisht.), Variamussium devjatilovae L. Krisht. Она относится к нижнему и частично среднему эоцену. Выше несогласно залегает *манильская толща* верхнего эоцена—олигоцена, которая представлена континентальными конгломератами и песчаниками (с флорой) мощностью свыше 850 м.

На восточном побережье Пенжинской губы, от мыса Астрономического до р. Таловка (рис. 1, разрез 3), палеоген представлен *свитой Мыса Астрономического* среднего эоцена. Она залегает несогласно на меловых образованиях и включает песчаники, алевролиты и аргиллиты с карбонатными стяжениями (мощность 300 м). Среди моллюсков отмечены: *Nuculana parpanica* L. Krisht., *Yoldia watasei* Kaneh., *Y. aff. nitida* Slod., *Spirotropis kincaldi* (Weav.), встречается большое количество раковин *Nautilus*. Эта свита перекрывается *южнинской свитой* олигоцена, представленной алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов и линзами лигнитов. Мощность до 1000—1300 м. Среди моллюсков определены *Ostrea kirikovi* Slod., *Modiolus utcholakensis* Slod., *Nemocardium kovatschensis* L. Krisht., *Spisula callistaeformis* Dall.

На северном побережье Пенжинской губы (рис. 1, разрез 4) к нижнему палеогену отнесена *атольская толща* песчаников (до 300 м) с пластами конгломератов, реже алевролитов с растительными остатками и редкими моллюсками *Solen tigilensis* Slod., *Macrocallista tigilensis* L. Krisht., *Corbicula kamtschatica* L. Krisht. В верховьях р. Пенжина и в бассейнах рек Черная, Березовая, Осиновая (рис. 1, разрез 5) выделена *вильгельмвэемская свита* (мощность 500—580 м) среднего эоцена. Она представлена крупногалечными конгломератами и песчаниками, в которых отмечены мелководные моллюски: *Modiolus esutornensis* L. Krisht., *Lucina hannai* Clark, *Ostrea rekinikensis* Slod., *O. idriaensis* Gabb, *O. agnevoensis* Laut., *Anomia maganiglensis* Hanna, *Periploma circularis* L. Krisht. Эта свита перекрывается *чокмаввэемской свитой* верхнего эоцена, сложенной мелкогалечными конгломератами и туфогенными аргиллитами мощностью до 420—480 м. В них присутствуют моллюски *Acila shumardi* (Dall), *Yoldia packardi* (Clark), *Malletia kovachensis* L. Krisht., *Delectopecten kornensis* L. Krisht., *Dentalium circularis* Weav. Северо-восточнее несогласно залегают грубозернистые песчаники с линзами аргиллитов и ракушняков мощностью до 300—430 м, выделенные в *пальматкинскую* и *никлекуюльскую толщи* среднего—верхнего эоцена. В нижней части преобладают конгломераты и песчаники (70—180 м), в которых отмечены моллюски *Nuculana snatolensis* Slod., *Yoldia takaradaiensis* L. Krisht., *Y. chehalinensis* (Arn.), *Glycymeris tenuimbricata* Clark, *Thyasira snatolensis* L. Krisht., *Spisula packardii* Dick., *Taras kovatschensis* L. Krisht., *Pitar tigilensis* L. Krisht. и др. Выше они сменяются алевролитами, аргиллитами с прослоя-

ми песчаников (около 250 м). Среди моллюсков встречаются *Yoldia chehalinensis* (Weav.), *Malletia kovachensis* L. Krisht., *Lima twinensis* Slod., *Variamussium pillarense* Slod., *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Turritella washingtonensis* (Weav.).

Северный фланг Пенжинского прогиба к северо-востоку смыкается с **Марковской впадиной** (рис. 1, разрезы 6, 8). Впадина характеризуется морскими отложениями значительной мощности. В бассейне рек Гребенка, Майн и др. (разрез 6) выделяется *марковская свита* среднего эоцена общей мощностью свыше 700 м. Она залегает несогласно на меловых образованиях и сложена песчаниками, конгломератами и алевролитами с углистыми прослоями в нижней части. В них отмечаются моллюски: *Yoldia olympiana* Clark, *Y. takaradaiensis* L. Krisht., *Modiolus trinominata* (Hanna), *M. porterenensis* Clark, *Mytilus snochomisensis* Weav., *M. yokoyamai* Slod., *Tellina lincolnensis* Weav., *Solen tigilensis* Slod., *Acila packardi* Clark, *Cardita ex gr. ksenophonti* L. Krisht., *Glycymeris andersoni* Dall, *Gl. chehalisensis* Arn., *Gl. branneri* Arn., *Crassatella lincolnensis* Weav., *Ostrea ex gr. esutoriensis* L. Krisht. Морские отложения палеогена встречены также в бассейне р. Майн (разрез 8). Здесь развита *мавринская толща*, относимая к среднему эоцену. В основании отмечаются крупногалечные конгломераты. Для толщи типичны конгломераты и песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов и с линзами лигнитов. Общая мощность толщи от 300 до 500 м. Среди моллюсков определены: *Glycymeris banner* Arn., *Crassatella lincolnensis* Weav., *Turritella tembloroensis* Wiedy. На левобережье р. Майн (разрез 8) на мавринской свите, видимо, с перерывом залегает *агликичская толща*. Она сложена песчаниками, пластами конгломератов, в средней части с линзами угля. Мощность 600—850 м. В ней найдены моллюски: *Nuculana calkinsi* Moore, *Yoldia nairoensis* Evs., *Y. ex gr. watasei* Kaneh., *Y. excavata* Dall, *Papyridea ex gr. matschigarica* Khom., *Nemocardium cf. yokoyamai* Tak., *Cardita ex gr. tokudai* Tak., *Anomia schmidti* L. Krisht., *Acila conradi* (Meek.), *Crassatella amaninensis* L. Krisht., *Neptunea vinjukovi* L. Krisht. По-видимому, агликичская толща имеет позднеэоцен-олигоценый возраст (Афанасьева и др., 1974).

Из представленного материала можно сделать вывод, что в Пенжинском прогибе и Марковской впадине обнаруживаются явные следы среднеэоценовой—олигоценовой трансгрессии, которая особенно ярко проявилась в Западно-Камчатском регионе, в Парапольском прогибе. Вместе с тем создается впечатление, что морские толщи более древнего возраста здесь распространены относительно мало, а в чередовании с морскими отмечаются континентальные образования. Тем не менее мощность морского среднего эоцена—

олигоцена здесь солидная — до нескольких тысяч метров (Решения..., 1998).

Если обратиться к южным и восточным окраинам Корякского нагорья (Олюторский, Хатырский, Алякватваамский прогибы и Анадырская впадина), то там тоже обнаруживаются следы палеогеновой трансгрессии, хотя в ряде случаев она проявилась по-разному.

Олюторский прогиб

Этот прогиб является, возможно, продолжением Восточно-Камчатского кайнозойского прогиба. Он вытянут вдоль побережья Берингова моря на 450 км при ширине 80–100 км. Здесь на Ильпинском п-ове (рис. 1, разрез 16) расположен один из лучших кайнозойских разрезов всей Северо-Тихоокеанской области, охарактеризованный богатыми планктонными комплексами фораминифер (данные М.Я. Серовой (2001) и В.Н. Беньямовского (Волобуева и др., 1994)). В данном разделе использованы материалы по зональной схеме В.Н. Беньямовского. В отличие от вышеописанных, данный разрез представлен относительно глубоководными фациями. Он расчленен на несколько горизонтов (регио-ярус), которые для прогиба и прилегающих территорий являются опорными. Они подробно описаны в монографии (Волобуева и др., 1994). Ниже дана их краткая характеристика.

Южно-ильпинский горизонт (палеоцен). Залегает с размывом и, видимо, с некоторым несогласием на меловых толщах. Он представлен туфопесчаниками (в нижней части) и туфоалевролитами мощностью до 630 м. Для горизонта характерны бентосные фораминиферы палеоцена *Rzehakina epigone* Rzehak., *Rz. minima* Cushman et Renz, *Glomospira corona* Cushman et Jurvis, *Silicosigmoilina californica* Curch. В верхней части горизонта встречены планктонные фораминиферы танетского яруса *Globigerina nana* Bolli, *Subbotina velascoensis* (Cushman), *Acarinina nitida* (Martin), *Morozovella aequa* (Cushman et Renz) (здесь и далее определения В.Н. Беньямовского). Моллюски здесь редкие и плохой сохранности, в нижней части отмечены, в частности, *Ostrea* sp.

Кыланский горизонт (нижний эоцен—низы среднего эоцена). Он представлен флишоидным чередованием тефроидных аргиллитов и алевролитов (с включением прослоев туфопесчаников) мощностью 750–790 м. Здесь отмечен комплекс относительно глубоководных моллюсков: *Nuculana semenovi* Pron., *Nucula suworovi* Pron., *Yoldia kilanskensis* Glad., *Y. breviscapa distincta* Pron., *Acila decisa* ilpinensis Pron., *Malletia ilyina* Pron., *Variamussium indigenum* Pron., *Orectospira wadana* Yok. В породах В.Н. Беньямовским обнаружены также планктонные и бентосные фораминиферы ипра и лютета: *Globigerina pileata* Kchalilov, *Globo-*

rotalia subbotinae Morozova, *G. wilcoxensis* Cushman, *Acarinina clara* Chal., *Globigerina linaperta* Finl., *Gl. pseudoecocena* Subbotina, *Gl. boveri* Bolli, *Silicosigmoilina sogabei* Fuk. и др.

Килакирнунский горизонт (верхи среднего эоцена—низы верхнего эоцена). Хотя нижний контакт является согласным, в основании горизонта отмечается характерная пачка (мощностью до 20 м) чередующихся гравелитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Комплекс моллюсков представлен *Periploma altarata* L. Krisht., *Neilo semenovi* Pron., *Variamussium indigenum* Pron., *Orectospira wadana* (Yok.). В этом горизонте отмечены планктонные фораминиферы: *Globigerina boweri* Bolli, *G. praebulloides* Blow, *G. pseudoecocena compacta* Subbotina, *Globigerapsis index* (Finl.) (лютетский и бартонский ярусы), *Globigerapsis tropicalis* (Blow et Banner) (приабонский ярус). Бентосные фораминиферы представлены *Chilostomella ovoidea* Reuss, *Bulimina corrugate* Cushman et Schenck, *Globobulimina pacifica* Cushman, *Gyroidina octocamerata* Cushman et Hanna, *Praebulimina reussi* (Morrow), *Plectofrondicularia packardi* Cushman et Schenck, *P. trilineata* Cushman, *Caucasina eocaenica* (Yok.), *C. kamtschatica* Serova.

Гаилхавиланский горизонт (верхний эоцен). Залегает согласно, в его основании находится лапареламский слой кислых туфов (20 м). Горизонт сложен в основном тефроидными аргиллитами с карбонатными конкрециями, общей мощностью около 250 м. В комплексе моллюсков определены *Variamussium pillarensis* Slod., *Cyclocardia kovatschensis* (Slod.), *Lima twinensis* Slod., *Turritella poronaiensis* Tak., *Acesta kovatschensis* Sin., *Malletia poronaiensis* Tak. Много морских ежей. Из бентосных фораминифер отмечены *Caucasina schwageri* (Yok.), *Poronaia poronaiensis* (Asano), *Globobulimina pacifica* Cushman, *Plectofrondicularia sersi* Cushman, *Haplophragmoides laminates* Voloshinova.

Алугинский горизонт (олигоцен). Надстраивается разрез с согласным нижним контактом. Он сложен тефроидными аргиллитами с карбонатными конкрециями, с прослоями кремнистых опоковидных пород (диатомитов). В нижней части залегают мулатханский горизонт глауконитовых песчаников. Мощность алугинского регио-яруса 900 м. Среди моллюсков встречаются *Acila praedivaticata* Nag. et Hug, *Yoldia watasei* Kaneh., *Cyclocardia ilpinensis* Pron., *Papyridea harrimani* Dall, *Periploma besshoensis* (Yok.), *Modiolus solea* Slod., *Trominina bicordata* (Hatai et Koike), *Neptunea ezoana* Tak. Этот в целом бореальный комплекс является весьма типичным и для олигоцена сопредельных районов. Фораминиферы представлены олигоценными *Ammudiscus ariacensis* Mur., *Asanospira carinata* Cushman., *Melonis shimokinensis* (Asano), *Cribrelphilium sumitomoii* Asano et Mur. и др. Здесь же А.Ю. Гладенковым отмечены

олигоценые комплексы диатомовых водорослей: *Cavitatus cf. jouseanus* Williams, *Stephanopyxiss grunowii* Grove et Sturt, *St. superba* Grunow, *Odon-tella sawamurae* Akiba, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba и др. (А. Гладенков, Ю. Гладенков, 2007; А. Gladenkov, 2009).

Пахачинский горизонт (нижний миоцен). Залегает согласно, сложен песчаниками и алевролитами с моллюсками *Yoldia chojensis* Sim., *Thracia schenckii* Clark, *Thyasira ochotica* Gabb, *Clinocardium asagaiensis* (Mak.), *Mya truncata* L. и др.

Ежовый горизонт (средний миоцен). Залегает трансгрессивно, с размывом в основании. Он характеризуется тепловодным комплексом моллюсков *Dosinia kaneharai* Yok., *Mytilus tichanovichii* Mak., *Clinocardium pseudofastatum* (Nomura), *Macomma optiva* (Yok.), *Mya cuneiformis* (Bohm) и др.

Из рассмотренных данных следует, что в разрезе палеогена Олюторского прогиба, где развиты в основном относительно глубоководные отложения (алевролиты и аргиллиты), можно выделить толщи верхов среднего эоцена—олигоцена, в нижней части которых отмечаются конгломератовые пачки, а в верхней части (олигоценовой) — алевролиты с прослоями опок и диатомитов, с фауной бореального типа.

Хатырский (Опухско-Пекульнейский) прогиб

Прогиб протягивается вдоль побережья Берингова моря от нижнего течения р. Опуха до мыса Наварина на 285 км при ширине до 30–40 км наземной части. Положение разреза палеогеновых морских отложений (точнее, серии разрезов) показано на рис. 1 (разрез 15). Надо отметить, что в пределах северной пригранитной зоны прогиба развиты многочисленные тектонические нарушения, в частности надвигового типа, что затрудняет изучение контактов мезозойских и кайнозойских толщ. В прогибе выделяются три части: западная, центральная и восточная, каждая из которых отличается некоторыми фациальными особенностями и мощностью развитых в них третичных толщ (Гладенков и др., 1985). Важно, что в прогибе, кроме наземных обнажений, для характеристики палеогеновых образований были использованы около 15 скважин и сейсмические материалы (Агапитов, Митрофанова, 1998).

В *центральной части* структуры в одной из скважин (Ямракоимская 33) на глубине 721 м вскрыты датские слои с планктонными фораминиферами *Globorotalia trinidadensis* Bolli, *G. pseudobulloides* (Plum.) и др. (Алабушева, 1996). По всей видимости, эти слои входят в состав основания Хатырского бассейна. На сейсмических разрезах центральной части прогиба отчетливо видно, что отложения, относимые к среднему эоцену, залегают с угловым несогласием на верхнем мелу и, видимо,

нижнем палеогене, представляя собой нижний элемент нового седиментационного цикла. Он начинается *ионайской свитой* среднего—верхнего эоцена—олигоцена. Свита представлена внизу конгломератами, переходящими в темно-серые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов. Мощность до 800 м. В комплексе моллюсков определены *Acila praedivaricata* Nagao et Huzioka, *Yoldia longissima* Slod., *Y. watasei* Kaneh., *Modiolus solea* Slod., *Turritella tokunagai* Yok. Среди фораминифер отмечены *Plectofrondicularia packardii multilineata* Cushman, *Haplophragmoides gratus* Ter-Grig., *Cibicides elmaensis* Rau, *Cyclamina pacifica* Beck, *Criboelphidium minimum* Cushman и др. (Серова, 2001). К олигоцену здесь относится и *хайдинская свита*, которая внизу представлена конгломератами и песчаниками, в средней части — флишоидным чередованием алевролитов и песчаников, аверху — алевролитами и аргиллитами (Волобуева и др., 1988). Общая мощность свиты до 2150–2500 м. Среди моллюсков встречаются *Malletia inermis* (Yok.), *Variamussium kronokiensis* Pron., *Cyclocardia yakatagensis* (Clark.), *Neptunea ombetsuensis* Matsui.

В то же время в *восточной части* прогиба на меловых толщах с угловым несогласием залегает *ретырвеевская свита* нижнего—среднего (?) эоцена (Гладенков, 2020). Лежащие в основании конгломераты (3–8 м) сменяются пачками черных крепких аргиллитов и массивных песчаников часто во флишоидном переслаивании. В породах отмечаются карбонатные конкреции — крупные шаровидной формы (в диаметре до 0.5 м) и мелкие конкреции (до 0.1 м). Общая мощность около 800 м. В породах найдены моллюски: *Yoldia watasei* Kaneh., *Crassatella branneri* (Var.), *Glycymeris sagitata* (Gabb), *Solena* aff. *townsendensis* Clark, *Periploma circularis* L. Krisht., *Cucullaea beringiana* Vol., *Tudicula* aff. *copiosa* Dev., *Turritella* aff. *pachikoensis* Stant., *Polinices nuciformis cowlitzensis* (Dickerson) и др. В этой толще Л.И. Митрофановой (Гладенков и др., 1985) отмечены фораминиферы *Cibicides pseudoungerianus evolutus* Cushman et Hobson, *Dentalina dusenburyi* Beck, *D. colei* Cushman et Dusen, *D. cf. legumen* Reuss, *Nodogenerina wegemanni* (Cole), *Pseudoglandulina* cf. *ovate* d'Orbigny, *Cyclamina cancellata obesa* Cushman et Laiming. Перечисленные толщи соответствуют южно-ильпинскому и кыланскому горизонтам Ильпинского разреза, составляющим седиментационный цикл палеоцена и нижнего эоцена, который наращивается выше среднеэоценовым—нижнемиоценовым циклом. Выше ретырвеевской свиты со значительным стратиграфическим перерывом трансгрессивно залегает *моржовская свита* нижнего миоцена. В нижней части отмечается пачка конгломератов и песчаников (50–80 м). Над ней залегают песчаники светло-серые, жел-

то-серые, рыхловатые, средне-крупнозернистые, мощностью более 850 м. В них находятся серые песчано-карбонатные конкреции и прослои гальки. В гальке встречаются переотложенные обломки угля и конкреционных стяжений (с раковинами *Turritella*, перемытыми из рытервеевской свиты). Фауна включает комплекс моллюсков с *Yoldia chojensis* Sim, *Glycymeris boraensis* Laut., *Thyasira disjuncta ochotica* L. Krisht., *Lucinoma acutilineata* (Conrad), *Clinocardium ornatocostatum* Volobueva, *Mya arenaria* Linne, *M. truncata* Linne, *Thracia kavranensis* Пыина, *Macra polynyma voyi* (Gabb), *Ancistrolepis aff. modestoides* (Takeda). В этой же свите Л.И. Митрофановой определены фораминиферы: *Reophax curtus* Cushman, *Haplophragmoides laminatus* Voloshinova, *Melonis cf. tumiensis* Kuznetsova, *Perfectonion incertarformis* Kuznetsova. Свита соответствует пахачинскому горизонту нижнего миоцена Олюторского прогиба (возрастному аналогу кулувенского горизонта Западной Камчатки).

В западной части Хатырского прогиба вскрыт разрез эоцена—среднего миоцена. В нижней части залегает *быстрореченская толща* (видимо, нижнего палеогена), контакты которой остаются неизученными (Волобуева, Красный, 1979). Она сложена в основном песчаниками мощностью до 1000—1200 м. Стратиграфически выше находится *ольховская свита* (или толща), нижний контакт которой не выявлен, но по фауне она относится к среднему (?)—верхнему эоцену—олигоцену (Гладенков и др., 1985). Свита сложена темно-серыми алевролитами с прослоями песчаников. Местами, прежде всего внизу, отмечаются конгломераты (в частности, глинистые) и плавающая галька. Мощность свиты около 1000 м. Встречаются моллюски: *Yoldia watasei* Kaneh., *Nemocardium iwakiense* Mak., *Papyridea matschigarica* Khom., *P. cf. harrimani* Dall, *Thyasira inflata* Yabe et Nomura, *Ostrea* sp., *Crassatella* sp., *Trominina japonica* (Tak.). Комплекс фораминифер включает *Rhabdammina aspera* Voloshinova, *Bathysiphon cf. eoenicus* Cushman et Hanna, *Cyclammina ezoensis* Asano и др. (определения Л.И. Митрофановой). Стратиграфически выше согласно залегает *маллэнская свита* олигоцена—нижнего миоцена, включающая три подсвиты значительной мощности. Нижняя подсвита олигоцена сложена крупными пачками (около 50—70 м) глинисто-песчанистых пород с *Yoldia laudabilis* Yok., *Y. watasei* Kaneh., *Neptunea ezoana* Takeda. Мощность до 2100 м. Средняя подсвита, тоже относящаяся к олигоцену, представлена песчанистыми пачками, в которых отмечены прослои конгломератов, алевролитов и песчано-карбонатных конкреций. Ее мощность около 3000 м. Верхняя подсвита (2400 м) нижнего миоцена включает массивные и мусорные комковатые песчаники, в верхней части с песчано-карбонатными конкрециями. В средней подсвите отмечены моллюски *Yoldia caudata* Khom., *Y. matschigarica* L.

