

## СТРАТИГРАФИЯ, ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ УДСКОГО И ТОРОМСКОГО ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

*В.Ю. Забродин, Г.Л. Кириллова*

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;  
e-mail: [VZabrodin@rambler.ru](mailto:VZabrodin@rambler.ru)

Поступила в редакцию 20 февраля 2017 г.

Проанализирована стратиграфическая последовательность мезозойских свит Удского и Торомского осадочных бассейнов, перерывы и несогласия в разрезе и их продолжительность. С учетом региональных и глобальных геологических событий выделены тектоно-стратиграфические системы, что позволило проследить эволюцию этих фрагментов континентальной окраины в мезозое, предложить палеогеографические и палеогеодинамические реконструкции.

**Ключевые слова:** стратиграфия, тектоно-стратиграфические системы, палеогеография, палеогеодинамика, мезозой, Удский и Торомский осадочные бассейны, Дальний Восток России.

### ВВЕДЕНИЕ

Расположение, границы и структурные элементы Удского и Торомского осадочных бассейнов кратко рассматривались в монографии В.Г. Варнавского с соавторами [2], а их положение в общей структуре Востока Азии – в ряде работ [5, 6, 8, 9, 14, 18, 19]. В настоящей работе эти представления несколько скорректированы, в частности, в объем бассейнов не включаются кайнозойские образования (рис. 1). Таким образом, в состав Удского осадочного бассейна (УОБ) мы включаем Удский прогиб, Джелонский вулканический прогиб и Боконскую континентальную впадину, а в состав Торомского (ТОБ) – одноименный прогиб и наследующий его наложенный Селитканский вулканический прогиб.

Рассматриваемые бассейны достаточно хорошо изучены в стратиграфическом отношении в процессе геолого-съёмочных работ разного масштаба и специализированных исследований [12, 17, 24 и др.]. Детально стратиграфия триасовых и юрско-меловых отложений описана Г.В. Рогановым с соавторами [23]. Однако изученность бассейнов неравноценная: в ТОБ все отложения расчленены на свиты, в то время как в УОБ триасовые и юрско-нижнемеловые до сих пор описываются на уровне толщ. Геодинамическая позиция бассейнов кратко описана Г.Л. Кирилловой [9].

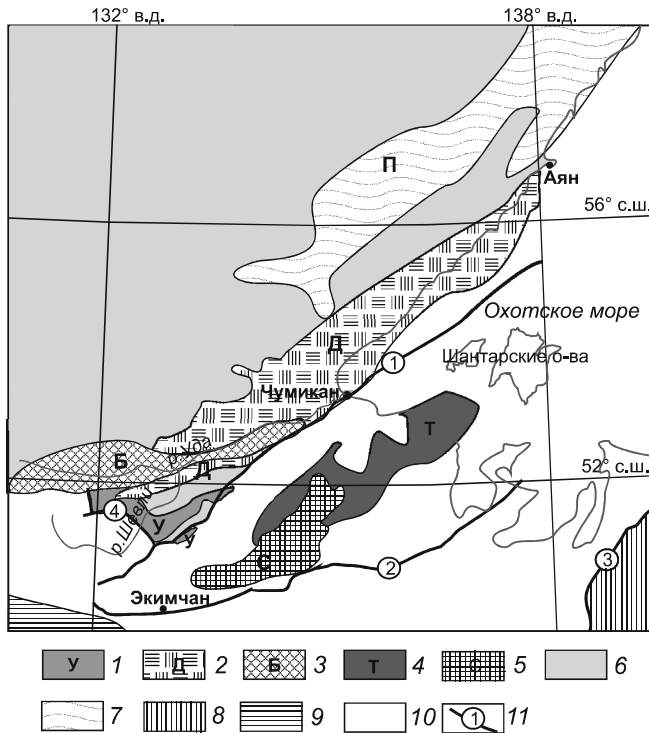
В настоящее время большое внимание уделяется взаимосвязи тектонических и осадочных про-