Krisht., *Clinocardium asagaiense* Mak., *C. schinjiense* (Yok.), *Neptunea onnaica* Takeda, *Turritella tocunagai* Yok. В верхней подсвите идентифицированы *Yoldia chojensis* Sim., *Mya arenaria* Linne, *Macoma simizuensis* L. Krisht., *Clinocardium californiense* (Desh.). Суммарная мощность маллэнской свиты около 7500 м. Стратиграфически выше с трансгрессивным контактом залегает *ундал-уменская свита* (средний миоцен). Ее нижняя часть представлена конгломератами и песчаниками, верхняя — песчаниками и алевролитами. В породах найдены остатки *Mya karaginskiensis* Khark., *Laevicardium taracaicum* (Yok.), *Taras gouldi sertunaiensis* (Kogan) и др. Отмечены остатки фагусовых. Суммарная мощность до 980 м.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в средне-позднеэоценовое и олигоценое время в разных частях Хатырского прогиба палеогеографические и седиментационные обстановки были неодинаковые (Гладенков, 2020) (рис. 4). Так, в западной части (правобережье р. Хатырка) в целом накапливались грубообломочные песчано-конгломератовые отложения большой мощности (в частности, мощность одной маллэнской свиты превосходит 7000 м), формирование которых связывается с гипераккумуляционной деятельностью дельтовой системы р. Пра-Хатырка. Здесь часто отмечаются проградации в структуре осадочных комплексов, приведшие к образованию громадной линзы в шельфовой зоне осадконакопления (Гладенков и др., 1985). В средней части прогиба (оз. Имэней-Гыткин) одновозрастные слои представлены менее мощными (около 2000—2500 м) алевролито-песчанистыми отложениями (часть хайидинской свиты), которые формировались в сублиторальных условиях без активного участия речных систем. В самой восточной части прогиба (р. Ретырвеем) накапливались терригенные образования сначала верхне-нижнесублиторального, а затем относительно мелководного типа. При этом на средне-позднеэоценовое и олигоценое время здесь, возможно, пришелся перерыв в осадконакоплении. Отмеченная неоднородность разрезов кайнозой разных частей Хатырского прогиба обусловлена, видимо, различным проявлением и активностью тектонических процессов в этих частях, что приводило, видимо, к разным условиям осадконакопления и различной морфологии дна отдельных участков древнего бассейна.

Алькатваамский прогиб

Прогиб расположен между двумя палеозойскими и мезозойскими выступами, вытянут на 350 км, ширина от 6 до 60 км. Протягивается от среднего течения р. Хатырка на северо-восток к бухте Угольной (рис. 1, разрез 14). Этот прогиб (его называют в литературе также Иомраутским)

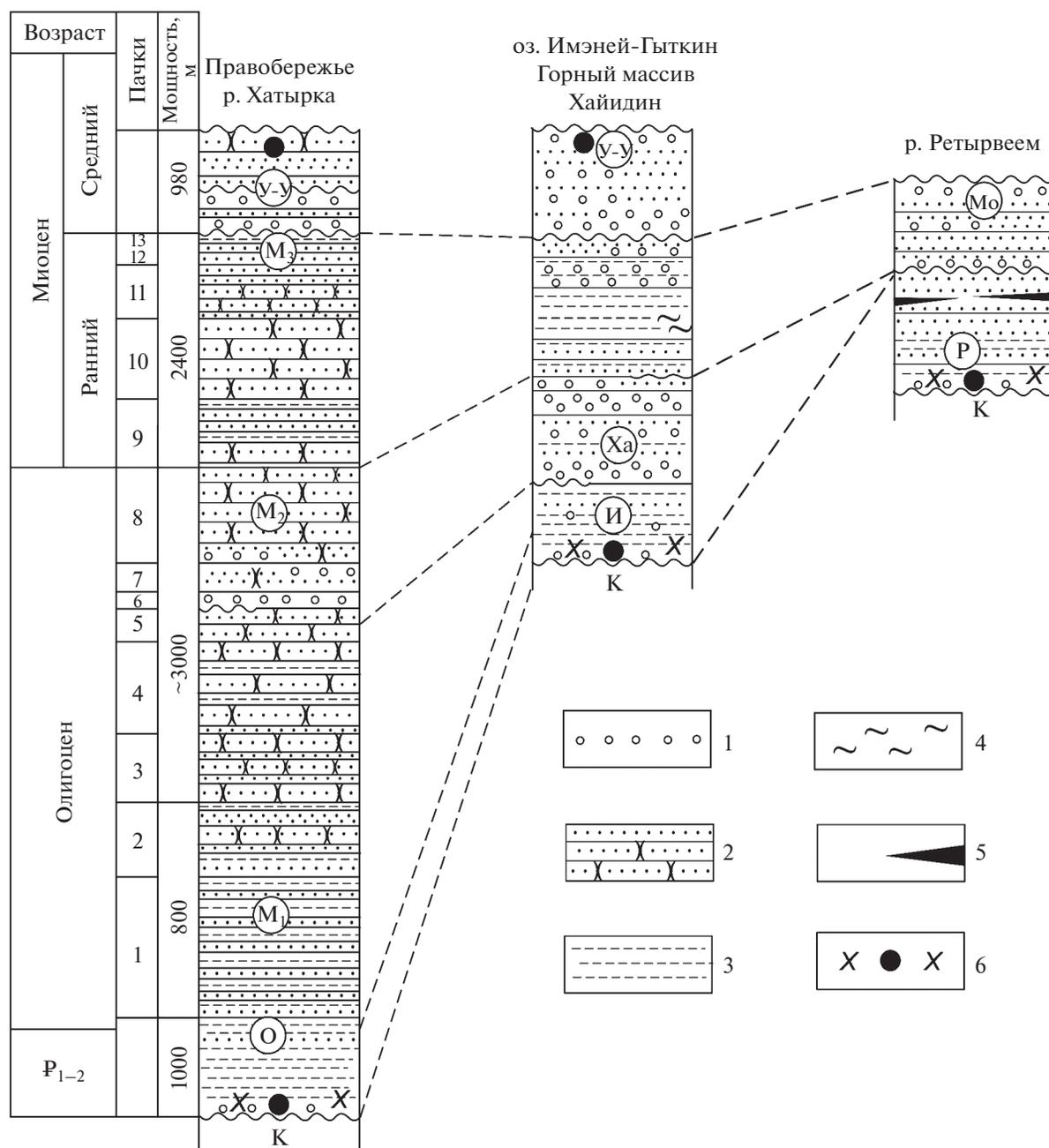


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов кайнозоя западной, центральной и восточной частей Хатырского прогиба. 1 – конгломераты; 2 – слоистые песчаники; 3 – массивные песчаники; 4 – кремнистые породы; 5 – угли; 6 – комплексы тепловодных моллюсков. Сокращения: О – ольховская свита, M_1 – нижнемаллэнская подсвита, M_2 – среднемаллэнская подсвита, M_3 – верхнемаллэнская подсвита, У-У – ундаль-уменская свита, И – ионайская свита, Ха – хайдинская свита, Р – ретырвеемская свита, Мо – моржовская свита, К – мезозойские отложения, P_{1-2} – палеоцен–эоцен.

состоит, видимо, из двух частей: западной ионраутской и восточной краснореченской (известной как Краснореченский грабен) (Волобуева, Красный, 1979; Волобуева и др., 1988). Разрез здесь изучен недостаточно детально. Его низы в восточной и центральной частях прогиба представлены *глухореченской толщей* палеоцен–эоценового возраста мощностью 1000–1200 м. В ней отме-

чаются темно-серые алевролиты, в нижней части которых выявлены планктонные фораминиферы *Globigerina triloculinoidea* Plumm., *Globorotalia angulata* (White), *G. velanscoensis* (Cushman). Из бентосных видов найдены *Rhabdammina eocenica* Cushman, *Ammodiscus pennyi* Cushman et Yary, *Haplolphragmoides coalingensis* Cushman et Hanna (определения М.Я. Серовой). В западной части

прогиба выделена *мольская толща* (до 800 м), в основании которой залегают песчаники, переходящие в алевролиты и аргиллиты со сходным комплексом микрофауны. Она перекрывается *вычмынской свитой* среднего–верхнего? эоцена. Свита включает полимиктовые желтовато-серые разнотельные песчаники мощностью 2000–2500 м. В них В.И. Волобуевой определены моллюски *Crasatella utcholakensis* L. Krisht., *Acila decisa* (Conr.), *Solen sugenensis* Conr., *Venericardia horni* Gabb и др. Выше по разрезу данную свиту сменяет *змеиковская свита* верхнего эоцена–олигоцена. Она представлена темно-серыми алевролитами мощностью до 900 м. В верхней части отмечены пласты песчаников и конгломератов с характерными для олигоцена морскими моллюсками *Acila praedivaticata* Nag. et Hus., *Naculana napanica* L. Krisht., *Yoldia watasei* Kaneh., *Callista furtiva* (Yok.), *Thracia condoni* Dall, *Mya grevingki elongata* Nag. et Inoue. В центральной части прогиба распространена *белогорская свита*, которая тоже относится к олигоцену. Ее слагают полимиктовые песчаники с рассеянной галькой (до 1000 м), с комплексом моллюсков *Acila praedivaticata* Nag. et Hus., *Papyridea harrimani* Dall, *Chlamys branneri* Arnold, *Clinocardium* cf. *okushirensis* Uozumi et Fujie.

В краснореченской части прогиба (в Красно-реченском грабене) к среднему и верхнему эоцену относится *краснореченская свита*. В ее нижней части преобладают конгломераты и полимиктовые песчаники (600 м) с моллюсками *Tivela aragoensis* Turn., *Epitonion turneri* Durham, *Turritella uvasana clequahensis* Weav. et Palm. В верхней части типичными являются алевролиты, аргиллиты, глинистые песчаники (800 м). В этой свите В.И. Волобуевой определены моллюски *Lima oakvillensis* Clark., *Crasatella washingtoniana* Weav. и др.

В свете приведенных данных можно утверждать, что морская трансгрессия палеогена в Алякатваамской структуре оставила достаточно явные следы.

Восточнее данного прогиба находится небольшой **Беринговский прогиб** (бухта Угольная и лагуна Амаам), где обнажаются палеогеновые образования (соответственно *чукотская* и *амаамская* свиты; рис. 1, разрез 14а) (Бушуев, 1954; Волобуева, Красный, 1979). В основании разреза залегают *нижнечукотская* (бухта Угольная) и *нижнеамаамская* (лагуна Амаам) *подсвиты*, относимые к палеоцену. Первая из них мощностью 330 м состоит из полимиктовых песчаников с глинистой пачкой (25 м) в средней части и угольным пластом (“Речным”) в верхней. В подсвите отмечены бентосные фораминиферы *Haplophragmoides formosus* Takayanagi, *Rzehakina* cf. *eripona* (Rzehak), *Ammodiscoides* cf. *conica* Cushman (определения Н.А. Волошиновой). Среднечукотская подсвита (250 м) верхнего эоцена сложена песчаниками и глинистыми породами с

тремя угольными пластами (“Мощный”, “Двойной”, “Карьерный”) с остатками растений (в частности, пальм). Верхнечукотская подсвита среднего эоцена (500 м) включает вулканомиктовые песчаники с прослоями конгломератов и тремя угольными пластами. В подсвите отмечены типичные для среднего эоцена морские моллюски *Mytilus littoralis* Slod., *M. yokoyamai* Slod., *Spisula rushi aragoensis* Turn., *S. acutirostrata* Packard.

Нижнеамаамская подсвита палеоцена (200–330 м) сложена гравелитами, песчаниками и в верхней части алевролитами. В основании находятся вулканомиктовые конгломераты (3 м), которые трансгрессивно, хотя без резкого несогласия перекрывают кампан-маастрихтскую корякскую серию. В подсвите В.И. Волобуевой отмечены моллюски *Glycymeris amaaensis* Volob., *Crassatella uniodes* Stanton, *Turritella* aff. *pachecoensis* Stanton. Комплекс фораминифер, по М.Я. Серовой, включает *Bathysiphon kushiroensis* (Yosh.), *Haplophragmoides kushiroensis* Yosh., *Alabamina* cf. *hokkaidoensis* (Yosh.). Среднеамаамская подсвита нижнего эоцена (580–600 м) состоит из песчаников и алевролито-аргиллитовых пород с четырьмя пластами каменного угля (1–1.5 м). В верхней части подсвиты встречены моллюски *Crassatella* cf. *uvasana semidentata* (Coop.), *Glycymeris* aff. *branneri* Arn, *Corbicula triangular* Volob. Верхнеамаамская подсвита среднего эоцена сложена песчаниками и алевролитами в верхней части (400–450 м). Ее характеризуют моллюски *Nuculana washingtoniana* (Weaver), *Crassatella stillwaterensis emimica* Volob., *Solen coosensis* Turn., *Pitar campi* Vokes. Скорее всего, в прошлом существовала связь между Алякатваамским и Беринговским прогибами. Наличие в разрезах, наряду с морскими толщами, угленосных образований свидетельствует о неустойчивом режиме осадконакопления вблизи прибрежных зон.

Анадырская впадина

Впадина расположена в низовьях рек Анадырь и Великая (рис. 1, разрезы 12, 13). В этом районе пробурено большое число скважин (более 60), что обеспечивает достаточно хорошую корреляцию отложений разных частей впадины. В ее пределах выделяются три структурно-фациальных зоны: южная, центральная и северная, которые отличаются по литологическому характеру и мощности отложений (Агапитов, 1991; Агапитов, Митрофанова, 1998). В целом разрез палеогена представляется следующим образом.

В основании залегают танюерский горизонт (палеоцен–нижний эоцен). Он представлен угленосными прибрежно-осадочными (песчаники и аргиллиты) и вулканогенными образованиями. В его пределах выделяют *танюерскую* и *ягельную толщи* мощностью до 2000–2200 м. В ягельной толще А.В. Алабушевой (1996) отмечены планктонные

фораминиферы (*Globigerina trivialis* Subbotina, *G. triloculinoidea* Plummer) и бентосные комплексы палеоцена (*Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna, *Glomospira corona* Cushman et Jarvis, *Haplophragmoides exacavata* Cushman et Waters, *Cyclammina akeshiensis* (Yoshida)). На танюерском горизонте с несогласием, перерывом и размывом залегает майницкий горизонт, включающий усть-черынайскую и майницкую свиты. По данным бурения, проводившегося в прибрежном районе Берингова моря, в разрезе под этим горизонтом отмечается кора выветривания (Маргулис и др., 2011). Майницкий горизонт сопоставляется со средним–верхним эоценом и олигоценом соседних районов и сложен преимущественно морскими терригенными толщами (песчаники и алевролиты, в верхней части с редкими прослоями диатомитов) большой мощности (от 1300 до 3500 м). В породах этого горизонта В.И. Волобуевой и Ю.Б. Гладенковым отмечены моллюски: *Yoldia kovatschensis* Slod., *Y. cf. longissima* Slod., *Cardita striata* L. Krisht., *Laevicardium esutoruensis* L. Krisht., *Papyridea cf. utchokensis* Slod., *Chlamys aff. gackhensis* L. Krisht., *Clinocardium cf. asagaiensis* (Mak.). Здесь же выявлены фораминиферы *Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna, *Rhabdammina eocenica* Cushman et Hanna, *Cyclammina pacifica* Beck, *Plectofrondicularia packardii* (Cushman et Schenck), *Pl. multiliniata* Cushman et Simonson (определения Л.И. Митрофановой).

Выше залегает собольковский горизонт нижнего миоцена. К нему относятся две свиты: *собольковская и гагаринская*, сложенные песчаниками и алевролитами с углями. Среди моллюсков отмечены *Yoldia chojensis* Sim., *Hiatella pleshakovi* (Sim.), *Delectopecten cf. pedroanus* (Tr.). Мощность горизонта до 950–1300 м. Упомянутые свиты сменяются вверх по разрезу *авоткульской свитой* среднего миоцена, залегающей трансгрессивно и представленной в основном песчаниками (200–690 м) с типичными среднемиоценовыми моллюсками *Yoldia nabiliana* (Sim.), *Y. kuluntunensis* Slod., *Spisula voyi* (Gabb), *Macoma nasuta* (Conrad) и др.

Майницкий горизонт в данной впадине маркирует значительную морскую трансгрессию среднего эоцена–олигоцена, сопровождавшуюся опусканием дна бассейна и накоплением терригенных толщ большой мощности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Синтез приведенных выше материалов по стратиграфии палеогена разных районов Корякского нагорья позволяет прийти к нескольким общим выводам.

1. В рассмотренных разрезах различных прогибов и впадин Корякского региона Северо-Востока Азии отмечена серия морских осадков, которая связана с крупной **морской трансгрессией конца средне-**

го эоцена–олигоцена. Строение этого седиментационного цикла можно представить в следующем виде (рис. 2, цикл 2). В основании серии (верхи среднего эоцена) залегают обычно мелководные конгломератовые и песчаниковые толщи, которые содержат гальку с обломками мезозойских и нижнепалеогеновых пород. Они надстраиваются относительно глубоководными глинистыми толщами (алевролиты, аргиллиты, местами кремнистые породы – опоки и диатомиты; верхний эоцен и олигоцен), которые отвечают максимуму трансгрессии. Выше эти отложения постепенно сменяются регрессивными песчано-конгломератовыми образованиями нижнего миоцена. Эта серия (на Камчатке она называется “воямпольской”) практически повсеместно залегает на подстилающих породах мела и палеоцена–нижнего эоцена с угловым несогласием или с размывом, а перекрывается трансгрессивно залегающими среднемиоценовыми толщами, относящимися к другому, средне-верхнемиоценовому, седиментационному циклу (“кавранская серия”).

В Паропольском и Пенжинском прогибах (западные и северо-западные районы Корякского нагорья) среднеэоценовое угловое несогласие выражено резко и прослеживается практически во всех описанных разрезах. В третичных структурах юго-восточной части нагорья (в Анадырской впадине и Хатырском прогибе) оно отмечается тоже достаточно четко. В Олюторском прогибе (юг нагорья), в котором развиты сравнительно мелководные образования, начало трансгрессивной серии отмечается в виде размыва и появления в разрезе пачек гравелитов, залегающих без видимого углового несогласия. Следы этой значительной трансгрессии фиксируются и на Восточной Камчатке, где во многих районах также отмечается угловое несогласное залегание верхов среднего эоцена на подстилающих отложениях, в частности в Валагинском хребте (р. Корниловская), где автору пришлось его описывать раньше (Гладенков, 2016). И в пределах Сахалина морские толщи среднего эоцена (краснопольевский горизонт) тоже с размывом перекрывают континентальные угленосные образования нижнего палеогена, знаменуя и здесь начало “снатольской” трансгрессии (Гладенков и др., 2002). Во всех случаях возрастные аналоги сравнительно мелководной снатольской свиты (горизонта) перекрываются относительно глубоководными алевролитами и песчаниками “ковачинского–утхолокско-вивентекского” интервала (на Сахалине это такардайские и аракайско-холмские толщи), который соответствует пику этой трансгрессии. Из этого следует, что отмеченное выше геологическое событие было достаточно широкомасштабным, ибо оно проявилось на значительной площади северо-восточной окраины Азии.

В данной статье не разбираются причины возникновения среднеэоценовой трансгрессии и появления в разрезах углового несогласия и размывов в основании трансгрессивно залегающих толщ среднего эоцена (обычно его середины). Одна из попыток объяснения этого явления была сделана несколько лет назад (Гладенков, 2013), когда было высказано предположение, что отмечающиеся в кайнозойских разрезах Камчатско-Корякского региона несогласия и трансгрессивные серии связаны с проявлением в этом регионе нескольких (до 5–6) фаз тектогенеза, приведших к структурным перестройкам и прогибанию отдельных структурных зон, в том числе и в пределах Корякского нагорья. Одна из таких фаз приходилась как раз на ранний эоцен—начало среднего эоцена, что и вызвало появление несогласий и размывов в середине среднего эоцена. С другой стороны, следует учитывать, что в литературе имеются указания на возможное относительное поднятие уровня Мирового океана (более 100 м) в конце эоцена и олигоцена, связанное с одним из эвстатических циклов второго порядка (Vail, Hardenbol, 1979; Naq et al., 1987). Но в активных тектонических зонах оценить роль этого явления очень трудно, хотя и списывать его нельзя.

2. В северо-западной части Корякского нагорья охарактеризованные выше прогибы имеют явно линейное простираие, что, возможно, отражает расположение древних рифтовых и депрессионных зон, а на востоке и юге наложенные впадины образовывались, видимо, вследствие опускания в палеогене по периферии мезозойских отдельных блоков, связанного с тектоническими дислокациями. Конечно, эти вопросы нуждаются еще в дополнительном освещении со стороны специалистов. Но в нашем случае уже сейчас ясно, что одна из **тектонических активизаций** в данном регионе, произошедшая в **раннем эоцене—начале среднего эоцена**, в значительной мере отразилась на седиментационных процессах в структурах Корякского нагорья. Несмотря на то, что она проявилась в разных районах различным образом, общая тенденция их развития все же улавливается. При анализе кайнозоя этого региона обращает на себя внимание относительно большая мощность (до нескольких тысяч метров) терригенных отложений в отмеченных выше прогибах и впадинах, что указывает на лавинную седиментацию. Видимо, это является следствием контрастных тектонических движений и интенсивного сноса осадочного материала при формировании структур. При определенной условности приведенных выше оценок мощности свит разных структур, все же очевидно, что мощность палеогена в них сравнительно большая — до 5000–7000 м (лишь в разрезе Ильпинского п-ова около 3360 м). Что касается интервала верхов среднего эоцена—олигоцена (осадки трансгрессивной части осадочного цикла), то его мощность

оценивается в 3000–5000 м, за исключением Ильпинского разреза, где она около 1650 м. Эти показатели наглядно характеризуют одну из особенностей развития активных зон перехода от океана к континенту, где широко образуются формации геосинклиального типа большой мощности (Григоренко, 2011).

Вопросы общей тектоники и геодинамической эволюции мезозойских и альпид Корякского региона здесь не рассматриваются, и мы отсылаем читателя к специальной литературе и моделям по этой тематике (Егиазаров и др., 1965; Александров, 1978; Руженцев и др., 1982; Бондаренко, 2004; Чехович и др., 2009; Харахинов и др., 2014 и др.). Отметим только, что в современной структуре границы перечисленных выше прогибов и впадин Корякского нагорья часто осложнены молодыми, постмиоценовыми и постплиоценовыми, тектоническими нарушениями. Например, почти по всей северной части Хатырского прогиба отмечены следы надвигания с севера мезозойских образований на кайнозойские толщи. Тектонические разломы, в частности надвижки, фиксируются по периферии Анадырской впадины и Алякватваамского прогиба. Разломы в большом количестве отмечаются и в приграничных зонах западных прогибов. При этом разрывные нарушения имеются также в пределах самих кайнозойских прогибов и впадин, третичные толщи в которых обычно смяты в складки. Все это затрудняет изучение этих структур.

3. Снатовский и надстраивающие его палеогеновые горизонты вмещают характерные комплексы бентосной фауны (моллюски и фораминиферы), а в последнее время для датировки этих отложений стали использовать планктонные остатки (фораминиферы, частично диатомовые, наннопланктон и диноцисты). Установленные в разных районах **комплексы моллюсков**, которым было уделено специальное внимание, несмотря на некоторые различия палеогеновых разрезов в разных структурах Корякского нагорья (различия в фациях осадочных толщ, их мощности и пр.), достаточно уверенно сопоставляются друг с другом и с комплексами моллюсков региоарусов (или горизонтов) палеогена Камчатки и Корякского нагорья (Решения..., 1998). Сравнительное изучение палеосообществ моллюсков других районов послужило основой составления межрегиональной корреляционной схемы морского палеогена всей северо-западной части Азии (от Японии и Сахалина на юге до Аляски на севере). Она сопоставлена со схемой, составленной для Северотихоокеанского побережья Америки (штаты Вашингтон и Орегон) еще в прошлом веке и опубликованной в 1970-х годах (Гладенков, 1978). Не повторяя подробно уже опубликованные палеонтологические данные по трем горизонтам среднего эоцена—олигоцена Камчатско-Корякского региона, все же еще раз

напомним, что каждый из них охарактеризован определенным комплексом моллюсков.

Для *снатольского горизонта* и его возрастных аналогов (верхи среднего эоцена) наиболее типичными являются *Macrocallista snatolensis* L. Krisht., *Mytilus yokoyamai* Slod., *Mytilus littoralis* Slod., *Solen tigelensis* Slod., *Pitar micrum* Sin., *Plicacosta someshomai* (Oyama et Mizuno), *Yoldia watasei ogasawarai* Uozumi, *Nemocardium morysvillensis* Dick., *Venericardia hornii* (Gabb), *Miltha kamtschatica* Pronina, *Acantocardia snatolensis* L. Krisht., *Papyridea utcholokensis* Slod., *Neverita washingtonensis* (Weav.), *Trominina dispar* Takeda, *Colus asagaiensis* Mak., *Turcicula nagaoui* Noda, *Genota snatolensis* Пыина. Для следующего, *ковачинского, региоюрса* и его возрастных эквивалентов (верхний эоцен) обычны *Yoldia takaradaiensis acuta* L. Krisht., *Malletia poronaiica* (Yok.), *Cardita kovatschensis* L. Krisht., *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Laternula korniana* L. Krisht., *Hataiella aff. poronaiensis* (Takeda), *Pitar kryshstofovichii* Sin., *Turcicula praesakhalinensis* (Dev. et L. Krisht.), *Turritella tokunagai* Yok. Что касается *аманинско-гаххинского горизонта* (верхний эоцен—олигоцен), то он характеризуется широко распространенным в регионе характерным сообществом с *Yoldia longissima* Slod., *Y. nitida* Slod., *Y. watasei* Kaneh., “*Yoldia*” *multidentata* Khom., *Acila praedivaticata* Nagao et Husioka, *Malletia inermis* Yok., *Modiolus solea* Slod., *Nemocardium iwakiense* (Mak.), *Chlamys matschgarensis* Mak., *Papyridea harrimani* Dall, *Periploma besshoensis* (Yok.).

Конечно, сопоставление комплексов моллюсков из разных разрезов такой значительной территории — дело непростое. И одна из причин этого — пока еще недостаточное их сравнительное изучение. Базовым источником сведений о палеогеновых моллюсках Японии до сих пор является одна большая сводка японских специалистов начала 1960-х годов (Oyama et al., 1960). Трудно переоценить и крупное обобщение по моллюскам из разрезов штатов Вашингтон и Орегон США Ч. Вивера (Weaver, 1942). Эти обобщения по объему палеонтологического материала являются уникальными и пока непревзойденными в Японии и Северной Америке. Автору в какой-то мере повезло, так как ему удалось познакомиться со многими палеогеновыми разрезами и коллекциями, находящимися в Японии и США. В Северной Японии ему удалось изучить формации Исикари, Поронай (эоцен) и Мамидзияма (олигоцен) вместе со свойственными им комплексами моллюсков. В Северной Америке особенно важными в этом же отношении оказались формации Ковлитц, Линкольн (эоцен), Твин-Ривер (верхи эоцена—олигоцен) и Блекли (олигоцен). Это изучение привело к выводу, что многие формы, выделенные в этих странах и в России под разными именами, являются либо одними и теми же видами, либо подвидом. Например, в американских коллекциях об-

наружились виды, которые сходны с камчатскими и японскими и с которыми они образуют “пары”: *Yoldia reagani* = *Y. orientalis*, *Y. scissurata* = *Y. ochotensis*, *Conchloidesma bainbridgensis* = *Laternula besshoensis*, *Variamussium wailandi* = *V. pillarense*, “*Cardium*” *hamiltonensis* = *Papyridea matchigarica* и др. (Гладенков, 1979). Конечно, для стратиграфических корреляций приходится использовать многие виды японских и американских авторов. И это хорошо иллюстрируется приведенными выше списками моллюсков, отмеченных в горизонтах палеогена Корякского нагорья: часть использованных видов описана американскими авторами, вторая часть — японскими, а третья часть — российскими специалистами. При этом имеется достаточно много общих видов, которые находятся в разрезах шельфовых отложений всего Северо-Тихоокеанского региона или его азиатской части. В одной из монографий (Гладенков и др., 2005) приведены 55 биогеографических схем для эоцен-олигоценного интервала данной области, которые наглядно иллюстрируют эту мысль (были использованы данные по ареалам 75 видов моллюсков). В целом можно сказать, что многие книги и публикации российских геологов по стратиграфии палеогена Камчатки и Корякского нагорья (Криштофович, 1947, 1961; Гладенков, 1972, 2020; Гладенков и др., 1991, 1997, 2005, 2013, 2018; Волобуева, Красный, 1979; Волобуева и др., 1988; Деятилова, Волобуева, 1981 и др.) сопровождаются значительным блоком палеонтологического материала и в этом отношении не уступают публикациям наших коллег из соседних стран. Это свидетельствует о том, что уже сейчас заложена солидная база как для проведения широких стратиграфических и палеогеографических корреляций, так и для продолжения будущих более детальных исследований по стратиграфии восточных районов России. Изученные в последнее время планктонные комплексы (фораминиферы, диатомовые, наннопланктон, диноцисты), найденные в одних и тех же слоях вместе с бентосными остатками, позволяют не только контролировать корреляции регионального масштаба, но и привязывать региональные схемы к глобальной шкале с достаточно большой точностью.

4. Помимо значительной роли, которую играют ископаемые комплексы моллюсков в построении местных и региональных стратиграфических схем, эти сообщества помогают реконструировать некоторые особенности природных условий прошлого, в том числе **палеогеографические обстановки и характер биособытий**. Моллюски обычно обитают в шельфовых условиях, поэтому в ископаемом состоянии они особенно важны для определения обстановок формирования древних формаций шельфовых зон. Так, видовой и родовой состав комплексов определенных литологических фаций может использоваться для определения относительных

глубин и гидрорежима их формирования (Кузнецов, 1963). Наличие в палеогеновых осадках тех или иных районов представителей неподвижных сестонофагов (*Mytilus*, *Modiolus*, *Musculus*, *Ostrea*) свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления (глубина обычно 0–50 м) в прибрежной части древнего бассейна. Преобладание подвижных и малоподвижных фильтраторов (*Cardium*, *Serripes* и пр.) говорит об обстановке верхней сублиторали с глубиной до 100 м. Более глубокая зона маркируется доминированием в сообществах собирающих детритофагов (*Macoma*, *Acila*, *Yoldia*, *Tellina*), которые являются показателем спокойного гидрорежима и относительно больших глубин (до 300 м и более), свойственных нижнесублиторальным и верхнебатиальным обстановкам. Следующая по глубине зона грунтоедов развита в условиях малоподвижных вод батии, нередко с дефицитом кислорода. Здесь моллюсков мало (отдельные виды *Nucula*, *Malletia*). Исходя из синтеза данных по моллюскам палеогена Корякского нагорья, а также сведений по литологическому составу изученных формаций, можно в целом сказать, что рассмотренные ранее среднеэоценовые толщи формировались в мелководных условиях в пределах верхней сублиторали (где развиты конгломераты, гравелиты и песчаники), а затем, в позднем эоцене и олигоцене, морские отложения накапливались в обстановках преимущественно верхней–нижней сублиторали (алевролиты и аргиллиты). Относительно глубоководные условия осадконакопления были характерны прежде всего для олигоценевого времени, когда накапливались не только алевролиты-аргиллитовые осадки, но и опоки и диатомиты. В ряде случаев палеонтологические находки достоверно маркируют изменения в положении береговой линии морских бассейнов.

С другой стороны, смена сообществ ископаемых моллюсков в разрезах северотихоокеанской зоны показывает, что в течение палеогена происходили эволюционные процессы, вызывавшие изменения родового и видового состава комплексов (в частности, изменение состава руководящих и характерных видов, доли впервые появившихся и исчезнувших видов, процента соотношения вымерших и ныне живущих форм, относительного количества эндемиков и пр.). Эти процессы отражались в определенной *этапности* развития палеокомплексов, что и учитывалось при выделении перечисленных выше горизонтов разных провинций (подробно см. Гладенков, 2018). Фактически каждый горизонт маркирует определенный этап развития морской экосистемы и свойственной ей палеобиоты. Среди наиболее важных границ в “палеосукцессиях” интервала среднего эоцена–нижнего миоцена следует считать рубеж эоцена и олигоцене, когда относительно тепловодные сообщества в регионе стали замещаться бореальными

комплексами на фоне глобальной смены “оранжерейного” типа климата “ледниковым” типом (Гладенков, 2018).

5. Анализ сообществ моллюсков разных стратиграфических уровней позволяет предполагать, что в течение палеогена происходило **масштабное изменение климата** в сторону общего похолодания, отражавшееся, в частности, в изменении температуры морских водных масс. В ряде работ (Гладенков и др., 2005, 2013, 2018) уже было показано, как в связи с этим менялась термотропная характеристика комплексов моллюсков по разрезу: если эоценовые сообщества региона являлись в целом тепловодными и включали представителей *Crassatella*, *Glycymeris*, *Arca*, *Turritella*, *Tudicula* и других родов, то в позднем эоцене и особенно олигоцене появились относительно холодноводные комплексы с *Yoldia*, *Nuculana*, *Acila*, *Macoma*, *Chlamys*, *Periploma*, *Nemocardium*, *Variamussium*, *Neptunea* и др. С олигоцене (а возможно, с позднего эоцена) в Северо-Тихоокеанской области начал формироваться бореальный тип биоты, который получил развитие в неогене и далее в квартере. На этом фоне происходили более мелкие климатические флуктуации, которые при потеплении вызывали кратковременные миграции относительно тепловодных сообществ с юга на север (от японских широт до чукотских), а при похолодании, наоборот, смещение бореальных представителей с севера на юг. Это объясняет, в частности, нахождение в палеоэоценовых и эоценовых разрезах Корякского нагорья (особенно в верхнем палеоэоцене–нижнем эоцене и среднем эоцене) субтропических элементов биоты, в частности моллюсков (представители родов *Crassatella*, *Glycymeris*, *Cucullaea* др.). Масштаб этого явления – “климатических миграций” – мог быть, видимо, весьма значительным. Пространственно представители субтропической биоты перемещались вдоль шельфовой зоны Северо-Восточной Азии от южных широт к северным на сотни (и даже, возможно, на тысячи) километров (Гладенков и др., 2005), фактически до широт Анадырской впадины. Недавно появилось сообщение о находке планктонных фораминифер эоцена севернее Анадырской впадины, к северу от залива Креста Восточной Чукотки – до 66° с.ш. (Бугрова, Гульпа, 2019). Это, пожалуй, самая северная находка карбонатного планктона палеогена на азиатском побережье.

Следует отметить одну особенность *олигоценевого* этапа развития шельфовых биотических сообществ. Как указывалось выше, в это время в морских бассейнах Камчатско-Чукотского региона началось формирование бореального типа фауны, который получил позже развитие в неогене. При этом замещение тепловодных ценозов моллюсков, свойственных в целом палеоэоцен-

среднеэоценовым бассейнам, бореальными сообществами шло, видимо, не резко, а достаточно постепенно, было растянуто во времени, о чем свидетельствует отмечаемое в ряде случаев сонахождение в олигоценовых толщах как относительно тепловодных (*Glycymeris*, *Ostrea*, *Papyridea*, *Turritella*), так и сравнительно холодноводных элементов биоты (в частности, *Yoldia*, *Macoma*, *Chlamys*, *Periploma*, *Variamusium*, *Neptunea* и др.). Тем не менее с периодом общего относительного похолодания и появления психросферы связано отступление ареалов сравнительно теплолюбивых бентосных и планктонных сообществ от чукотско-камчатских широт в южном направлении (до Японии), что сопровождалось появлением в камчатско-корякских бассейнах богатых комплексов диатомовых водорослей бореального типа, получивших развитие практически во всей Северо-Тихоокеанской области. Именно с этим связывают накопление кремнистых толщ как на Камчатке и Корякском нагорье (свиты гакхинская, утхолокская, вивентекская, алугинская), так и в районах американского побережья (формация Монтерей). Надо добавить, что имеющиеся данные по палеогеновой флоре этого региона (Ахметьев, 2015) в принципе соответствуют выводам о палеоклиматических флуктуациях, полученным по морским отложениям.

В заключение уместно обратить внимание еще на одно обстоятельство. Кайнозойские морские отложения, развитые в пределах Корякского нагорья, обнаруживают в ряде структур признаки нефтегазоносности, хотя изученность с этой точки зрения данной территории далека от полной. Имеется не очень много сводных работ, посвященных данной проблеме, и среди них выделяется важная сводка В.В. Харахинова и его соавторов (Харахинов и др., 2014) о нефтегазоносных бассейнах Берингоморского региона (с детальной характеристикой коллекторских свойств пород, флюидоупоров и пр.). В ней, в частности, разбираются особенности строения и формации Анадырской впадины и Хатырского прогиба (Агапитов, 1991). Использование материалов бурения, проведенного на суше и в прилегающей к ней акватории, как и данных сейсмостратиграфии, позволило, например, определить, что в этих достаточно больших и тектонически сложно построенных структурах (с широким развитием разрывных нарушений) имеются более мелкие части с их специфическим набором фаций. В Анадырском бассейне (впадине) намечены два суббассейна: Нижне-Анадырский и Восточно-Анадырский с учетом акваториальной части, в которых нефтегазоносность уже доказана. При этом предполагается, что нефтегазогенерационный потенциал шельфовой части бассейна в два раза превышает таковой наземного его сектора. Считается, что в создании общего углеводородного потенциала бассейна

значительная роль принадлежит, в частности, палеогеновым толщам. В Хатырском прогибе выделены три структуры – западный и восточный субпрогибы и разделяющая их центральная часть. В них палеогеновые образования также обнаружены признаки присутствия углеводородов. В частности, автор статьи по результатам геологической съемки в западной части Хатырского прогиба давно обращал внимание на проявление нефтегазоносности в его пределах (Гладенков, 1962). Надо учитывать, что материковая часть Хатырского бассейна является его северной окраиной, занимающей не более 10–15% общей площади бассейна. В основной акваториальной части бассейна, простирающейся под водами Берингова моря, структурный план осадочного выполнения становится более спокойным, что, видимо, может свидетельствовать о благоприятных условиях для нефтегазоаккумуляции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше в развернутом виде приведены основные результаты проведенного исследования. Кратко их можно изложить следующим образом. Изучение морских отложений среднего эоцена–олигоцена Корякского нагорья Северо-Востока Азии выявило их приуроченность к четырем кайнозойским прогибам и двум впадинам, расположенным в периферийных зонах мезозойского региона. Эти образования сформировались во время морской трансгрессии, охватившей смежные регионы не только Камчатки, но и Сахалина, Японии и Северной Америки. Большую роль при расчленении древних формаций играли комплексы моллюсков, которые позволили осуществить корреляцию стратиграфических горизонтов верхней части палеогена практически во всей Северо-Тихоокеанской области. Анализ этих комплексов выявил их различную термотропность, отразившую палеоклиматические флуктуации (прежде всего масштабные потепления в эоцене и похолодание в конце эоцена–олигоцене), которые вызывали заметные миграции морской палеобиоты в пределах субтропических и бореальных широт Северо-Тихоокеанской области.

В заключение хочется еще раз напомнить о большом вкладе в изучение стратиграфических проблем кайнозоя Корякского нагорья во второй половине прошлого столетия трех замечательных женщин – специалистов-малакологов Л.В. Криштофович, А.Д. Деятелиной и В.И. Волобуевой.

Проведенное обобщение по морскому палеогену различных прогибов и впадин Корякского нагорья с суммированием данных по моллюскам изученных разрезов может оказаться полезным для корректировки региональных стратиграфических схем и составления геологических карт нового поколения.

Благодарности. Автор выражает благодарность С.И. Бордунову за помощь в оценке возраста комплексов фораминифер в разрезах палеогена изученного региона. Отдельно хотелось бы поблагодарить за конструктивные советы рецензентов А.С. Бякова, Ю.Д. Захарова и С.В. Попова.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания ГИН РАН и при поддержке проекта РФФИ № 19-05-00361.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агапитов Д.И.* Новые данные о стратиграфии неогеновых и палеогеновых отложений Анадырской впадины // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 70–95.
- Агапитов Д.И., Митрофанова Л.И.* Стратиграфия палеогеновых отложений Хатырской впадины (Чукотка) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 53–60.
- Алабушева А.В.* Биостратиграфия и фораминиферы палеогеновых отложений Северо-Востока России (Хатырская и Анадырская впадины). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 1996. 16 с.
- Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
- Атлас фауны и флоры палеогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез. Отв. ред. Меннер В.В. М.: Наука, 1984. 335 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 385).
- Афанасьева Н.С., Гладенков Ю.Б., Серова М.Я.* Новые данные о расчленении и возрасте третичных отложений центральной части Пенжинского прогиба (Корякское нагорье) // Советская геология. 1974. № 1. С. 53–67.
- Ахметьев М.А.* Палеоген высокоширотных регионов Сибири и Северо-Востока России: стратиграфия, флора, климат и угленакопление // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 76–90.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В., Бояринова М.Е., Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Таривердиева Т.Н.* Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 1. С. 110–123.
- Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2004. 46 с.
- Бордунов С.И., Дмитриева Т.В., Фрегатова Н.А.* Вопросы стратиграфии кайнозоя Западной Камчатки и этапы развития палеосообществ фораминифер // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 5. С. 17–24.
- Бугрова Э.М., Гульпа И.В.* Новые сведения по стратиграфии верхнего мела и находка морского палеогена на востоке Чукотского полуострова (по данным изучения фораминифер) // Региональная геология и металлогения. 2019. № 78. С. 70–75.
- Бушуев М.И.* Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. М.: Водотранспорт, 1954. 130 с.
- Волобуева В.И., Красный Л.Л.* Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 83 с.
- Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Белая Б.В.* Палеоген Северо-Востока СССР // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 118–156.
- Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Минюк П.С., Музылев Н.Г., Олейник А.Э., Синельникова В.Н., Соколова З.Ш., Титова Л.В., Фрегатова Н.А., Ширая О.А.* Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
- Геология СССР. Том 31. Камчатская область, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 729 с.
- Гладенков А.Ю.* Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 571).
- Гладенков А.Ю.* Ярусы олигоцена и граница между палеогеном и неогеном на Западной Камчатке – новые данные по диатомеям // Неоген и квартал России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 23–29.
- Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б.* Новые данные по палеонтологической характеристике олигоцена в разрезе п-ова Ильпинский (Северо-Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 119–123.
- Гладенков Ю.Б.* Нефтепроявления нижнего течения реки Хатырки (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 9. С. 101–106.
- Гладенков Ю.Б.* Неоген Камчатки (вопросы биостратиграфии и палеоэкологии). М.: Наука, 1972. 251 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 214).
- Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 313).
- Гладенков Ю.Б.* Верхнекайнозойские толщи тихоокеанского побережья Северной Америки и корреляция с ними дальневосточных разрезов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 8. С. 74–84.
- Гладенков Ю.Б.* Проявление фаз тектогенеза в кайнозое северо-западного обрамления Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 117–123.
- Гладенков Ю.Б.* Опорные разрезы палеогена и неогена Восточной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 64–80.
- Гладенков Ю.Б.* Стратиграфические горизонты и проблемы эволюции биотических сообществ морских экосистем в рамках геомериды и биосферы // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 16–30.
- Гладенков Ю.Б.* Стратиграфия кайнозоя восточной части Опухско-Пекульнейского прогиба, Корякское нагорье, Северо-Восток России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 171–180.
- Гладенков Ю.Б., Волобуева В.И., Митрофанова Л.И.* Третичные толщи Нижнехатырского прогиба (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 77–93.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Олейник А.Э., Титова Л.В., Братцева Г.М., Зырянов Е.В., Фрегатова Н.А., Казаков К.Г.* Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 467).
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Антипов М.П., Беньямовский В.Н., Братцева Г.М., Полянский Б.В., Ступин С.И., Федоров П.И.* Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия,

палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 336 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 488).

Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шаницер А.Е. Биосфера—экосистема—биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики: эоцен—олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов (К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера). М.: ГЕОС, 2005. 480 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 540).

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А. Стратиграфия морского палеоцена и нижнего эоцена Западной Камчатки (палеонтологическая характеристика, палеогеографические обстановки). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2013. 160 с.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Бордунов С.И., Чехович В.Д., Александрова Г.Н., Водозов В.Ю., Гептнер А.Р., Дмитриева Т.В., Покровский Б.Г., Трубихин В.М., Фрегатова Н.А. Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2018. 202 с.

Григоренко Ю.Н. Палеоцен-эоценовый граувакковый комплекс тыловых прогибов Притихоокеанской окраины (строение и формирование). СПб.: ВНИГРИ, 2011. 322 с.

Деятелилова А.Д., Волобуева В.И. Атлас палеогена и неогена Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1981. 219 с.

Егизаров Б.Х., Дундо О.П., Анисеева Л.И., Русаков И.М., Десярченко Ю.П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 343 с.

Криштофович Л.В. Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки. Л.: Ленгостоптехиздат, 1947. 151 с. (Труды ВНИГРИ. Новая сер. Вып. 23).

Криштофович Л.В. Сопоставление третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости // Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 83—90.

Кузнецов А.П. Фауна донных беспозвоночных прикамчатских вод Тихого океана и северных Курильских островов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 271 с.

Маргулис Л.С., Агапитов Д.Д., Маргулис Л.А., Пылина Л.М., Гладенков А.Ю., Жидкова Л.С., Дмитриева Т.В., Федорова В.А., Фрегатова Н.А. Первые данные о кайнозойском разрезе Чукотского шельфа Берингова моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 103—114.

Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России — Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136—189.

Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с. (Труды ПИН РАН. Т. 279).

Харахинов В.В., Шленкин С.И., Вашкевич А.А., Агапитов Д.Д., Обухов А.Н. Нефтеносные бассейны Беринговоморского региона (итоги нефтегазопроисковых работ 2000—2009 гг.). М.: Научный мир, 2014. 340 с.

Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в поздне меловое—палеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37—62.

Gladenkov A. Yu. Fossil diatom flora from the marine Paleogene stratigraphic key section of northeast Kamchatka, Russia // Acta Botanica Croatica. 2009. V. 68(2). P. 199—209.

Gladenkov A. Yu. New data on diatoms from the marine Cenozoic section of West Kamchatka at the Kvachina Bay // Paleontol. J. 2019. V. 53. № 8. P. 799—802.

Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156—1167.

Oyama K., Mizuno A., Sakamoto T. Illustrated handbook of Japanese Paleogene mollusks. Geol. Surv. Japan, 1960. 244 p. Vail P. R., Hardenbol J. Sea-level changes during the Tertiary // Oceanus. 1979. V. 22. P. 71—79.

Weaver C. E. Paleontology of the marine Tertiary formations of Oregon and Washington. Part III // Univ. Washington Publications in Geology. 1942. V. 5. P. 563—789.

Рецензенты А.С. Бяков,
С.В. Попов, Ю.Д. Захаров

Marine Paleogene of the Koryak Upland, Northeastern Asia: Stratigraphy, Mollusks, Correlations, and Geological Events

Yu. B. Gladenkov*

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: gladenkov@ginras.ru

Middle Eocene—Oligocene marine deposits confined to four Cenozoic troughs and two depressions in the Mesozoic periphery of the Koryak Upland in Northeastern Asia are considered. The deposition was induced by a significant marine transgression covering adjacent areas of Kamchatka, Sakhalin, and Japan as well. The ancient formations were subdivided by means of molluscan assemblages which substantiated correlations of the upper Paleogene stratigraphic horizons over the whole North Pacific region. This enabled to reveal paleoclimatic fluctuations (Eocene warmings and late Eocene—Oligocene cooling) that led to migrations of marine biota.

Keywords: Eocene, Oligocene, Koryak Upland, troughs, depressions, regional stages, suites, mollusks, transgressions, paleoclimatic events

УДК 551.79,551.89

СТРУКТУРА ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО РИТМА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТАЛЬНОГО ПОЧВЕННО-СЕДИМЕНТАЦИОННОГО АРХИВА ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ (АЛЕКСАНДРОВСКИЙ КАРЬЕР)

© 2021 г. С. А. Сычева¹, *, О. С. Хохлова², П. Р. Пушкина¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия

*e-mail: sychevasa@mail.ru

Поступила в редакцию 21.01.2020 г.

После доработки 21.10.2020 г.

Принята к публикации 19.11.2020 г.

Представлены результаты исследования по стратиграфии и хронологии позднего плейстоцена, полученные на основе как ОСЛ-, так и ¹⁴C-датирования палеопочв и отложений в Александровском карьере, расположенном на Среднерусской возвышенности. Приуроченность этого разреза к заполнению палеобалки способствовала отражению в его слоях многократного чередования этапов почвообразования, криогенеза и седиментации в позднем плейстоцене. Изученная последовательность лёссов и палеопочв является одним из наиболее подробных почвенно-осадочных наземных архивов в Восточной Европе благодаря своему специфическому геоморфологическому положению. Здесь отражены климатические изменения от микулинского межледникового (МИС 5e) до голоцена (МИС 1). В основании палеодепрессии залегает рышковский педолитокомплекс (МИС 5e, 127–117 тыс. лет), педогенетические стадии которого чрезвычайно детализированы. Первое ранневалдайское похолодание, которое отражает сеймский слой, имеет возраст по ОСЛ 115 тыс. лет. В ранневалдайское время (МИС 5c и МИС 5a) были сформированы две интерстадиальные палеопочвы: кукуевская и стрелецкая. Разделяющий их млодательский лёсс имеет возраст по ОСЛ 91 тыс. лет. Средний валдай представлен двумя главными интерстадиальными палеопочвами: александровской (53 тыс. лет по ¹⁴C) и брянской (33 тыс. лет по ¹⁴C). В заполнении поздневалдайских деллей обнаружены зоогенно переработанные позднеледниковые суглинки, образованные в потепления бёллинг и аллерёд. Представленная хроностратиграфическая схема сопоставлена с аналогичными, полученными для других лёссово-почвенных архивов Восточной, Центральной и Западной Европы.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, палеодепрессия, детальная педостратиграфия, ОСЛ- и ¹⁴C-датирование, центр Русской равнины

DOI: 10.31857/S0869592X2103008X

ВВЕДЕНИЕ

С развитием различных методов абсолютного датирования все большее внимание уделяется не только детализации ландшафтно-климатических событий в прошлом, поиску подробных геологических архивов в океанах и на суше, но и их все более точной хронологии. Одними из лучших архивов подробных геологических записей, позволяющих создать высокоразрешающую хроностратиграфию, являются лёссово-почвенные разрезы, расположенные в аридных, а также в прежних перигляциальных областях планеты (Раеpe et al., 1990; Pecsí, 1992; Frechen et al., 1999b; Antoine et al., 2001; Величко, Морозова, 2009). Результаты подобных исследований служат основой для построения ре-

гиональных стратиграфических схем, создания событийной картины изменения природы, а также необходимы для реконструкции генезиса почв, ландшафтов и климата прошлого. Палеопочвы отражают ландшафтно-климатические условия теплых эпох: межледниковий, интерстадиалов и более коротких благоприятных для почвообразования интервалов. Лёссы и другие отложения, особенно с криогенными признаками, фиксируют условия криохронов, оледенений и других холодных эпох. Сопоставление датированных почвенно-лёссовых серий с морскими изотопными стадиями (МИС) предоставляет возможность не только коррелировать строение этих серий для различных локальных и региональных территорий, но и реконструировать

глобальные климатические изменения (Haesaerts, Mestdagh, 2000; Kukla et al., 2002; Van Andel, 2002; Bronger, 2003; Bronger, Smolíková, 2019; Rousseau et al., 2013).

К настоящему времени установлено, что ранний валдай, или вюрм, сопоставляемый с МИС 5d–5a и МИС 4 (115–64 тыс. лет назад), и средний валдай (64–24 тыс. лет назад), коррелируемый с МИС 3, были сложно структурированными интервалами последнего ледниково-межледникового ритма (Antoine et al., 1999, 2001; Bibus, 1999; Frechen et al., 1999a, 1999b; Terhorst et al., 2001). Неоднократная смена потеплений и похолоданий наиболее четко устанавливается в строении верхнеплейстоценовых отложений ледниковых районов (Заррина, 1997; Арсланов, 1987; Величко и др., 2017). В перигляциальной области Восточно-Европейской равнины она не выявлялась так детально из-за преобладающего изучения строения “сжатых” лёссово-почвенных разрезов плакоров (Величко и др., 1997; Velichko et al., 2006; Little et al., 2002). В схеме А.А. Величко, разработанной с соавторами для лёссово-почвенных разрезов позднего плейстоцена Восточно-Европейской равнины, ставшей классической и практически не меняющейся с 1975 г., выделяются всего три-четыре геосоли: мезинский комплекс (салынская и крутицкая почвы), брянская и трубчевская палеопочвы (Величко и др., 1997; Velichko et al., 2006; Величко, Морозова, 2009).

В микулинское (эемское) межледниковье формировалась салынская лесная почва (псевдоподзолистая, лёссовированная) (Морозова, 1981), в ранневалдайский интерстадиал – крутицкая черноземовидная. Они вместе с севским лёссом, полностью переработанным крутицким почвообразованием, образуют единый лёссово-почвенный комплекс – мезинский, сопоставляемый авторами со всей МИС 5. По последним представлениям А.А. Величко, средневалдайский мегаинтерстадиал отражает одна брянская почва (МИС 3) (Величко, Морозова, 2009). Трубчевская инициальная почва фиксирует кратковременное потепление в поздневалдайское время (МИС 2) и вряд ли может быть устойчивым стратиграфическим репером, то есть геосолю. В ряде разрезов Окско-Донской низменности брянская почва наложена на мезинский комплекс и образует с ним единый позднеплейстоценовый почвенный комплекс (Сычева, 1985).

Полнота лёссово-почвенных разрезов во многом зависит не только от преимущественного направления ветров в криохроны, но и, прежде всего, от положения разрезов в современном рельефе и в палеорельефе. В древнеледниковых, перигляциальной и внеледниковой областях Восточно-Европейской равнины мы выделяем три основных типа позднеплейстоценовых лёссово-почвен-

ных архивов: 1) московско-микулинские палеодепрессии, развитые на водораздельных плато; 2) плакоры (дренированные приводораздельные склоны, древние высокие террасы и склоны к ним) и 3) молодые террасы (I и II надпойменные и склоны к ним) (Сычева, 2003, 2012).

Записи природных событий в лёссово-почвенных разрезах плакоров менее детальные и поэтому менее информативные по сравнению с почвенно-седиментационными архивами трансаккумулятивных и аккумулятивных ландшафтов (затененных склонов, палеодепрессий или палеоврезов). Это объясняется тем, что информация в плакорных разрезах спрессована – несколько событий фиксируется в одном объеме породы, образуя сложный педокомплекс, где почвы разных эпох почвообразования наложены друг на друга или их профили совмещены (*сжатый тип записи*). Напротив, в заполнениях палеоврезов палеопочвы определенных интервалов отделены друг от друга наносами, образуя педолитогенную свиту или несколько педолитокомплексов (Сычева, 1998; Сычева, 2003, 2012 и др.). Палеоэкологическая и климатическая записи в этом случае наиболее полные, а их расшифровка более достоверна и проста. К тому же на высоких водораздельных плато первого порядка лёссово-почвенные последовательности и вовсе могут отсутствовать (Скоморохов, 1982; Сурмач, 1992). Там, как правило, развиты только лёссы последних криохронов. В отложениях молодых позднеплейстоценовых террас и склонов к ним почвенно-лёссовые серии имеют иное строение, чем на плакорах. Там развиты молодые почвы, фиксируя развернутую запись, отражающую более мелкие климатические ритмы (Haesaerts et al., 2004; Седов и др., 2010).

Во фрагментах погребенной эрозионной сети (палеоврезов), встречаемых на плакорах равнин и предгорий, в том числе на Среднерусской возвышенности, можно наблюдать *развернутый тип записи* верхнеплейстоценовых отложений (Сычева, 2008). В заполнениях московско-микулинских палеоврезов детальный архив включает несколько позднеплейстоценовых палеопочв, разделенных седиментами разного генезиса с разновозрастными криогенными горизонтами. Здесь между межледниковой рышковской палеопочвой – аналогом салынской почвы микулинского межледниковья схемы А.А. Величко (в днище палеодепрессии – между рышковским педолитокомплексом) – и интерстадиальной брянской палеопочвой с радиоуглеродным возрастом 24–33 тыс. лет ВР развиты не одна (крутицкая), а три интерстадиальные палеопочвы (тукуевская, стрелецкая и александровская). Вначале мы полагаем, что все три палеопочвы относятся к раннему валдаю (Сычева, Гунова, 2004). Но получение конечной радиоуглеродной даты 49600 ± 700 лет ВР (Ki-15 275) для наиболее молодой из них – алек-

Таблица 1. Радиоуглеродный и калиброванный возраст почв и лёссов Александровского карьера

Палеопочва, слой	Глубина, см	Лабораторный индекс	¹⁴ C возраст, тыс. лет	Cal BP, тыс. лет, 1σ	Калиброванные даты по CALIB REV 7.1.0, тыс. лет
Стрелецкая	410–420	Ki-8 474	>58 000	–	
Александровская	350	Ki-15 275	49600 ± 700	53742 ± 2124	
Тускарский лёсс	300	Ki-9 362	39710 ± 580	42904–43878 1.000	68.3 (1σ) cal BP 42902–43885 1.000 95.4 (2σ) cal BP 42549–44437 1.000 Среднее значение: 43421
То же	270	Ki-10 868	40200 ± 420	43775–44527 1.000	68.3 (1σ) cal BP 43379–44195 1.000 95.4 (2σ) cal BP 43049–44586 1.000 Среднее значение: 43800
Брянская	200–250	Ki-8 211	33140 ± 230	37478–38445 1.000	68.3 (1σ) cal BP 36827–37749 1.000 95.4 (2σ) cal BP 36540–38185 1.000 Среднее значение: 37317
Заполнение делля	190	Ki-9 361	12200 ± 180	13820–14267 0.760 14305–14515 0.240	68.3 (1σ) cal BP 13782–14441 1.000 95.4 (2σ) cal BP 13643–13661 0.004 13709–14969 0.996 Среднее значение: 14176
То же	160	Ki-9 360	11140 ± 190	12806–13205 1.000	68.3 (1σ) cal BP 12792–13145 1.000 95.4 (2σ) cal BP 12701–13342 1.000 Среднее значение: 12999

сандровской палеопочвы – вынудило пересмотреть предыдущие представления и отнести ее к среднему валдаю – МИС 3 (табл. 1). Таким образом, в раннем и среднем валдае были сформированы по две интерстадиальные палеопочвы. Нахождение крупных посткриогенных деформаций (псевдоморфоз – ярких индикаторов существования многолетней мерзлоты) в селиховодворском

лёссе, разделяющем стрелецкую и александровскую палеопочвы, дало основание отнести время формирования криогенного горизонта и лёсса к МИС 4, что подтвердило предыдущий вывод.

В результате многолетних комплексных палеогеографических исследований, основанных на всестороннем изучении палеоформ рельефа, палеопочв и разделяющих их отложений, нами

разработана новая педостратиграфическая схема (Sycheva, 1998; Сычева, 2003, 2005, 2008, 2012; Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2007, 2017a; Sycheva, Sedov, 2012; Sycheva, Khokhlova, 2016; Rivas et al., 2006; Симакова, 2008; Golyeva, Sycheva, 2010; Sedov et al., 2013 и др.).

Созданная нами схема не является “параллельной” схеме А.А. Величко с соавторами. В схеме А.А. Величко представлены только основные стратона, так как она базируется на изучении лёссово-почвенных разрезов возвышенных (автономных) поверхностей: плакоров, высоких древних террас, формирование которых отражает только главные или последние климатические сигналы. В то время как мы делали упор на анализе разрезов подчиненных поверхностей — палеорезов, склонов, низких террас. Разрезы, формировавшиеся в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах, фиксируют более дробную изменчивость климата. Поэтому для одной и той же территории нами подготовлена новая более детальная схема с новыми стратонами, особенно для раннего и среднего валдая, которые отсутствовали у предшественников или не были датированы.

Новые стратона выделены и названы С.А. Сычевой более 20 лет назад. Почвенные стратона именовались по населенным пунктам или местности, примыкающим к опорному разрезу Александровский карьер: рышковская почва — по граничащему с разрезом району Рышково г. Курска; кукуевская почва — по деревне Кукуевка — ближайшему населенному пункту, примыкающему с севера к карьеру, и одноименной балке Кукуев лог; стрелецкая почва — по заповедному участку Стрелецкая степь, граничащему с карьером на юге; александровская почва — по деревне и балке, граничащим с разрезом с запада. Лёссовые стратона и одноименные им криогенные горизонты (КГ) именовались по названиям рек, чьи бассейны находятся на изучаемой территории: сеймский лёсс и КГ — по реке Сейм, млодательский лёсс и КГ — по реке Млодатель, тускарский лёсс и КГ — по реке Тускарь. Только для лёсса МИС 4 не хватило реки, он назван по топониму Селиховы дворы — ближайший населенный пункт на юге от разреза. Поздневалдайский и позднеледниковый лёссы названы исходя из их радиоуглеродных дат.

Педостратон “салынская почва” в новой схеме заменен на “рышковская палепочва/рышковский педолитокомплекс”. Опорный разрез Салынь, видимо, не сохранился, так как, несмотря на наши настойчивые поиски, нам не удалось его обнаружить. Не удалось также найти ни публикацию, ни полевой дневник, где был описан этот разрез, даже после консультации с одним из авторов термина — Т.Д. Морозовой. К тому же этот разрез не датирован и не скоррелирован с пали-

нологическими данными, подтверждающими, что эта почва полностью соответствует микулинскому межледниковью (только МИС 5e). Гумусовый горизонт салынской почвы, как составной почвы мезинского комплекса, не отделен от гумусового горизонта следующей крутицкой почвы, так как внутримезинский севский лёсс не представлен в чистом виде. Поэтому верхняя граница салынской почвы как морфологически, так по времени неясна. Еще одна причина замены педостратона “салынская почва” — это более сложное строение этого стратона в днищах московско-микулинских палеоформ, где он назван рышковским педолитокомплексом, аналогов которому в известной схеме А.А. Величко нет. Рышковская палеопочва, как стратон, четко ограничена морфологическими и возрастными рубежами, полученными ОСЛ-методом и совпадающими с микулинским межледниковьем — МИС 5e.

Брянская палеопочва не потребовала изменений и создания нового термина, так как этот стратон датирован во многих разрезах, в том числе и в стратотипическом разрезе Брянск, имеет узнаваемый облик и четкие возрастные рамки — 33–25 тыс. лет (как было определено начально), соответствующие последнему потеплению валдайского мегаинтерстадиала МИС 3, а не всему мегаинтерстадиалу (60–25 тыс. лет), как считал в последние годы А.А. Величко.

Мы полагаем, что выделенные стратона будут определены по всей внеледниковой области Восточно-Европейской равнины по мере датирования изученных ранее или описанных вновь лёссово-почвенных разрезов.

Возраст позднеледниковой, межледниковой и ранневалдайских палеопочв был все еще не установлен, что вызывало ряд вопросов. Поэтому целью данной публикации является определение возраста позднеплейстоценовых палеопочв, разделяющих их отложений и обоснование новой детальной стратиграфической схемы позднего плейстоцена перигляциальной области Восточно-Европейской равнины на основе изучения и радиоуглеродного и ОСЛ-датирования почвенно-седиментационной последовательности в опорном разрезе Александровский карьер.

РАЙОН, ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В древнеледниковой, перигляциальной и внеледниковой областях Восточно-Европейской равнины основными морфоструктурными единицами являются Среднерусская возвышенность с высотами над уровнем моря 220–260 м и граничащие с запада и с востока низменности: Приднепровская и Окско-Донская с высотами над уровнем моря 130–180 м (рис. 1).