цессов, реализующихся на разных иерархических уровнях. Выделяются тектоно-седиментационные [26], тектоно-стратиграфические (ТСС) системы. Это нечто более крупное, чем свита или формация. К тому же ТСС разделены обычно перерывами или несогласиями, которые отражают важные геологические события в эволюции бассейнов. Последовательность ТСС позволяет расшифровать эволюцию бассейна и те геологические события, которые влияли на смену отложений по разрезу ТСС и формирование перерывов и несогласий. Стало возможным учитывать как региональные, так и глобальные события, т.к. появились палеогеографические реконструкции для Про-Японии и прилегающих акваторий и территорий [29], а также глобальные реконструкции на последние 200 Ма, проведенные большим коллективом исследователей [30–32].

### СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Современные представления о стратиграфии составных элементов Удского и Торомского осадочных бассейнов (рис. 2), изложенные в работах [5, 12, 13, 23], ниже приводятся без специальных ссылок.

**Удский прогиб.** Разрез отложений начинается *усть-мильканской толщей* (низы ее не известны), представленной песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, мощностью до 1000 м.



**Рис. 1.** Положение Удского и Торомского осадочных бассейнов в структуре Восточной Азии (по [3], с небольшими изменениями).

Удский осадочный бассейн: 1 – Удский прогиб, 2 – Джелонский вулканический прогиб, 3 – Боконская впадина; Торомский осадочный бассейн: 4 – Торомский прогиб, 5 – Селитканский вулканический прогиб; 6 – Сибирская платформа; 7 – Восточно-Азиатский вулканический пояс, П – Преддзугджурский вулканический ареал; 8 – Сихотэ-Алинская складчатая система, 9 – Буреинский массив, 10 – Монголо-Охотская складчатая система, 11 – крупнейшие разломы (цифры в кружках: 1 – Улданский, 2 – Тугурский, 3 – Дигдаланский, 4 – Южно-Удский).

Породы часто содержат конкреции разного состава и скопления гематита, а в самом нижнем слое на плоскостях напластования отмечаются скопления обугленного растительного детрита. Возраст толщи – ранний-средний норий.

На этих отложениях с угловым и стратиграфическим несогласием залегают позднеплинсбах-ранне-тоарские песчаники (часто туфогенные), алевролиты, гравелиты, конгломераты *огдолокской толщи*, мощностью 2490 м.

Со стратиграфическим перерывом (верхний тоар), но без видимого углового несогласия, выше залегает *кенрикская толща*, сложенная песчаниками, часто туфогенными, туфопесчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, аргиллитами, мощностью около 2000 м. Органические остатки, содержащиеся в породах толщи, характерны для аалена-байоса.

*Суниканская толща*, объединяющая песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломера-

ты, согласно перекрывает кенрикскую, граница с которой условная и проводится по возрастанию в разрезе количества туфопесчаников. Мощность толщи равна 800 м, возраст ее – бат.

Вышележащая *урманская толща* сложена туфопесчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами. Она с резким угловым несогласием залегает на палеозойских отложениях Монголо-Охотской складчатой системы и разновозрастных образованиях Баладекского краевого поднятия Сибирской платформы. Толща датируется оксфордом, мощность ее оценивается в 2370 м.

На урманской толще без признаков углового несогласия, но с горизонтом конгломератов в основании залегает *усть-этматинская толща*, сложенная песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, конгломератами с линзами ракушнякав кимериджского возраста, мощностью до 1200 м.