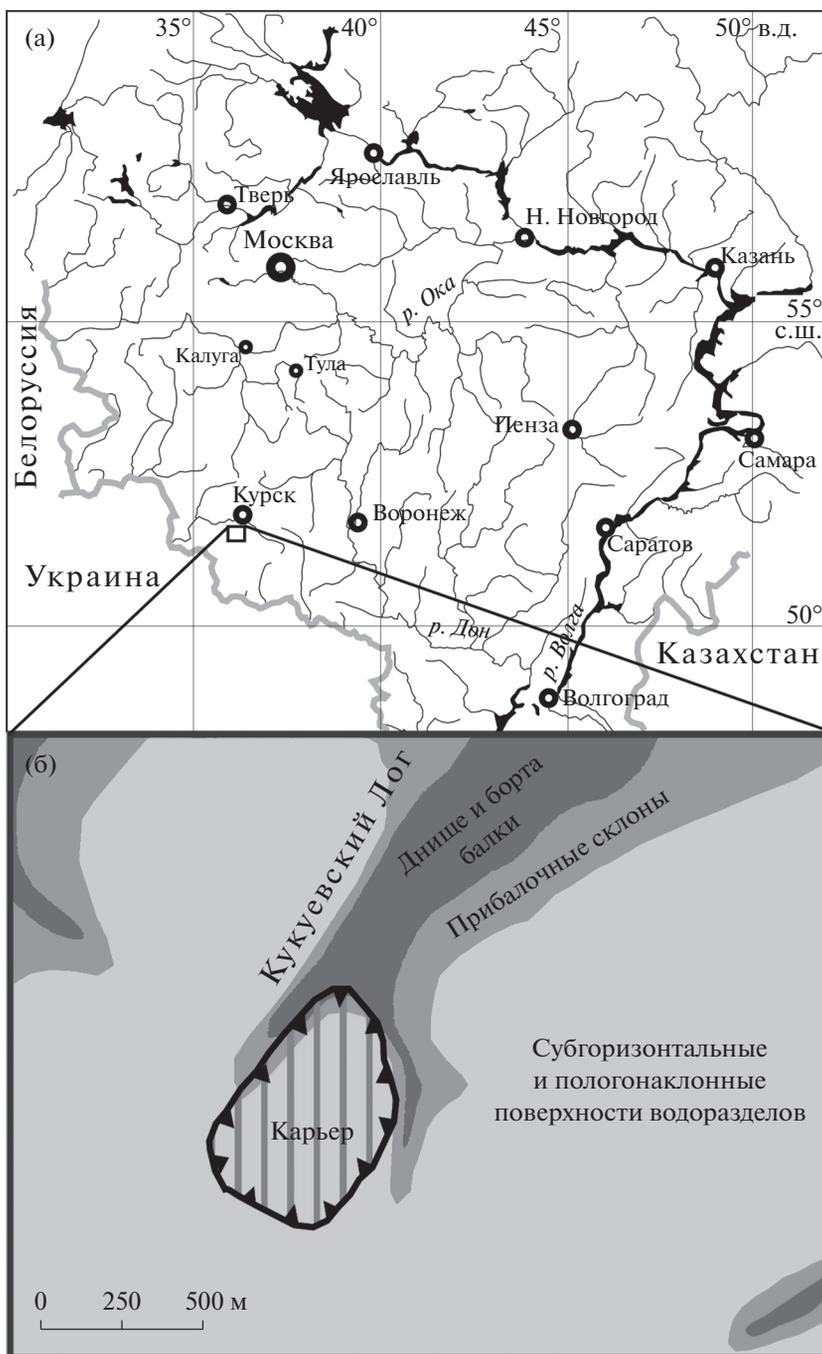


Рис. 1. (а) Карта Среднерусской возвышенности на Восточно-Европейской равнине с указанием изучаемого района, (б) Александровский карьер под Курском.

Среднерусская возвышенность занимает центральное положение на Восточно-Европейской равнине. Она простирается с севера на юг на расстояние около 1000 км и с запада на восток на расстояние до 500 км, отличается большим ландшафтным разнообразием и выраженной субширотной биоклиматической зональностью. Климат Среднерусской возвышенности умеренно-континентальный, с четким проявлением сезонов года, с

периодическими засушливыми периодами. Здесь расположен так называемый черноземный пояс лесостепной и степной зон.

Пластовая поверхность Среднерусской возвышенности с высотами от 200–250 до 270 м над уровнем моря расчленена сетью рек, балок и оврагов на систему увалов и холмов, ограниченных длинными и сложными склонами. Склоны с уклоном $>3^\circ$ – 7° (более 75%) абсолютно преобла-

дают над относительно плоскими поверхностями. По Среднерусской возвышенности проходит водораздел между Каспийским, Черным и Азовским морями, реками бассейнов Волги, Дона и Днепра. Здесь берут начало многие крупные реки Среднерусской возвышенности: Ока, Упа, Дон, Воронеж, Сейм, Псел и другие.

Во времена четвертичных оледенений основная часть Среднерусской возвышенности оставалась перигляциальной и внеледниковой областью (Шик и др., 2006). Здесь происходило накопление мощной толщи покровных суглинков, а в южной части возвышенности — лёссовидных суглинков и лёссов. На плакорах Среднерусской возвышенности между лёссами двух последних оледенений, валдайского (вюрм или вейхзель) и московского (варта), нет палеопочв или же залегают сильно нарушенные почвы и делювиально-солифлюкционные отложения (Скоморохов, 1982; Сурмач, 1992). Позднеплейстоценовые почвы сохранились в палеодепрессиях — палеобалках, которые можно наблюдать в крупных карьерах Курской магнитной аномалии (Михайловском и Лебединском) и других более мелких карьерах по добыче местного строительного сырья (Михайловском, Новопоселковском, Танеевском, Александровском) (Сычева, 1993, 2003, 2005).

Объект исследования — почвенно-лёссовые серии в Александровском карьере. Карьер расположен в 10 км южнее г. Курска в междуречье Сейм (левый берег)—Млодоть на высоте 230–240 м над уровнем моря между двумя отвершками балки Кукуев лог (рис. 16). Его координаты 51°05' с.ш. и 36°08' в.д. В стенках карьера изучена погребенная эрозионная московско-микулинско-валдайская система (палеобалка с несколькими отвершками) и заполняющая ее почвенно-седиментационная толща. Карьер расположен на водораздельном плато второго порядка. Здесь вскрывается линейная эрозионная форма — палеобалка и более мелкие овраги — ее отвершки или притоки. Поперечный профиль балки составляет от 60 м (в днище) и до 200 м (вместе с притоками). Балка заложена в московском палеовом лёссе (МИС 6) и перекрыта поздневалдайским лёссом (МИС 2). Она полностью погребена и не выражена на современной поверхности. Строение позднеплейстоценовых почвенно-седиментационных отложений зависит от положения в древнем рельефе. Их мощность колеблется от 2 м на водоразделе до 12 м над днищем балки. Поэтому проводилось изучение не только общей вертикальной колонки, заложенной почти над тальвегом палеобалки, но и зачисток на противоположном склоне и в ее днище (рис. 3). Изученный разрез является охраняемым памятником природы регионального значения и внесен в реестр уникальных геологических памятников России (<http://www.geomem.ru>).

Данный разрез позднеплейстоценовых отложений не имеет аналогов по детальности и полноте строения на всей Восточно-Европейской равнине, особенно для интервала МИС 5–3. На склонах и в днище балки развита почва микулинского межледниковья, названная нами рышковской (МИС 5e), над ней — валдайская почвенно-седиментационная серия (МИС 5d–МИС 2). Она включает четыре интерстадиальные почвы: две ранневалдайские (кукуевская и стрелецкая) и две-три средневалдайские (александровская, гидроузельская и брянская) (Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2007, 2016; Сычева, 2012). Обозначения почвенных горизонтов и профилей, а также названия типов палеопочв даны по WRB-2015.

Определение возраста средневалдайских палеопочв — брянской, александровской — и заполнения позднеледниковых деллей выполнено радиоуглеродным методом в радиоуглеродной лаборатории Института геохимии окружающей среды (Киев, Украина) по углероду выделенных препаратов гуминовых кислот сцинтилляционным методом. Датирование тускарского лёсса — материнской породы для брянской палеопочвы — проведено по коллагену ископаемых костей шерстистого носорога и лошади. Калибровка полученных радиоуглеродных дат выполнена с использованием калибровочной кривой CalPal_2007_HULU (<http://www.calpal-online.de> — Copyright 2003–2007). Даты приведены с 68%-ной вероятностью.

Методы люминесценции стали в последние десятилетия сильным и надежным инструментом для датирования лёсса и его производных, при этом полученные даты находятся в интервале от нескольких лет до нескольких тысяч лет (Preusser et al., 2008). Четыре образца из Александровского карьера были отобраны путем забивания трубок из нержавеющей стали в свежезачищенные стенки во время полевых работ и открыты в условиях слабого красного света в лаборатории люминесценции Института прикладной геофизики им. Лейбница (LIAG) в Ганновере под руководством М. Фрехена.

Материал из отложений внутренней части пробирок, который не подвергался воздействию света во время отбора проб, был взят для определения эквивалентной дозы (De); оставшийся материал использовали для определения мощности дозы каждого образца с помощью гамма-спектрометрии высокого разрешения. Материал образца высушивали, гомогенизировали и хранили в течение одного месяца для установления радиоактивного равновесия между ^{222}Rn и ^{222}Ra . Концентрации радионуклидов (урана, тория и калия) измеряли в течение не менее 24 ч с помощью гамма-спектрометра с германиевым детектором высокой чистоты. Впоследствии мощность дозы рассчитывали с использованием коэффициентов

преобразования этого показателя, предложенных G. Adamiec и M.J. Aitken (1998), предполагая, что содержание воды составляет $20 \pm 5\%$. Бета-ослабление и космическая доза были рассчитаны с использованием данных M.J. Aitken (1985) и J.R. Prescott и L.G. Stephan (1982) соответственно.

Внутренний материал из трубок просеивали во влажном состоянии и дополнительно обрабатывали HCl и H₂O₂ для удаления карбонатов и органического материала соответственно и, следуя процедуре, описанной в работе (Frechen et al., 1996), для обогащения мелкопылеватых (4–11 мкм) гранулометрических фракций. Фракция с размером зерна 4–11 мкм была установлена в качестве полиминерального материала на чашке из нержавеющей стали.

Все измерения люминесценции проводились с использованием люминесцентных считывателей Risø TL/OSL DA-20, оснащенных калиброванными бета-источниками ⁹⁰Sr/⁹⁰Y, доставляющими от ~0.10 до ~0.20 Гс с⁻¹ на многозерновые аликвоты в чашках из нержавеющей стали. Зерна полевого шпата были стимулированы с использованием инфракрасных светодиодов (870 нм; ~140 мВт/см⁻²) с сигналом IRSL, пропущенным через синий фильтр (комбинация 2 мм стеклянных фильтров BG-39 и 4 мм 7–59). Протоколы однократной регенеративной дозы (SAR) использовались для определения эквивалентных доз IRSL после ИК с использованием ИК-стимуляции при 290°C, поскольку такие сигналы более стабильны, чем сигналы, измеренные при более низких температурах (Thiel et al., 2011). Для данного исследования при получении люминесцентной датировки шесть аликвот для каждого образца были измерены, чтобы установить предварительные хронологические пределы.

Все авторы статьи участвовали в полевых и лабораторных работах. С.А. Сычева занималась анализом и обобщением материалов и написанием статьи; О.С. Хохлова предоставила микроморфологические данные и описала генезис карбонатных новообразований, составила электронные варианты рисунков; П.Р. Пушкина выполнила некоторые лабораторные анализы и отвечала за техническую подготовку статьи: корректировку текста, таблиц, рисунков, списка литературы.

Описание разреза Александровского карьера

Разрез Александровского карьера является опорным для позднего плейстоцена перигляциальной области Восточно-Европейской равнины. Сверху вниз здесь развиты следующие слои (рис. 2).

1. Голоценовый чернозем типичный (Haplic Chernozem), над днищем выщелоченный (Luvic Chernozem), с профилем Ah–AB–Bt–Bca, мощностью 150–170 см.

2. Поздневалдайский буровато-палевый лёсс, представленный тяжелым суглинком плотным, с призматической структурой. Мощность 50–80 см. К этому слою приурочены делли – эрозионно-термокарстовые ложбины (свидетели ярославского криогенного горизонта). В разрезах они представлены в виде линзовидных палеодепрессий размером 5–10 м в диаметре и глубиной 50–100 см, заполненных зоогенно переработанным, более тяжелым суглинком, чем вмещающий поздневалдайский лёсс (Сычева и др., 2016). Перекрывает делли позднеледниковый лёсс – аналог алтыновского схемы А.А. Величко (Величко и др., 1997). Этот лёсс, а чаще деснинско-алтыновский (поздневалдайский) лёсс являются материнской породой для современных почв.

3. Брянская интерстадиальная палеопочва (Ah–AB–Bca–Cca) перигляциальная, лесостепная, дерново-карбонатная (Calcic Cambisol) на склонах и дерново-глеявая (Stagnic Cambisol Humic) (Ah–AB–Bg–Cg) в днище палеоложбины. Мощность почвы колеблется от 60–80 до 110 см. Брянская почва нарушена крупными клинообразными структурами владимирского криогенного горизонта, вследствие чего ее гумусовые горизонты сосредоточены в клиньях (AB) и в ядрах клиньев (Ah), а карбонатный горизонт подтянут в межструктурные пространства (Сычева и др., 2016). В основании профиля развит глеевый горизонт (Bg). Кроме ярких макроморфологических характеристик, для этой палеопочвы диагностическим признаком является ооидная микроструктура.

3а. Тускарский лёсс. Это оглеенный лёсс, развитый над днищем заполненной палеобалки, мощностью 30–50 см. С тускарским лёссом связан одноименный криогенный горизонт, представленный структурными (небольшими клиньями) и пластичными (складками, петлями) деформациями, нарушающими нижележащую александровскую палеопочву. В наиболее полном разрезе 2005 г. над днищем Александровской ложбины можно было в тускарском лёссе наблюдать дополнительный уровень криогенных клиновидных деформаций, заполненных наиболее оглеенным сизо-палевым лёссовидным суглинком – глеевым горизонтом гидроузельской палеопочвы.

4. Александровская интерстадиальная палеопочва (Ah–Bg–Cg) – лесостепная луговая оглеенная почва (Stagnic Phaeozem), нарушена солифлюкционными процессами. В разрезе представлена ярко-бурый суглинком, оглеенным сизо-бурый суглинком в днище палеодепрессии и темно-серым гумусированным суглинком, собранным в причудливые складки с небольшими клиновидными структурами. Мощность профиля 40–60 см.

4а. Селиховодворский слой представлен двумя уровнями: более однородным среднесуглинистым

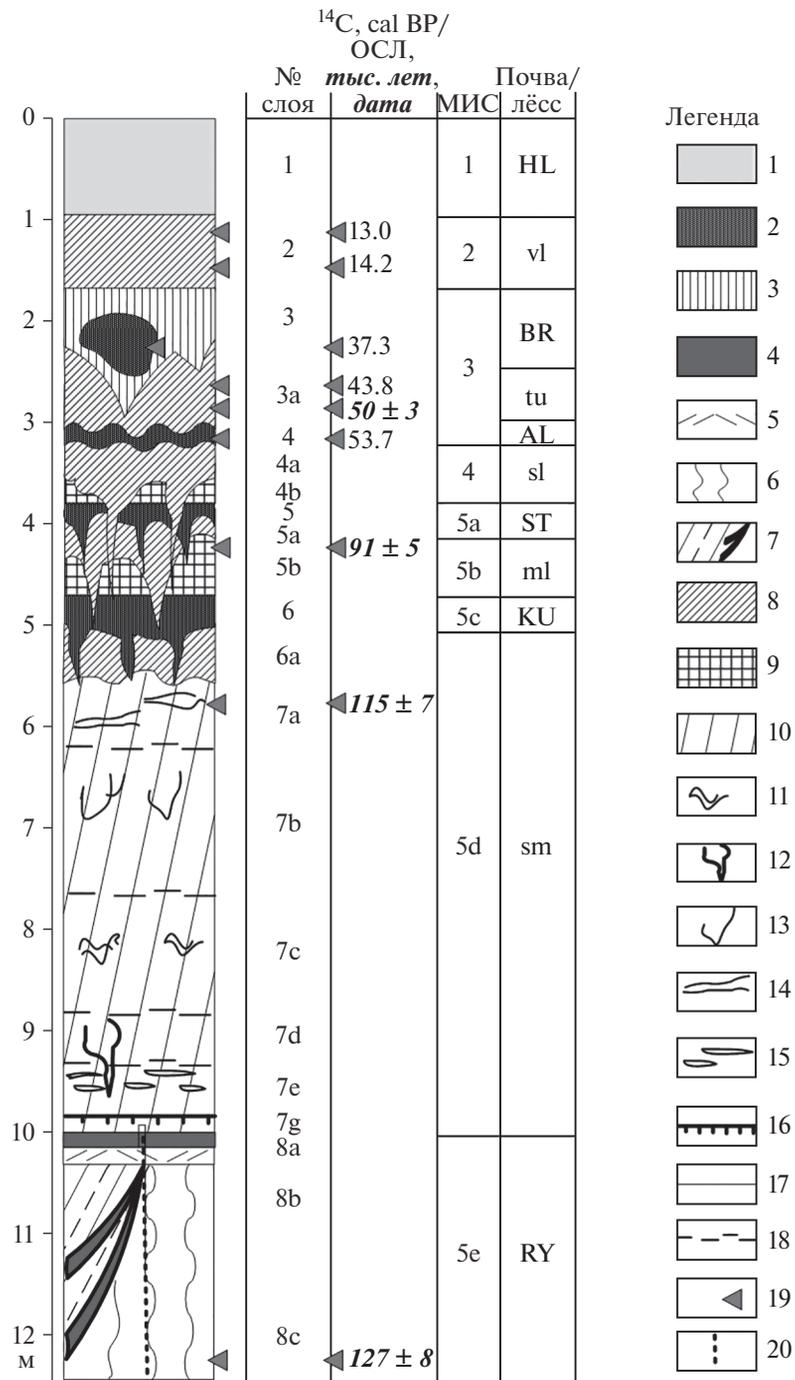


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка Александровского карьера (глубины могут несколько отличаться от приведенных в описании). Слои соответствуют описаниям в табл. 2. ^{14}C даты показаны прямым шрифтом, даты ОСЛ – курсивом.

Условные обозначения: 1 – голоценовый чернозем; 2 – гумусовые горизонты интерстадиальных палеопочв; 3 – горизонт АВ брянской почвы; 4–6 – горизонты рышковской почвы: 4 – гумусовые, 5 – элювиальные, 6 – иллювиально-глинистые; 7 – межледниковый микулинский пролювий в заполнении донного оврага; 8 – лёсс; 9 – гумусированные педоседименты; 10 – ранневалдайские (сеймские) делювиально-солифлюкционные отложения в заполнении палеобалки; 11–13 – криогенные и эрозионные нарушения: 11 – солифлюкционные складки, 12 – псевдоморфозы, 13 – промоины; 14–16 – текстурные характеристики: 14 – скрытая слоистость, 15 – горизонтально-линзовидная слоистость, 16 – пирогенный слой; 17, 18 – границы подслоев (17) и слоев (18); 19 – места отбора образцов на датирование; 20 – два варианта строения межледникового педостратона: справа от пунктира – рышковская палеопочва на склоне, слева от пунктира – рышковский педокомплекс в днище палеобалки. Сокращения: HL – голоценовый чернозем, BR – брянская почва, AL – александровская почва, ST – стрелецкая почва, KU – кукуевская почва, RY – рышковская почва; vl – поздневалдайский лёсс, tu – тускарский лёсс, se – селиховодворский лёсс, ml – млодательский лёсс, sm – сеймский лёсс.



Рис. 3. Рышковская межледниковая палеопочва (МИС 5e) на склоне палеобалки: (а) — профиль палеопочвы мощностью 180 см, (б) — пирогенный слой на границе рышковской палеопочвы и ранневалдайского сеймского педоседимента.

лѣссом с псевдоморфозами и педоседиментом стрелецкой палеопочвы в нижней части. Мощность 10–70 см. С лѣссом связаны котлообразные псевдоморфозы, разбивающие педоседимент, стрелецкую и кукуевскую палеопочвы и представляющие собой крупные деформации селиховодворского криогенного горизонта. В верхней части они расширены и переходят узкие трещины, которые на склонах московско-микулинской балки разбивают не только ранневалдайские палеопочвы, но и сеймский слой. Нижняя часть слоя — горизонтально-слоистые, в разной степени гумусированные делювиальные отложения, сложенные переотложенным материалом горизонтов стрелецкой почвы.

5. Стрелецкая интерстадиальная палеопочва — луговой чернозем (Chernozem Stagnic) с профилем Ah–AB–Bca–C, с гумусовыми языками глубокого сезонного промерзания. Мощность 50–60 см. В верховьях палеодепрессии профиль почвы Ah–Bt–C. В основании гумусового горизонта прослеживаются белесые силтаны и глинистые кутаны в иллювиальном горизонте.

5а. Млодательский лѣсс с педоседиментом кукуевской палеопочвы в нижней части — слоистые делювиальные суглинки. Мощность 30–50 см. С лѣссом связан одноименный млодательский криогенный горизонт, представленный структурными деформациями.