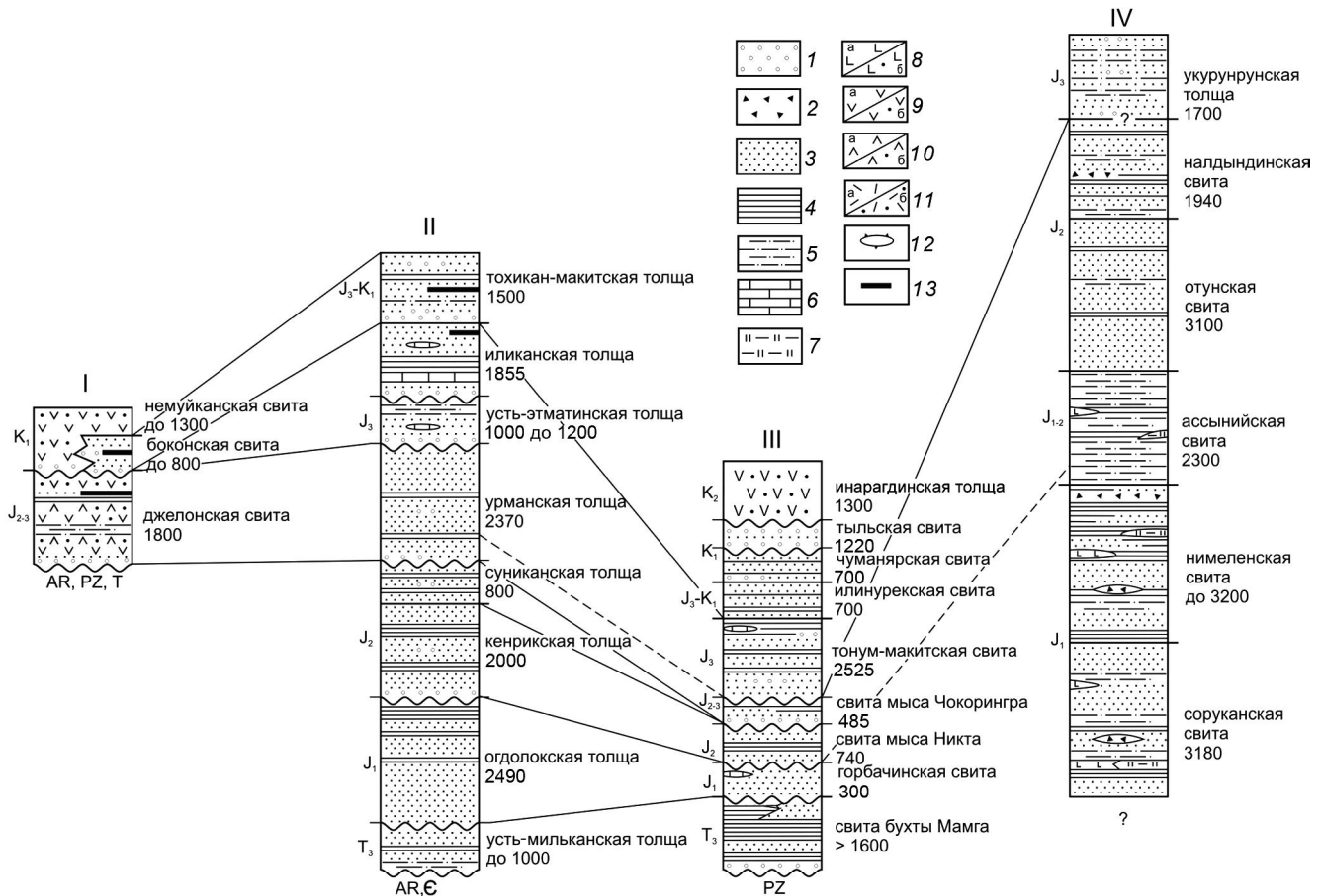
*Иликанская толща* без видимого несогласия, но с мощным (около 100 м), выдержанным по простиранию горизонтом конгломератов в основании залегает на усть-этматинской. В нижней части она сложена разнозернистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и конгломератами, среди которых в верхней части разреза содержится прослой (0.4 м) каменного угля. В верхней половине толщи распространены мелкозернистые песчаники и алевролиты, содержащие прослой среднезернистых песчаников и ракушнякав. Мощность толщи 1855 м, возраст титонский.