6. Кукуевская интерстадиальная палеопочва — лесостепная темно-серая почва (Grey Luvic Phaeozem) с профилем Ah–Bt–C, с небольшими гумусовыми языками сезонного промерзания. Признаки элювиально-иллювиальных процессов — белесые силтаны и глинистые кутаны — выражены более ярко, чем в стрелецкой почве. Мощность 20–25 см.

7. Сеймские делювиально-солифлюкционные суглинки, представляющие в основном педоседименты рышковской палеопочвы. Их строение сложное, включает до шести подслоев, отличающихся первоначальным материалом, образованным из различных горизонтов рышковской палеопочвы, а также признаками, полученными в результате накопления (слоистостью, линзовидностью, пластичными деформациями, мелкими эрозионными врезами). Венчает слой практически однородный буровато-палевый лѣсс. Общая мощность слоя 7 — 300–500 см. С сеймским слоем связан одноименный криогенный горизонт, характеризующийся разнообразными пластичными деформациями и единичными грунтовыми жилами.

8. Рышковская палеопочва — дерново-подзолистая почва с профилем Ah–AE–E–EB–Bt–BC (Eutric Retisol Humic) на склонах или рышковский педолитокомплекс микулинского межледниковья в днище балки, состоящий из 3–4 почвенных профилей, наложенных друг на друга или разделенных аллювиально-пролювиальными отложениями. Мощность от 150–180 см на плоских склонах до 300 см в днище палеодепрессии. Рышковская палеопочва — лесная, текстурно-дифференцированная (ее наиболее близкий аналог — современная дерново-подзолистая почва). В профиле выделены серо-гумусовый горизонт с признаками переотложения, серия элювиальных и элювиально-иллювиальных горизонтов и серия текстурных горизонтов. В особых условиях склонов и днища палеобалки в строении рышковского педолитокомплекса сохранились следы сезонной мерзлоты (Сычева, 1998). Профиль палеопочвы

сильно варьирует по степени сохранности, зависящей от положения в палеомезорельефе. На межбалочных водоразделах она, как и другие почвы, отсутствует или представлена слабовыраженным слоем побурения в верхней части московского лёсса. На склонах это ярко-бурый суглинок с ореховатой структурой — часть иллювиального горизонта рышковской палеопочвы. И только в нижних частях склонов и в палеоложбинах сохранился полный профиль палеопочвы, а в днище палеобалки — сложный педокомплекс. Местами присутствует яркий пирогенный горизонт, отделяющий профиль почвы от ее педоседимента. Пирогенный горизонт неоднороден, представлен суглинком иногда красно-бурый (прокаленным), с большим количеством крупных и мелких углей, плотных серых конкреций (спекшаяся золя).

9. Московский палевый лёсс (МИС 6) — однородный пылеватый средний суглинок карбонатный, мощностью до 3–4 м. На склонах и под днищами небольших палеоврезов залегают тонкослоистые делювиально-солифлюкционные суглинки и супеси. Под днищем основной палеобалки в верхних частях московский лёсс замещен слоистыми сильно деформированными супесями и песками.

В разные годы в разрезе были найдены костные остатки крупных млекопитающих: в кукуевской палеопочве — неопределяемые, в тускарском лёссе под брянской палеопочвой — шерстистого носорога и лошади, из коллагена которых получены конечные радиоуглеродные даты.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Хронология: данные ¹⁴C- и ОСЛ-датирования

Наиболее полное строение имеет разрез верхнеплейстоценовых отложений, расположенный практически над днищем балки, где и были отобраны образцы на ОСЛ-датирование в 2003 г.

В интервале глубин 9.5–12 м на московском лёссе развита межледниковая рышковская почва или рышковский педолитокомплекс. В основании профиля почвы из слоистой толщи взят образец, для которого получена ОСЛ-дата 127 ± 8 тыс. лет (начало МИС 5e).

Рышковская почва перекрыта сеймским слоем — 5-метровой слоистой толщиной лёссовидных суглинков. Они представлены педоседиментами, образованными за счет разрушения и перетолжения горизонтов рышковской палеопочвы, развитой на склонах и водораздельных плато. Для верхней части сеймского слоя (наиболее однородной эоловой фации лёсса) с глубины 5.1 м получена ОСЛ-дата 115 ± 7 тыс. лет. Она позволяет отнести время захоронения межледниковой почвы к МИС 5d — первому ранневалдайскому похолоданию. Первые послеледниковые проявления перелетков многолетней мерзлоты случились

в это время. Но процесс захоронения рышковской палеопочвы в днище палеобалки начался после катастрофического лесного пожара еще в конце межледниковья.

Выше залегают четыре интерстадиальные палеопочвы (снизу вверх): кукуевская, стрелецкая, александровская и брянская. Для стрелецкой палеопочвы по органическому веществу получена запредельная ¹⁴C-дата > 58000 лет ВР. Крупные постмерзлотные деформации — псевдоморфозы — приурочены к селиховодворскому лёссу, разделяющему стрелецкую и александровскую палеопочвы (Сычева, 2012). Это дает основание для отнесения их к наиболее холодному этапу раннего валдая, к завершающей стадии — МИС 4. Псевдоморфозы разбивают две нижние почвы: кукуевскую и стрелецкую, достигая сеймского слоя, а на склонах палеобалки — даже рышковской палеопочвы. Следовательно, обе эти почвы ранневалдайские, образованы в интерстадиалы, сопоставимые с МИС 5c и МИС 5a соответственно. Для разделяющего их млодательского лёсса (МИС 5b) получена ОСЛ-дата 91 ± 1 тыс. лет, подтверждающая ранневалдайский возраст почв.

Две верхние интерстадиальные почвы, александровская и брянская, относятся к среднему валдаю (МИС 3). Их возраст определен радиоуглеродным датированием: около 53 и около 37 тыс. лет cal ВР соответственно (табл. 1). Их разделяет тускарский лёсс, для которого получена ОСЛ-дата 50 ± 3 тыс. лет ВР. В этом слое найдены костные остатки доисторической лошади и шерстистого носорога. Их радиоуглеродные даты: 39710 ± 580 лет ВР или 43421 год cal ВР (Ki-9362) и 40200 ± 420 лет ВР или 43800 лет cal ВР (Ki-10868). Таким образом, ОСЛ- и ¹⁴C-датировки не противоречат друг другу.

Радиоуглеродный возраст брянской палеопочвы неоднозначен: от 33 до 14–15 тыс. лет ВР, что, вероятно, связано с разными условиями захоронения почвы и длительным пребыванием ее на дневной поверхности уже после окончания активной фазы почвообразования в интерстадиал и во время наступления похолодания (Sycheva, Khokhlova, 2016). Радиоуглеродный возраст центральной части гумусового горизонта брянской палеопочвы в центре палеоложбины над днищем московско-микулинской палеобалки — 33140 ± 230 лет ВР или 37317 лет cal ВР (Ki-8211). В склоновой позиции он значительно омоложен, хотя и представляет непрерывный стратиграфический уровень с почвой днища палеодепрессии.

Для педолитов в заполнении поздневалдайских деллей получены радиоуглеродные даты: в нижней части — 12200 ± 180 лет ВР или 14176 лет cal ВР (Ki-9361) и в верхней части — 11140 ± 190 лет ВР или 12999 лет cal ВР (Ki-9360), позволяющие сопоставить их образование с финальными плей-

стоценовыми потеплениями – бёллингом и аллердом (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Основные палеоэкологические этапы позднего плейстоцена и их отражение в разрезе

Рышковская палеопочва (слой 8) на склоне палеобалки имеет прекрасно развитый морфологически текстурно-дифференцированный профиль: Ah–AE–E–BE–Bt1–Bt2–Bt3–BC (рис. 3а, 3б). Органо-аккумулятивный горизонт рышковской палеопочвы, наряду с признаками биогенной проработки *in situ*, характеризуется также седиментационными признаками (Сычева и др., 2017б). Помимо включений переотложенного углистого материала, описаны также признаки пирогенеза *in situ* (рис. 3б). Таким образом, можно считать гумусовый горизонт в значительной степени сформированным при участии периодического латерального поступления материала в результате постпожарной эрозии, его биогенной проработки *in situ*, а также пирогенного воздействия *in situ*. Для горизонтов AE и E так же, как и для вышележащих горизонтов, характерна некоторая литослоистость (рис. 3а). Горизонты E и BE имеют тонкоплитчатую микроструктуру, характерную для элювиальной толщи современных таежных глинисто-дифференцированных почв. Образование такой структуры связано с линзовидным (постшлировым) выделением льда при промерзании. Можно предположить, что верхние горизонты рышковской почвы сезонно промерзали, по крайней мере, на заключительных этапах ее формирования еще в микулинское межледниковье (Sycheva, 1998; Сычева, 2003, 2012).

Комплекс макро-, мезо-, микроморфологических особенностей и физико-химических показателей рышковской палеопочвы позволяет отнести ее к альбелювисолям (Sycheva, 1998; Sycheva, Sedov, 2012) или ретисолям согласно WRB-2015. Она формировалась под смешанным бореальным лесом в умеренном климате (Сычева, Гунова, 2004). Возможный ближайший аналог рышковской почвы второй половины и заключительных этапов – дерново-подзолистая почва Подмосковья (табл. 2).

В днище палеобалки рышковская почва замещается одноименным педолитокомплексом мощностью до 3 м (рис. 4) (Sycheva, 1998; Sycheva, Sedov, 2012; Golyeva, Sycheva, 2010). Он состоит из трех или четырех профилей, разделенных педоседиментами балочного аллювиального и пролювиального генезиса. Нижняя почва – луговая, верхние – ретисоли. Иногда в верхней части присутствует маломощная инициальная почва лесного генезиса. Таким образом, почвообразование в микулинское межледниковье (МИС 5е) в особых

условиях мезо- и микрорельефа прерывалось не менее трех или четырех раз, что, вероятно, было связано с ускоренными эрозийными процессами, вызванными ухудшением климата. Такая флювиальная, склоново-балочная запись вполне согласуется с другими детальными архивами озерных, морских и ледовых отложений (GRIP Members, 1993; Seidenkrantz et al., 1996). Развитие донных оврагов, заполненных пролювиальными и балочно-аллювиальными отложениями со следами сильного сезонного промерзания, позволяет реконструировать не менее трех крупных внутримежледниковых похолоданий (в течение МИС 5е).

В конце межледниковья катастрофический лесной пожар уничтожил сосново-березовые леса (Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2017б). В кровле рышковской палеопочвы четко проявляются многочисленные следы сильного пожара (рис. 3б). После пожара ведущую роль получили эрозийные процессы. Межледниковая почва на водораздельных плато и склонах была разрушена и денудирована. В погребенных балках она оказалась захороненной и сохранилась в идеальном виде до наших дней благодаря созданию на ее поверхности особой глинисто-грязевой пробки – нижнего подслоя сеймского горизонта 7-1 (Сычева и др., 2017а).

Почвообразование в микулинское межледниковье эволюционировало от лугового в первую фазу до лесного (дерново-подзолистого) и лесного инициального подзолистого, прерванного усиленным осадконакоплением. Во вторую, третью и заключительную почвенные фазы оно было однонаправленным и только усилило текстурную дифференциацию профиля. Вся эта толща образовалась в последнее межледниковье – за 12–15 тыс. лет, что установлено по ОСЛ-датам. Таким образом, можно говорить о сложной структуре межледниковья, установленной по почвенно-седиментационной записи впервые.

Ранневалдайский сеймский педоседимент (слой 7), сформированный в переходную фазу от микулинского межледниковья к валдайскому оледенению (конец МИС 5е и МИС 5д), оказался макро- и микронеоднородным как вверх по разрезу, так и по латерали – в поперечном и продольном профиле палеобалки, отражая различные фации склоново-балочных отложений (Сычева и др., 2017а). В сеймском педоседименте, развитом над днищем погребенной балки и достигающем здесь максимальной мощности (4.5–5.0 м), снизу вверх выделены следующие подслои.

В основании слоя 7 залегает пирогенный подслей 7-1, в нижней части которого отмечено накопление углей, пятен прокаленного красно-бурого суглинка и карбонатно-силикатных конкреций (первоначальным материалом их, вероятно, была зола от сгорания деревьев) – свидетелей силь-

Таблица 2. Характеристика почв голоцена и позднего плейстоцена

Стратон (почва)	Название		Формула профиля	Экология (Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2007, 2016)	Возможный аналог
	по К и ДПР*	по WRB			
Голоценовая межледниковая	Чернозем типичный	Haplic Chernozem	Ah–AB–Bca	Типичная лесостепь умеренного пояса	Мерзлотно-таежные и лесостепные палевые почвы континентальных районов Центральной Якутии
Брянская интерстадиальная	Дерново-карбонатная	Calcic Cambisol	Ah–AB–Bca–Cca	Перигляциальная лесостепь	
Александровская интерстадиальная	Луговая оглеенная	Stagnic Phaeozem	Ah–Bg–Cg	Холодная лесостепь умеренного пояса, в основном доминирование лесостепных ландшафтов	Луговые почвы Западной Сибири
Стрелецкая интерстадиальная	Луговой чернозем	Chernozem Stagnic	Ah–AB–Bca–C	Лесостепь с господством остепненных участков и участием сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород	Черноземы юга Сибири
Кукуевская интерстадиальная	Темно-серая	Grey Luvic Phaeozem	Ah–Bt–C	Господство лесостепи с участием сосново-березовых группировок и примесью широколиственных пород	Темно-серые почвы Среднего Поволжья
Рышковская межледниковая	Дерново-подзолистая	Eutric Retisol Humic	Ah–AE–E–EB–Bt–BC	Смешанный бореальный лес в умеренном климате. Первая половина – преобладание березовых лесов. Вторая половина – распространение сосновых лесов с участием широколиственных пород. Заключительная фаза – преобладание березового леса	Дерново-подзолистая почва смешанных лесов Приднепровья, во второй половине – южной тайги Подмосковья

Примечание. *По (Классификация и диагностика почв России, 2004).

ного лесного пожара. Угли отмечаются по всей нижней части сеймского слоя, отражая многократность пожаров (Сычева и др., 2017б). Неоднократно возникавшие лесные пожары уничтожали растительный покров и тем самым активизировали процессы ускоренной эрозии почв. Происходил смыв верхнего гумусово-аккумулятивного горизонта со склонов и приводораздельной части и переотложение тонкого глинистого и суглинистого материала в днище балки (подслой 7-2). Пожары в переходную эпоху, характеризующуюся неустойчивым климатом с эпизодами засух, были частыми

и для пересеченной местности особенно сильными. Так как признаков солифлюкции в данном слое не наблюдается, можно предположить, что условия были влажными и еще теплыми. Поэтому и этот этап можно отнести к концу межледниковья.

Выше (подслой 7-3) появляется материал ниже лежащего элювиального горизонта E, прослеживаются небольшие косослоистые серии – признак балочного аллювия (увеличилась интенсивность смыва вследствие появления временного малого водотока – ручья в днище).

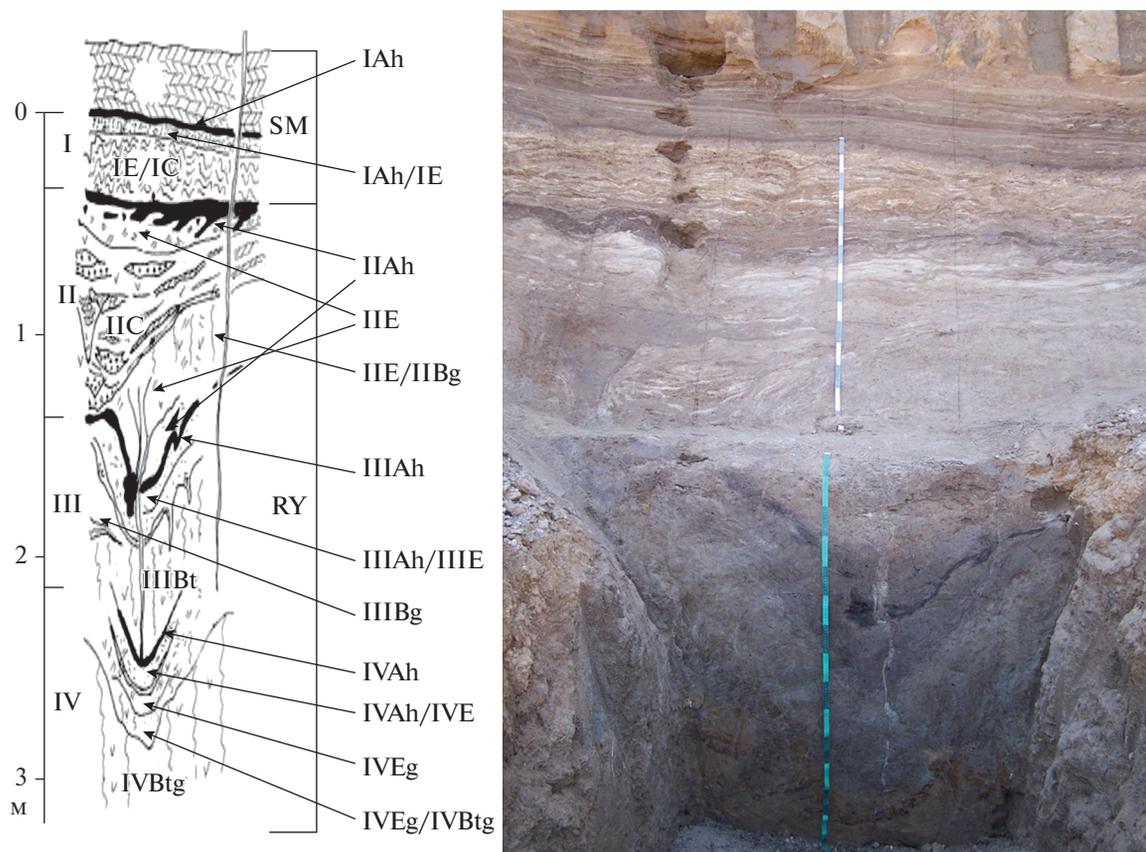


Рис. 4. Рышковский педолитокомплекс мощностью 300 см в заполнении донного оврага, состоящий из четырех суб-профилей (I–IV); справа – фотография, слева – схема строения. На схеме слева направо показаны: глубина в метрах, номера почвенных субпрофилей (римские цифры), рисунок с обозначениями горизонтов, названия слоев, обозначения горизонтов разных субпрофилей.

В вышележащей делювиально-солифлюкционной толще (подслоя 7-4) отмечаются текстуры течения и другие признаки солифлюкционных процессов, что свидетельствует о появлении перелетков мерзлоты (Сычева, 2012). Условия в этот период были довольно влажными, но уже холодными. Это было уже начало ранневалдайского похолодания (МИС 5d).

В подслое 7-5 наблюдается большое количество мелких эрозионных форм, что указывает на усиление роли пролювиальных процессов. Роль солифлюкции снижается. Скорее всего, происходило постепенное иссушение климата.

Для верхнего подслоя 7-6 характерны многочисленные признаки криогенных процессов в микростроении осадка – кольцевая ориентировка, ориентировка вдоль трещин и зерен, шлиров в тонкодисперсном материале (Сычева и др., 2017а). Это свидетельствует об усилении похолодания и переходе к типичным перигляциальным условиям. Главным процессом накопления лёсса становится эоловый (судя по однородности осадка), но также продолжает происходить делювиальный смыв, на что указывают небольшие горизон-

тальные слои и линзы более светлого материала (вероятно, уже переотложенный материал московского лёсса, вышедшего на поверхность на возвышенных участках вследствие денудации рышковской почвы).

Таким образом, сеймский слой сложен из продуктов разрушения разных горизонтов рышковской межледниковой почвы (педоседиментов) и московского лёсса. В его образовании принимали участие селево-грязевые, аллювиальные, делювиально-солифлюкционные и эоловые процессы. С подслоя 7-3 включились криогенные процессы. По подошве этого подслоя можно вполне обоснованно проводить границу межледниковья и оледенения.

Палеопочвы ранневалдайских интерстадиалов (слои 6 и 5) развиты в днищах вторичных палеоформ, унаследованных от московско-микулинских палеодепрессий (рис. 5). В Александровском карьере они сохранились в заполнении основного ствола палеобалки и реже в ее крупных притоках. Палеопочвы этого возраста встречаются также в других разрезах Среднерусской возвышенности (Заррина и др., 1981). Они сформировались

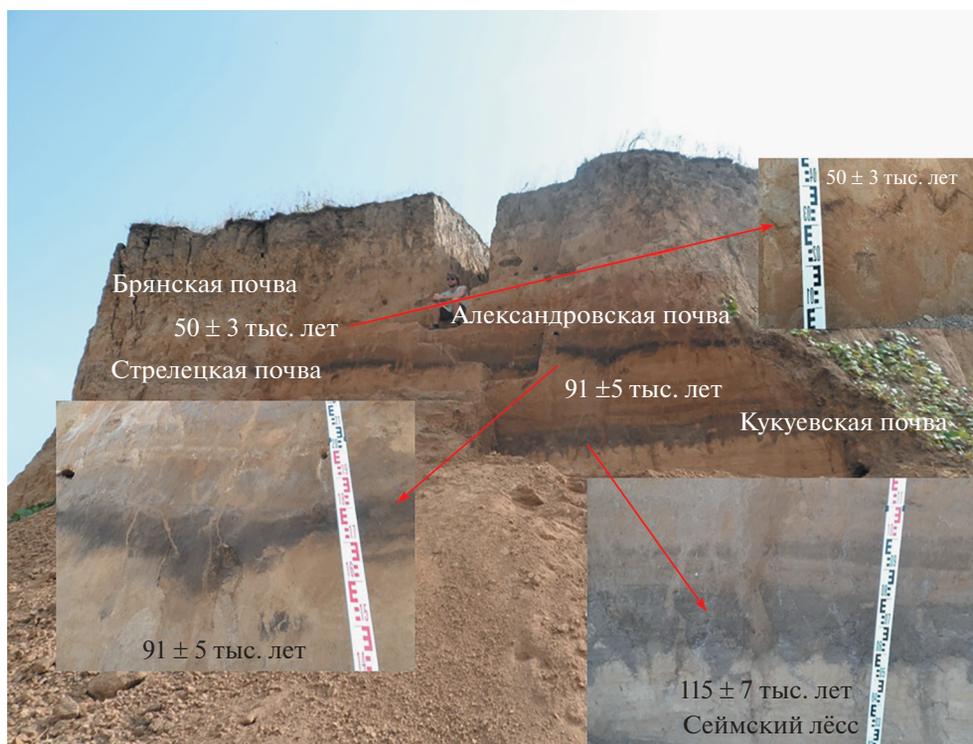


Рис. 5. Верхняя часть разреза (МИС 5d–1): ранне- и средневалдайские палеопочвы, педоседименты и лёссы. Венчает разрез типичный чернозем, образованный в голоцене.

в течение двух ранневалдайских потеплений (МИС 5a и МИС 5c) и отражают достаточно длительные периоды стабилизации поверхности, когда скорости почвообразования превышали скорости морфолитогенеза, и смягчение климатических условий (Сычева и др., 2017a).

Каждая из почв образована на скрыто- или слабослоистых суглинках эолово-делювиально-солифлюкционного происхождения, имеет специфические черты, позволяющие отличить ее от других почв и составить представление об условиях почвообразования. Профили ранневалдайских интерстадиальных почв по сравнению с профилем межледниковой рышковской почвы менее мощные (0.5–1.2 м) и дифференцированные, что связано, прежде всего, с меньшей продолжительностью их развития (около 3–5 тыс. лет против 12–15 тыс. лет для межледниковой рышковской почвы).

В первый ранневалдайский интерстадиал (МИС 5c) формируется *кукуевская палеопочва* (слой 6). Ее профиль Ah–Bt–C частично сформирован на переотложившем материале нижних горизонтов рышковской почвы.

Кукуевская палеопочва нарушена трещинами, проникающими из селиховодворского и млодательского лёссов, а также гумусовыми языками стрелецкой палеопочвы (Сычева, 2012). Она перекрыта *млодательским лёссом* (МИС 5b), в нижней части —

педоседиментом, образованным за счет разрушения и переотложения почв этого же возраста, развитых на более высоких позициях рельефа.

Стрелецкая палеопочва (слой 5) имеет профиль Ah–ABca–BC и хуже сохранилась, чем кукуевская. Почвенный материал сосредоточен между трещинами селиховодворского криогенного горизонта, представлен отдельными блоками, особенно горизонт A1. Почва сформирована на делювии с нечеткой слоистостью — на млодательском педоседименте.

Ведущим почвообразовательным процессом для обеих почв является гумусонакопление. Отмечена начальная сегрегация соединений Fe и Mn, свидетельствующая о процессах некоторого оглеения, происходивших в палеопочвах. Уверенно определяется текстурная дифференциация.

Кукуевскую палеопочву можно диагностировать как *файозем*, развивавшийся с периодами сезонных весеннего переувлажнения и значительного летнего иссушения в условиях лесостепи более континентального типа, чем современная лесостепь Среднерусской возвышенности — лесостепь Среднего Поволжья (табл. 2). Характеристика свойств стрелецкой почвы позволяет отнести ее к лесостепным черноземно-луговым почвам (Chernozem Stagnic), аналогичным сибирским черноземам.

Гумусовые трещины горизонта Ah в стрелецкой почве больше по размерам, чем деформации ниж-

ней границы горизонта Ah кукуевской почвы, что свидетельствует о более суровой обстановке заключительных этапов развития почвы при переходе к третьему ранневалдайскому селиховодворскому стадиялу (МИС 4).

Почва перекрыта ее же педоседиментом, переходящим в *селиховодворский лёсс*, к которому приурочены мощные псевдоморфозы одноименного криогенного горизонта, разбивающие обе ранневалдайские почвы и указывающие на наступление суровых условий в конце раннего валдая — начале пленигляциала (МИС 4) (Сычева, 2012).

Средневалдайские александровская и брянская палеопочвы (МИС 3).

Александровская палеопочва (слой 4) формировалась в первое интерстадиальное потепление среднего валдая (около 56000–53000 лет назад, МИС 3с). Радиоуглеродный возраст почвы 49500 ± 520 лет ВР или 53742 ± 2124 лет cal ВР (Ki-15275) (табл. 1). Эта почва развита не только над днищем почти полностью заполненной московско-микулинской палеобалки, но и на склонах палеоформы. Возможно, она отражает поверхность неглубокой, но обширной депрессии — степного блюдца, образовавшегося на месте палеобалки.

Гумусовый горизонт Ahg александровской палеопочвы оглеен и криотурбирован — смят в складки, петли (нарушения, характерные для переувлажненных мерзлых грунтов). Этим деформациям придается стратиграфическое значение — выделяется тускарский криогенный горизонт (Сычева, 2012). Ведущие почвообразовательные процессы — гумусообразование и оглеение — и отсутствие признаков текстурной дифференциации позволяют отнести эту почву к интерстадиальным луговым, формировавшимся в западинах холодной лесостепи умеренного пояса. Ближайший аналог — луговые почвы Сибири (табл. 2). Нарушенность профиля мерзлотными процессами свидетельствует о том, что в завершающую стадию почва формировалась в условиях многолетней мерзлоты.

Тускарский лёсс, перекрывающий александровскую палеопочву в условиях повышенной аккумуляции, включает дополнительные почвенные и криогенные горизонты. В разрезах низкого уровня второй надпойменной террасы и склонов к ней (разрезы Гидроузел, Костенки 14, 17, Борщево и другие) этот возрастной интервал представлен более подробно, включая дополнительные 2–4 уровня (Haesaerts et al., 2004; Седов и др., 2010).

Брянская палеопочва отражает важнейший палеогеографический рубеж, завершающий мегаинтерстадиал последнего ледникового периода (МИС 3). Брянская палеопочва широко распространена в перигляциальной и внеледниковых областях Восточно-Европейской равнины и яв-

ляется главным стратиграфическим репером (геосолью), разделяющим средне- и поздневалдайские отложения (Величко и др., 1997).

В Александровском карьере брянская палеопочва развита более широко, чем другие позднеплейстоценовые палеопочвы: не только над днищами палеобалок и их отвершков, но и на склонах палеоформ, однако на высоких водораздельных поверхностях она отсутствует. Почва легко узнается благодаря своим ярким морфотипическим свойствам: профилю типа Ah–AB–Vca–Bg, клиновидному характеру нижней границы гумусового профиля, агрегированности ооидного типа, мучнистым карбонатам (Sycheva, Khokhlova, 2016). Полученная нами ^{14}C -дата 33140 ± 230 лет ВР (табл. 1) по препарату гуминовых кислот, выделенному из центральной части (ядра) горизонта Ah, дает основание отнести время формирования брянской палеопочвы к завершающей фазе средневалдайского мегаинтерстадиала.

Брянская палеопочва сильно деформирована — разбита псевдоморфозами по ледяным клиньям владимирского криогенного горизонта, отражающего наиболее суровые условия максимума последнего валдайского оледенения. Благодаря этому, ее гумусовые и переходные горизонты выполняют клиновидные структуры шириной от 100–120 до 150 см, глубиной 100–150 см, которые чередуются через 180–200 см. Внутри крупных клиньев может находиться плотное ядро из более гумусированного суглинка (остатки горизонта Ah). Карбонатный горизонт сосредоточен в межструктурных пространствах и обрамляет клиновидные структуры. В основании профиля может быть развит глеевый горизонт.

Реконструкция генезиса брянской палеопочвы затруднена тем, что она испытала значительные нарушения почвенного профиля, и ее полные аналоги среди современных почв неизвестны. Сильнейший криогенез, приуроченный к заключительным этапам развития почвы (владимирский криогенный горизонт), способствовал перераспределению основных горизонтов, перемешиванию почвенной массы, вторичному оглеению. Материал гумусового горизонта стекал внутрь мерзлотных трещин при их таянии, образуя грушевидные ядра, а карбонатный горизонт подтягивался к мерзлотным клиньям при замерзании. В результате криогенные структуры типа пятен-медальонов привели к нарушению, смещению и перемещению почвенных горизонтов. По строению реконструированного профиля Ah–AB–Vca–Bg почву можно назвать дерновой иллювиально-карбонатной надмерзлотно-глеевой, а в центре палеодепрессии, где развит мощный глеевый горизонт, — мерзлотной дерново-глеевой.

Наиболее близкими аналогами интерстадиальных брянских почв, по мнению Т.Д. Морозовой

(1981), являются мерзлотно-таежные и лесостепные палевые почвы континентальных районов Центральной Якутии (табл. 2). Для них характерны подобные диагностические признаки: ооидная агрегированность, которая может быть результатом криогенной коагуляции, фульватный состав гумуса, оглиненность и оглеенность профиля.

Послебрянский этап (максимум валдайского оледенения и основное время позднеледниковья) в строении разреза Александровский карьер отражен наименее детально (*поздневалдайский лёсс*). Мощность отложений не превышает 1.0 м. Это связано с тем, что в течение длительного времени (около 30–14 тыс. лет) водораздельные поверхности Среднерусской возвышенности были зонами денудации, а не аккумуляции мелкозема (Sycheva, Khokhlova, 2016).

Аккумуляция лёссовидного суглинка на водораздельных поверхностях возобновилась во время похолоданий финального плейстоцена (дриас 1–3). Во время деградации многолетней мерзлоты формировались термоэрозийные формы рельефа – делли. Эти палеодепрессии, вероятно, первоначально являлись термокарстовыми формами, возникшими по решеткам полигонов (ярославский криогенный горизонт) (Сычева, 2012). В конце валдайского оледенения при вытаивании повторно-жильных льдов криогенная решетка осваивалась эрозийной сетью. На высоких позициях плато и в верхних частях склонов в заполнениях деллей стали аккумулироваться тяжелые лёссовидные суглинки. Зернистая структура суглинков свидетельствует о проработке их почвенной мезофауной. Радиоуглеродные даты этих суглинков, 12200 ± 180 лет ВР (Ki-9361) и 11140 ± 190 лет ВР (Ki-9360), позволяют сопоставить их образование с потеплениями бёллинг и аллерёд (табл. 1). В разрезе Дивногорье 9, расположенном на юго-востоке Среднерусской возвышенности, эти суглинки образуют дивногорский педолитокомплекс (Sycheva et al., 2016; Сычева и др., 2017б).

Делли перекрыты лёссовидными суглинками (*позднеледниковый лёсс*), послужившими материнской породой для современных почв, и полностью переработаны голоценовым почвообразованием.

Реконструкции и корреляции

Таким образом, основные интервалы позднего плейстоцена на Восточно-Европейской равнине – микулинское межледниковье, валдайское раннеледниковье, средневалдайский пленигляциал – выступают как сложно структурированные периоды.

Каждая из интегрированных (составных) почв плакоров (салынская, крутицкая, брянская) в московско-микулинских депрессиях и на склонах, широко развитых на Среднерусской возвышен-

ности, разворачивается в две, а иногда в три и более полнопрофильные почвы, отражая меньшие по иерархии климатические ритмы, чем ритмы, которые демонстрируют палеопочвы разрезов, занимающих автономные позиции.

Для микулинского межледниковья (127–117 тыс. лет назад) фиксируются не менее трех, а порой четырех сигналов благоприятных (оптимальных сочетаний тепла и влаги) климатических условий. В днищах палеобалок они отражены тремя-четырьмя профилями почв (педогенные фазы), раздельными педоседиментами этих почв (эрозийно-аккумулятивные этапы), которые вместе образуют рышковский педолитокомплекс (МИС 5е), коррелируемый с салынской почвой – нижней почвой мезинского педокомплекса (табл. 3). Подобная детальная структура последнего (микулинского) межледниковья (с несколькими оптимумами) отмечается для субаквальных и аквальных палеоландшафтов, то есть записана в болотных, озерных, морских и ледовых отложениях (Гричук, 1989; Спиридонова, 1991; GRIP Members, 1993; Seidenkrantz et al., 1996).

Переход от межледниковья к раннеледниковью подробно запечатлен в характеристиках нижней части сеймского слоя. Реконструируется неустойчивый климат с эпизодами засух и сильных пожаров еще в конце межледниковья. Уже тогда рышковская почва оказалась захороненной в днище палеобалки. Накопление сеймского педоседимента (временной аналог внутримезинского севского лёсса) значительной мощности с разнообразными следами мерзлотных деформаций в средней и верхней частях приходится главным образом на МИС 5d (Сычева, 2012). ОСЛ-дата 115 тыс. лет назад, определенная для образца, отобранного из верхней части сеймского слоя, подтверждает его формирование в первую стадию валдайского раннеледниковья. Таким образом, уже 115 тыс. лет назад на Среднерусской возвышенности устанавливаются перигляциальные условия, косвенно подтверждающие образование ледникового покрова на северо-западе Европы (Величко и др., 2017).

Верхняя граница валдайского раннеледниковья (МИС 4) отражена в изучаемом разрезе очень четко – наличием крупных котлообразных криогенных деформаций (селиховодворский криогенный горизонт), нарушающих лежащие ниже ранневалдайские палеопочвы. Это показывает распространение многолетней мерзлоты на Среднерусской возвышенности (Сычева, 2012).

Для разделяющего эти палеопочвы младатского лёсса, отражающего второе похолодание раннего валдая (МИС 5b), возможно, несколько меньшее, чем предыдущее (МИС 5d – сеймский педоседимент и криогенный горизонт), получена ОСЛ-дата 91 тыс. лет назад. Это дает основание делать определенные выводы о возрасте ранне-

Таблица 3. Корреляция педолитостратиграфии позднего плейстоцена Восточной, Центральной, Западной Европы, Западной и Восточной Сибири (желтый (серый в черно-белой бумажной версии) цвет – похолодания, лёс-сообразование)

МИС	Восточная Европа: Среднерусская возвышенность (Сычева и др., 2007; Сычева, 2012)	Восточная Европа: Центральная Россия (Величко и др., 1997; Little et al., 2002)	Восточная Европа: Украина (Gerasiimenko, 2000, 2006)	Центральная Европа: Чехия (Bronger, Smolíková, 2019; Frechen et al., 1999b)	Западная Европа (Frechen et al., 1999a; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Terhorst et al., 2001)	Западная Европа: Нидерланды, Германия (Bibus, 1999)	Западная Европа: Франция (Antoine, et al., 1999)	Западная Сибирь (Зыкина, Зыкин, 2012)	Восточная Сибирь (Чеха, 1990; Frechen et al., 2005)			
1	Голоцен (4–6 почв)	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен			
2.2	Позднеледниковый лёсс и ярославский КГ	Алтыновский лёсс	Причерноморский лёсс	Верхний лёсс	Верхний лёсс	Карбонатный лёсс	Карбонатный лёсс	Баганский лёсс				
2.2	5–6 почв и лёссов	Трубчевская почва	Дофиновская почва	Тундроглеевая почва	Тундроглеевая почва			Суминская почва				
2.1	Поздневалдайский лёсс и владимирский криогенный горизонт (КГ)	Деснинский лёсс	Бугский лёсс	Лёсс и несколько инициальных тундроглеевых почв	Лёсс и несколько инициальных тундроглеевых почв			Ельцовский лёсс				
3.5	Брянская почва	Брянская почва	Витачевская почва 3	ПК (почвенный комплекс) I	Штильфрид В ПК	Денекамп, Хенгело	Гранд Бойс	Почва 2	Искитимский ПК	Почва	Куртаковский ПК	
3.4	Тускарский лёсс 2, КГ		Лёсс					Лёсс				
3.3	Гидроузельская почва		Витачевская почва 2			Моерсхоф	Чарбон					
3.2	Тускарский лёсс 1, КГ		Лёсс									
3.1	Александровская почва		Витачевская почва 1			Глинде	Зиле	Почва 1		Почва		
						Оерел	Коулотте					
4	Селиховодворский лёсс, КГ	Хотылевский лёсс	Удайский лёсс	Нижний лёсс	Нижний лёсс			Тулинский лёсс		Чанинская толща		
5a	Стрелецкая почва	Крутицкая почва	Мезинский ПК	Прилуцкая почва 2	Почва	ПК II	Почва	Штильфрид А ПК	Оддерале	Ст Герман II	Почва	Сухоложский ПК
5b	Млодатынский лёсс, КГ			Лёсс	Лёсс		Лёсс					
5c	Кукуевская почва			Прилуцкая почва 1	Почва		Почва	Бреруп	Ст Герман Ia	Почва 2	Бердский ПК	Почва
					Лёсс	Лёсс	Лёсс					
					Почва	ПК III	Почва	Амесфорд	Ст Герман Ib			
5d	Сеймский лёсс, КГ	Севский лёсс	Тясминский лёсс	Лёсс			Лёсс					
5e	Рышковская почва и рышковский педокомплекс (ПК)	Салынская палеопочва	Кайдакская почва	Эмиан почва			Эмиан почва	Эмиан		Почва 1		Каменноложская почва
6	Московский лёсс	Московский лёсс	Днепровский лёсс	Заале лёсс	Заале лёсс	Заале лёсс	Заале лёсс	Заале	Заале	Сузунский лёсс		Сузунский лёсс

валдайских палеопочв. В раннем валдае сформировались две интерстадиальные лесостепные палеопочвы умеренного пояса: кукуевская (МИС 5с, около 100–95 тыс. лет назад) и стрелецкая (МИС 5а, около 80–75 тыс. лет назад), фиксирующие два

главных сигнала теплого климата (интерстадиалы). Завершается относительно теплое время раннего валдая сильным похолоданием (МИС 4).

Средневалдайское потепление, которое многими исследователями трактуется как мегаинтер-

стадиал, обладает очень сложной временной структурой (Спиридонова, 1991; Frechen et al., 1999b; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Haesaerts et al., 2004; Antoine et al., 2001; Van Andel, 2002; Gerasimenko, 2006; Седов и др., 2010). Дважды, трижды и, возможно, чаще возникали условия, благоприятные для почвообразования, во вновь образованных аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах (в прежних поймах, на склонах, в депрессиях), когда сформировались александровская (МИС 3e, около 60–52 тыс. лет назад), гидроузельская (МИС 3c, около 44–38 тыс. лет назад) и брянская (МИС 3a, около 33–27 тыс. лет назад) палеопочвы (табл. 3).

Почвы разделены тускарским лёссом со следами криогенных нарушений. Наиболее значительные из них относятся к владимирскому криогенному горизонту, нарушающему профиль брянской почвы, и соответствуют максимуму оледенения (МИС 2).

Поздний валдай включает два главных, существенно различающихся по климатическому тренду интервала: максимум последнего оледенения – МИС 2.1 и сложный переход от ледниковья (криохрона) к голоцену (современному термохрону) – МИС 2.2. Он фиксируется не только горизонтами лёссов с мерзлотными деформациями (владимирский и ярославский криогенные горизонты), но и эрозионно-термокарстовыми формами (деллями). Эпизоды смягчения климатических условий в разрезах отражены формированием инициальных (пионерных) почв (от 1 до 6 и более), образующих различные сочетания, одно из которых – дивногорский педолитокомплекс финального плейстоцена, отражающий два-три теплых климатических сигнала (Sycheva et al., 2016).

Таким образом, общая структура позднеледникового климатического макроритма, состоящая из межледниковья (микулинского, эемского) и последнего (валдайского, юрмского, вистулианского) оледенения (криохрона), в свою очередь включающего относительно теплое раннеледниковье, основное время оледенения – пленигляциал – и позднеледниковье (Kukla et al., 2002), нашла отражение в строении изученного разреза. Вследствие особых хронологических и геоморфологических условий разреза – заполнение крупной депрессии, образованной перед межледниковьем, – каждый из этих интервалов отличается внутренней структурой, особенно сложной для межледникового (рышковский педолитокомплекс) и раннеледникового (две палеопочвы: кукуевская и стрелецкая и два лёсса с криогенными горизонтами: сеймский, младатский) этапов. По мере заполнения депрессии полнота геологического архива уменьшалась. Однако валдайский пленигляциал отражен все еще полно и имеет трехчленное строение, включая начальное (сели-

ховодворский криогенный горизонт), завершающее похолодание (владимирский криогенный горизонт) и разделяющее их сложное, относительно теплое время – мегаинтерстадиал. Последний в Александровском разрезе представлен достаточно детально: двумя-тремя теплыми сигналами, отраженными в формировании александровской, гидроузельской (редко) и брянской палеопочв, и разделяющими их холодными этапами: лёссами с тускарским и владимирским криогенными горизонтами. Только максимум валдайского оледенения и позднеледниковье не отличаются детальностью записи климатических событий, хотя наиболее значительные из них нашли отражение (владимирский, ярославский криогенные горизонты и бёллинг-аллерёдское потепление).