*Тохикан-макитская толща* мощностью 1500 м, представленная чередующимися морскими и континентальными отложениями (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и каменные угли), венчает разрез мезозоя Удского прогиба. Она согласно подстилается иликанской толщей; граница ее с последней проводится по подошве мощного (50–70 м), выдержанного по простиранию пласта средне- и крупногалечных конгломератов. Верхние горизонты толщи срезаны Тохиканским разломом, по которому осадочные отложения Удского прогиба контактируют с образованиями Баладекского краевого поднятия. В разрезе толщи фиксируется не менее 7 пластов конгломератов и гравелитов мощностью от 4 до 70 м, разделенных пачками песчаников с пакетами ритмично чередующихся слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов. В песчаниках верхней части разреза часто наблюдается косая слоистость. Среди аргиллитов встречаются углистые разновидности, с которыми иногда ассоциируются каменные угли, образующие пласты мощностью до 2.3 м. По остаткам ископаемой фауны и спорово-пыльцевым комплексам возраст толщи принят титон-берриасским.

**Джелонский вулканический прогиб** выполнен *джелонской свитой*, которая с резким угловым несогласием залегает на различных образованиях докембрия, палеозоя и триаса и несогласно перекрывается нижнемеловыми боконской и немуйканской свитами. В составе джелонской свиты преобладают туфы андезитов и дацитов и туфогенно-осадочные породы – туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфогравелиты, в меньших количествах присутствуют песчаники, алевролиты, андезиты, дациты, углистые аргиллиты (углисто-глинистые сланцы), каменные угли; спорадически встречаются риолиты, их туфы, игнимбриды дацитов и риолитов, дациандезиты. Относительные количества этих пород, характер их переслаивания, а также мощность свиты заметно меняются в различных

местах ее распространения. Мощность свиты достигает 1800 м. Возраст свиты – вторая половина келловей–оксфорд. На джелонской с несогласием и разрывом залегает *немуйканская свита*, сложенная андезитами, андезибазальтами, базальтами, дацитами, их туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями; реже встречаются риодациты, риолиты, их игнимбриды и туфы. В нижней части разреза встречаются слои туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность свиты около 800 м, возраст (по скудным остаткам растительности) – первая половина неокома. Основная часть этой свиты принадлежит Преддзугдзурскому вулкано-плутоническому ареалу Восточно-Азиатского вулканического пояса.

**Боконская континентальная впадина** выполнена *боконской свитой*, со стратиграфическим пе-



**Рис. 2.** Схематизированные стратиграфические колонки отложений Джелонского вулканического прогиба и Боконской континентальной впадины (I), Удского (II) и Торомского (включая часть Селитканского вулканического) (III) прогибов, северной части Нимеленского стратиграфического района Ульбанской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы (IV) (по [5], с небольшими изменениями).

1 – конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты, туфогравелиты; 2 – брекчии; 3 – песчаники, туфопесчаники; 4 – алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, туффиты; 5 – турбидиты, в том числе терригенный и туфогенный флиш; 6 – известняки, глинистые известняки, мергели; 7 – кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, силицифицированные туффиты; 8 – базальты, трахибазальты, долериты (а), туфы базальтов (б); 9 – андезиты, трахиандезиты, андезибазальты (а), их туфы (б); 10 – дациты, дациандезиты (а), их игнимбриды и туфы (б); 11 – риолиты, трахириолиты, риодациты (а), их игнимбриды и туфы (б); 12 – олистолиты и олистоплаки; 13 – каменный уголь.

перывом, по-видимому, несогласно перекрывающей джелонскую. Слагают свиту конгломераты, песчаники, гравелиты, брекчии, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и каменные угли. Мощность отложений возрастает в западном направлении от 350 до 800 м. По остаткам флоры отложения датируются берриасом–валанжином.