Представленная высокоразрешающая педолито-криостратиграфия хорошо согласуется с климатическими изменениями, определяемыми по результатам изучения детальных архивов морских, океанических и ледовых отложений (Seddenkrantz et al., 1996). Почвы отражают не все дробные климатические сигналы, фиксируемые в таких архивах, но интегрируют их в более крупные ритмы. В рышковском педолитокомплексе, границы которого определены ОСЛ-датированием в 127–117 тыс. лет назад, выделяются три-четыре теплых и четыре холодных сигнала, что соответствует ледовой записи МИС 5e в керне из скважины, пробуренной в Гренландии (GRIP Members, 1993). В раннем валдае две палеопочвы – кукуевская и стрелецкая – отражают наиболее крупные потепления МИС 5c и МИС 5a соответственно, а два лёсса с криогенными горизонтами – сеймский и младатский – отражают значительные похолодания МИС 5d и МИС 5b соответственно. В среднем валдае сформированы две палеопочвы, александровская и брянская, фиксирующие наиболее существенные потепления. В условиях повышенного осадконакопления между ними также отмечена гидроузельская почва. В строении разрезов молодых надпойменных террас и склонов к ним каждая из этих почв подразделяется на два-три уровня (Спиридонова, 1991; Haesaerts et al., 2004; Седов и др., 2010), отражая влияние более мелких климатических ритмов и существенно детализируя события среднего валдая.

Реконструированная история ландшафтно-климатических событий Среднерусской возвышенности вполне согласуется с представлениями европейских исследователей (табл. 3) (Paape et al., 1990; Pecs, 1992; Bibus, 1999; Frechen et al., 1999a, 1999b; Gerasimenko, 2000, 2006; Antoine et al., 2001, 2013; Kukla et al., 2002; Van Andel, 2002; Bronger, 2003; Rousseau et al., 2013), что позволяет провести следующие корреляции: рышковская палеопочва соответствует эемскому межледниковью (127–117 тыс. лет назад, МИС 5e); кукуевская – интерстадиалам Амерсфорт + Бреруп–Сен-

Жермен 1 (105–95 тыс. лет назад); стрелецкая – интерстадиалу Оддераде–Сен-Жермен 2 (около 85–75 тыс. лет назад); александровская – интерстадиалу Оерелу (56–52 тыс. лет назад); гидроузельская – интерстадиалу Моерсхоф–Поперенге (44–45 тыс. лет назад), а также интерстадиалу Хенгело (40–38 тыс. лет назад); брянская (33–27 тыс. лет назад) – интерстадиалам Штильфрид В, Денекамп или Гранд Буа.

Наиболее близкое строение позднеплейстоценовая почвенно-седиментационная последовательность Среднерусской возвышенности имеет с аналогичной лёссово-почвенной серией Украины в разрезах Кривая Лука в Донецком регионе, Старые Безрадици и Прилуки на Днепровском левобережье (Gerasimenko, 2000, 2006; Gerasimenko, Sycheva, 2014). Рышковская межледниковая палеопочва (МИС 5е) коррелирует с кайдакской палеопочвой, кукуевская (МИС 5с) и стрелецкая (МИС 5а) – с 1-й и 2-й прилуцкими почвами, александровская, гидроузельская и брянская палеопочвы (МИС 3) – с 1-й, 2-й и 3-й витачевскими палеопочвами (табл. 3).

Близкое строение с изученным разрезом имеют такие полные разрезы Центральной Европы, как Дольни Вестонице в Моравии (Чехия), Штильфрид в Австрии, Майнц-Вензенау на среднем Рейне (Германия), Менде в Венгрии и другие опорные разрезы позднего плейстоцена (Paere et al., 1990; Pecsí, 1992; Antoine et al., 1999; Bibus, 1999; Frechen et al., 1999a, 1999b; Kukla et al., 2002; Rousseau et al., 2013).

Изученный разрез Александровский карьер в некоторой степени сходен по строению с разрезами Западной Сибири и, в большей степени, с разрезами Восточной Сибири (Чеха, 1990; Frechen et al., 2005; Зыкина, Зыкин, 2012). Рышковская палеопочва коррелирует с нижней (межледниковой) палеопочвой бердского педокомплекса, а кукуевская и стрелецкая палеопочвы – с верхней палеопочвой этого же комплекса Западной Сибири и с сухоложским педокомплексом, развитым в Восточной Сибири (табл. 3). Александровская, гидроузельская и брянская палеопочвы соответствуют искитимскому педокомплексу Западной Сибири, состоящему из двух почв, и более детально куртакскому педокомплексу Восточной Сибири. Дивногорский педокомплекс коррелирует с суминской палеопочвой (табл. 3).

ВЫВОДЫ

1. Поздний плейстоцен (с 130/127 тыс. лет назад) начинается с формирования межледникового рышковского педолитокомплекса, продолжавшегося на протяжении 12–15 тыс. лет. Он включает 3–4 почвенные фазы (первая – лесостепная, следующие – лесные), разделенные морфолитоген-

ными этапами. Межледниковье (МИС 5е) завершается катастрофой – сильным лесным пожаром и ускоренной послепожарной эрозией (около 117 тыс. лет назад).

2. В первое ранневалдайское похолодание (МИС 5d) происходит активизация эрозионных и криогенных процессов. Формируется сеймский слой и одноименный криогенный горизонт (117/115 тыс. лет назад).

3. В раннем валдае формировались две интерстадиальные черноземные почвы – кукуевская (МИС 5с) и стрелецкая (МИС 5а), разделенные младатским лёссом (МИС 5b) с криогенным горизонтом (около 91 тыс. лет назад). Этап завершается крупным похолоданием – накоплением селиховодворского лёсса и возобновлением многолетней мерзлоты (селиховодворский криогенный горизонт) – МИС 4. Возраст около 70–65 тыс. лет назад.

4. В среднем валдае (МИС 3) сформированы три и более интерстадиальные палеопочвы: александровская (55–53 тыс. лет назад), гидроузельская (44–38 тыс. лет назад), разделенные тускарским лёссом и криогенным этапом (50 тыс. лет назад), и брянская (2–3 почвы) (33–26 тыс. лет назад). В разрезах террасы (низкий уровень II надпойменной) геологический архив более подробный.

5. Начало поздневалдайского оледенения МИС 2.2 отражает владимирский криогенный горизонт, завершение – ярославский криогенный горизонт. Поверхность высоких плато была денудационной, а не аккумулятивной, вследствие чего лёссы не накапливались, происходило омоложение брянской палеопочвы.

6. В позднем валдае МИС 2.1 нет интерстадиальных почв, формируются несколько (1–6) инициальных палеопочв. В самом конце позднеледниковья образовался дивногорский педолитокомплекс.

7. В позднеледниковье, главным образом в дриасе 1–3, на плакорах накапливался лёссовидный суглинок, послуживший материнской породой для голоценовых почв.

8. Картина событий позднего плейстоцена Среднерусской возвышенности коррелирует с ландшафтно-климатическими событиями, происходившими в Европе (Украина, Австрия, Германия, Франция, Бельгия, Сербия, Чехия) и в других регионах распространения лёссово-почвенных архивов (Западная и Восточная Сибирь).

Источники финансирования. Работа выполнялась в рамках госзадания, темы № 0148-2019-0006 и 0191-2019-0046 и при поддержке РФФИ, грант 19-29-05024 мк.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсланов Х.А. Радиоуглерод и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. 300 с.

- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Лёссовый покров в позднем плейстоцене (карта 18) // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен—голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. С. 49–63.
- Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколини Н.И.* Основные черты строения лёссово-почвенной формации // Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГ РАН, 1997. С. 5–24.
- Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В.* История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 391–416.
- Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Заррина Е.П.* Четвертичные оледенения северо-западных и центральных районов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1997. 187 с.
- Заррина Е.П., Краснов И.И., Скоморохов А.И., Спиридонова Е.А.* Стратиграфия и палинология лёссовидных пород центра Среднерусской возвышенности // Палинология плейстоцена и голоцена. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 13–31.
- Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2012. 478 с.
- Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- Седов С.Н., Хохлова О.С., Сеницын А.А., Кортка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А.* Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение. 2010. № 8. С. 938–955.
- Симакова А.Н.* Развитие растительного покрова Русской равнины и Западной Европы в позднем неоплейстоцене—среднем голоцене (33–4.8 тыс. л.н.) (по палинологическим данным). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2008. 34 с.
- Скоморохов А.И.* Структура чехла субаэральных отложений внеледниковой зоны (на примере бассейна Сейма) // Пограничные горизонты неогена и антропогена КМА и Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1982. С. 101–107.
- Спиридонова Е.А.* Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене—голоцене. М.: ИА РАН, 1991. 198 с.
- Сурмач Г.П.* Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противоэрозионные мероприятия. Волгоград: Б. И., 1992. 175 с.
- Сычева С.А.* О географии и развитии мезинского комплекса Окско-Донской равнины // Почвоведение. 1985. № 8. С. 26–37.
- Сычева С.А.* Эволюционный анализ позднеплейстоценовых катен и геосистем Среднерусской возвышенности (на примере разреза Железногорск). М.: ИГ АН, 1993. 83 с.
- Сычева С.А.* Эволюция погребенных балочных ландшафтов лесостепи Русской равнины // Изв. РАН. Сер. географ. 2003. № 1. С. 113–123.
- Сычева С.А.* Погребенные позднеплейстоценовые балки // Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (к 100-летию со дня рождения). Ред. Глазовский Н.Ф. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2005. С. 90–100.
- Сычева С.А.* Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенной и литогенной памяти // Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропо-сферных взаимодействий. Глава 5. М.: ЛКИ, 2008. С. 128–160.
- Сычева С.А.* Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. № 4. С. 45–56.
- Сычева С.А., Гунова В.С.* Результаты изучения позднеплейстоценового лёссово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Среднерусской возвышенности // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2004. № 65. С. 86–101.
- Сычева С.А., Гунова В.С., Симакова А.Н.* Два варианта строения позднеплейстоценовой покровной толщи перигляциальной области Русской равнины // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 2007. С. 404–407.
- Сычева С.А., Бронникова М.А., Григорьева Т.М., Гунова В.Н., Пономаренко Е.В., Седов С.Н., Симакова А.Н., Пушкина П.Р., Шеремецкая Е.Д.* Памятник природы Александровский карьер: общая характеристика, геохронология и стратиграфия // Путеводитель экскурсий Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Всероссийской с зарубежным участием научной конференции (Белгород—Курск, 23–24 августа 2016 г.). Экскурсия № 3. Белгород: Изд. дом “Белгород”, 2016. С. 81–108.
- Сычева С.А., Григорьева Т.Г., Пушкина П.Р.* Стратиграфия ранневалдайского интервала внеледниковой области русской равнины (МИС 5d–4) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2017а. № 75. С. 60–80.
- Сычева С.А., Седов С.Н., Бронникова М.А., Таргульян В.О., Соллейро-Реболledo Э.* Генезис, эволюция и катастрофическое захоронение рышковской палеопочвы миккулинского межледниковья (МИС 5e) // Почвоведение. 2017б. № 9. 2017. С. 1027–1046.
- Чеха В.П.* Ископаемые почвы // Куртаковский археологический район. Красноярск: Изд-во “ПО Сибирь”, 1990. Вып. 3. С. 19–47.
- Шик С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В.* Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 85–121.

- Adamiec G., Aitken M.J.* Dose-rate conversion factors: update // *Ancient TL*. 1998. № 16. P. 37–50.
- Aitken M.J.* Thermoluminescence dating. London: Academic Press, 1985. 359 p.
- Antoine P., Rousseau D.-D., Lautridou J.P., Hatté C.* Last interglacial-glacial climatic cycle in loess-palaeosol successions of northwestern France // *Boreas*. 1999. № 28. P. 551–563.
- Antoine P., Rousseau D.-D., Zöller L., Lang A., Munaut A.-V., Hatte Ch., Fontugne M.* High-resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany // *Quaternary Int.* 2001. № 76/77. P. 211–229.
- Antoine P., Rousseau D.-D., Degeai J.-P., Moine O., Lagroix F., Kreutzer S., Fuchs M., Christine H., Gauthier C., Svoboda J., Lisá L.* High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the last interglacial-glacial cycle in Central Europe: the loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic) // *Quaternary Sci. Rev.* 2013. № 67. P. 17–38.
- Bibus E.* Loess of South Germany – stratigraphy, paleoclimate and connections with river terraces // *Chinese Sci. Bull.* 1999. № 44. P. 133–138.
- Bronger A.* Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary podostratigraphy and paleoclimatic history // *Quaternary Int.* 2003. № 106–107. P. 11–31.
- Bronger A., Smolíková L.* Quaternary loess-paleosol sequences in East and Central Asia in comparison with Central Europe – micromorphological and paleoclimatological conclusions // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2019. V. 71. № 1. P. 65–92.
- Frechen M., Schweitzer U., Zander A.M.* Improvements in sample preparation for the fine grain technique // *Ancient TL*. 1996. V. 14. P. 15–17.
- Frechen M., Boenigk W., Hambach U., Reinders J.* The Late Middle and Upper Pleistocene loess/palaeosol deposits of section to Knchesberg/Neuwied basin // *Loess in the Middle and Upper Rhine area. Field Guide of the Loessfest Excursion 99*. Eds. Weidenfeller M., Zokler L. Bonn–Heidelberg, 1999a.
- Frechen M., Zander A., Cilek W., Lozek V.* Loess chronology of the last interglacial/glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic // *Quaternary Sci. Rev.* 1999b. № 18/13. P. 1467–1493.
- Frechen M., Zander A., Zykina V.S., Boerwigk W.* The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2005. V. 5. P. 228–244.
- Gerasimenko N.P.* Upper Pleistocene climatic variations in Ukraine recorded by loess-paleosol and vegetational successions // *GeoLines. Papers in Earth Sciences*. 2000. V. 11. P. 86–88.
- Gerasimenko N.P.* Upper Pleistocene loess-palaeosol and vegetational successions in the Middle Dnieper Area, Ukraine // *Quaternary Int.* 2006. № 149. P. 55–66.
- Gerasimenko N., Sycheva S.* High resolution podostratigraphy of the Upper Pleistocene loess-soil sections in the East European Plain // *Kukla Loessfest'14 – 7 Loess Seminar*. Wrocław: Institute of Geography and Regional Development, 2014. P. 10.
- GRIP Members.* Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core // *Nature*. 1993. № 364. P. 203–207.
- Golyeva A., Sycheva S.* Soils, plants and climate of the eemian interglacial local landscapes of the Russian plain on base of biogenic silica analysis // *Eurasian Soil Science*. 2010. V. 43. № 13. P. 1569–1573.
- Haesaerts P., Mestdagh H.* Pedosedimentary evolution of last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia // *Netherlands J. Geosciences*. 2000. № 79 (2/3). P. 313–324.
- Haesaerts P., Damblon F., Sititsyn A., Van Der Plicht J.* Kostenki 14 (Voronezh, Central Russia): new data on stratigraphy and radiocarbon chronology // *BAR*. 2004. Inr. Ser. V. 1240. P. 169–180.
- Kukla G.J., Bender M.L., de Beaulieu J.-L., Bond, G., Broecker W.S., Cleveringa P., Gavin J.E., Herbert T.D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L.D., Knudsen K.-L., McManus J.F., Merkt, J., Muhs D.R., Müller H., Poore R.Z., Porter S.C., Sereet G., Shackleton N.J., Turner C., Tzedakis P., Cwinnograd I.J.* Last interglacial climates // *Quaternary Res.* 2002. V. 58. Iss. 1. P. 2–13.
- Little E.C., Lian O.B., Velicko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Dlussky K.G., Rutter N.W.* Quaternary stratigraphy and optical dating of loess from the east European Plain (Russia) // *Quaternary Sci. Rev.* 2002. V. 21. P. 1745–1762.
- Paeppe R., Mariolakos L., Van Over loop E., Keppens E.* Last interglacial-glacial north-south geosol traverse (from stratotypes in the North Sea basin and in the Eastern Mediterranean) // *Quaternary Int.* 1990. V. 5. P. 57–70.
- Pecsi M.* Loess of the last glaciation // *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere (Late Pleistocene–Holocene)*. Budapest: Geographical Research Institute HAS; Stuttgart: Gustav Fisher Verlag, 1992. P. 110–120.
- Prescott J.R., Stephan L.G.* The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescent dating – latitude, altitude and depth dependences // *РАСТ*. 1982. V. 6. P. 17–25.
- Preusser F., Degering D., Fuchs M., Hilgers A., Kadereit A., Klasen N., Krbetschek M., Richter D., Spencer J.Q.L.* Luminescence dating: basics, methods and application // *E&G. Quat. Sci. J.* 2008. № 57. P. 95–149.
- Rivas J., Ortega B., Sedov S., Solleiroc E., Sycheva S.* Rock magnetism and pedogenetic processes in luvisol profiles: Examples from Central Russia and Central Mexico // *Quaternary Int.* 2006. V. 156–157. P. 212–223.
- Rousseau D.-D., Ghil M., Kukla G., Sima A., Antoine P., Fuchs M., Hatte C., Lagroix F., Debret M.* Major dust events in Europe during marine isotope stage 5 (130–74 ka): a climatic interpretation of the Cmarkers // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 2213–2230.
- Sedov S., Sycheva S., Targulian V., Pi T., Díaz J.* Last Interglacial paleosols with Argic horizons in Upper Austria and Central Russia: pedogenetic and paleoenvironmental inferences from comparison with the Holocene analogues // *Quaternary Sci. J.* 2013. V. 62. № 1. P. 44–58.
- Seidenkrantz M.-S., Bornmalm L., Johnsen S.J., Knudsen K.L., Kuijpers A., Lauritzen S.-E., Leroy S.A.G., Mergel I., Schweger C., van Vliet-Lanoe B.* Two-step deglaciation at the oxygen isotope stage 6/5e transition: the Zeifen-Kattegat

- climate oscillation // *Quaternary Sci. Rev.* 1996. V. 15. P. 63–75.
- Sycheva S.A. New data on the composition and evolution of the Mezin loess-paleosol complex in the Russian Plain // *Eurasian Soil Sci.* 1998. V. 31 (10). P. 1062–1074.
- Sycheva S., Khokhlova O. Genesis, ^{14}C -age and duration of development of the Bryansk paleosol on the Central Russian Upland based on dating of different materials // *Quaternary Int.* 2016. V. 399. P. 111–121.
- Sycheva S., Sedov S. Paleopedogenesis during the Mikulino interglacial (MIS 5e) in the East-European Plain: buried toposequence of the key-section “Alexandrov quarry” // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* 2012. V. 64. № 2. P. 189–197.
- Sycheva S.A., Bessudnov A.N., Chepalyga A.L., Sadchikova T.A., Sedov S.N., Simakova A.N., Bessudnov A.A. Divnogorie pedolithocomplex of Russian Plain: the final Pleistocene deposits and environments based on the Divnogorie 9 geoaerchaeological site (middle reaches of the Don river) // *Quaternary Int.* 2016. V. 418. № 5. P. 49–60.
- Terhorst B., Appel E., Werner A. Palaeopedology and magnetic susceptibility of loess-paleosol sequence in southwest Germany // *Quaternary Int.* 2001. V. 76–77. P. 231–240.
- Thiel C., Buylaert J.P., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol // *Quaternary Int.* 2011. V. 234. P. 23–31.
- Van Andel T.H. The Climate and landscape of middle part of Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 Project // *Quaternary Res.* 2002. V. 57. P. 2–8.
- Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Rutter N.W., Dlussky K.G., Little E.C., Catto N.R., Semenov V.V., Evans M.E. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia // *Quaternary Int.* 2006. V. 152–153. P. 14–30.

Рецензенты А.К. Маркова,
С.Н. Седов, А.Н. Симакова

Structure of the Late Pleistocene Climate Rhythm Based on the Study of a Detailed Soil-Sedimentation Archive of the Extraglacial Region of the East European Plain (Aleksandrovsky Quarry)

S. A. Sycheva^{a, #}, O. S. Khokhlova^b, and P. R. Pushkina^a

^a*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow region, Russia*

[#]*e-mail: sychevasa@mail.ru*

The article presents the results of a study on stratigraphy and chronology of the Late Pleistocene obtained on the basis of both OSL and ^{14}C dating of paleosols and sediments in the Aleksandrovsky quarry, located on the Central Russian Upland. The location of this section in the filling of the paleo-balka contributed to the reflection in its layers of multiple alternations of the stages of soil formation, cryogenesis, and sedimentation in the Late Pleistocene. The studied sequence is one of the most detailed soil-sedimentary terrestrial archives in Eastern Europe due to its specific geomorphological position. The climate changes are reflected from the Mikulino interglacial (MIS 5e) to the Holocene (MIS 1). At the base of paleodepression the Ryshkovsky pedolithocomplex (MIS 5e, 127–117 ka) lies, the pedogenetic stages of which are extremely detailed. The first early Valdai cooling, which is reflected by the Seim stratum, has an OSL age of 115 ka. In the early Valdai time (MIS 5c and MIS 5a) two interstadial paleosols were formed: Kukuevskaya and Streletskaya. The Mlodatsky loess separating them has an OSL age of 91 ka. The Middle Valdai is represented by two main interstadial paleosols: Alexandrovsky (53 ka BP in ^{14}C) and Bryansk (33 ka BP in ^{14}C). In the filling of the Late Valdai dells, there are zoogenically processed late glacial loams formed during warming epochs, Bølling and Allerød. The presented chronostratigraphic scheme is compared with similar ones obtained for other loess-soil archives of Eastern, Central, and Western Europe.

Keywords: Late Pleistocene, paleodepression, detailed pedostratigraphy, OSL and ^{14}C dating, Central Russian Upland