**Торомский прогиб.** Свита бухты Мамга (норий–нижний рэт), сложенная алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, залегает в основании разреза Торомского бассейна. Она с угловым несогласием перекрывает интенсивно дислоцированные отложения палеозоя. В основании разреза описаны гравелиты, мелкогалечные конгломераты или неравномернозернистые песчаники, содержащие гальку и гравий подстилающих пород – яшм, глинистых сланцев, песчаников, иногда жильного кварца и вулканогенных пород основного состава. В составе свиты резко преобладают алевролиты, содержащие различные конкреции. Полная мощность составляет 1615 м.

**Горбачинская свита** (песчаники, туфопесчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты) без видимого углового несогласия, но со стратиграфическим перерывом залегает на свите бухты Мамга. Максимальная мощность ее оценивается в 300 м. Возраст свиты – плинсбах–низы тоара.

**Свита мыса Никта**, сложенная алевролитами, песчанитыми алевролитами, песчаниками, алевритистыми песчаниками, гравелитами, перекрывает горбачинскую свиту без углового несогласия. В основании ее почти повсеместно отмечается базальный горизонт полимиктовых песчаников с галькой и гравием кремнистых пород, вулканитов основного состава, алевролитов, с линзами гравелитов. Граница этого слоя с подстилающими образованиями устанавливается по резкой смене состава фауны, что может указывать на наличие между ними стратиграфического перерыва. Мощность свиты составляет 740 м, возраст ее – аален–байос.

**Свита мыса Чокорингра** сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, брекчиями, конгломератами и гравелитами. На северо-западной окраине Торомского осадочного бассейна она залегает с резким угловым несогласием на различных по возрасту толщах палеозоя, а на противоположной окраине бассейна – с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах нижней и средней юры (от нижнего тоара до верхнего байоса). В основании разреза залегают брекчии и конгломераты, видимо выполняющие понижения погребенного эрозионного рельефа на контакте с подстилающими породами. Псефитовый материал брекчий представлен обломками и глыбами, редко

валунами и гальками черных алевролитов, а конгломератов – галькой и гравием кремнистых пород, эффузивов, песчаников и алевролитов. Мощность свиты около 485 м, возраст – поздний келловей–оксфорд.

**Тонум-макитская свита** несогласно перекрывает как палеозойские толщи Монголо-Охотской складчатой системы, так и оксфордские и ааленские отложения Торомского бассейна. Свита сложена контрастно чередующимися слоями преимущественно темно-окрашенных песчаников и алевролитов, слоями и «банками» ракушняка, реже конгломератов, брекчий и гравелитов. Песчаники часто содержат растительные остатки, нередко углефицированные. Максимальная мощность свиты составляет 2525 м, возраст ее – кимеридж–титон.

**Илинурэкская свита**, в составе которой преобладают светло-серые и серые, часто косослоистые разнозернистые аркозовые и полимиктовые песчаники с обильными остатками ископаемых растений, согласно залегает на тонум-макитской. Максимальная мощность свиты составляет 650–700 м, возраст – титон–берриас.

**Чуманярская свита**, сложенная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, гравелитами, максимальной мощностью 700 м, согласно залегает на илинурэкской. Возраст отложений – берриас–готерив.

**Тыльская свита**, объединяющая песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, с одной стороны, завершает разрез Торомского прогиба, с другой – служит основанием Селитканского вулканического прогиба. С перерывом (баррем–апт) залегает на песчаниках чуманярской свиты. Мощность свиты достигает 1200 м, возраст ее альбский.

**Селитканский вулканический прогиб.** Верхне-меловая *инарагдинская толща* (андезиты, дациты, их туфы и лавобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники) несогласно залегает на верхнеюрских, верхнеюрско-нижнемеловых и нижнемеловых образованиях Торомского прогиба, на палеозойских образованиях Монголо-Охотской складчатой системы. В ее основании на терригенных отложениях альба залегают туфоконгломераты и псаммитовые литокристаллокластические туфы андезитов. Максимальная мощность толщи составляет 1300 м. *Баранчжинская толща*, представленная игнимбритами и туфами риолитов, дацитов, риолитами, дацитами, риодацитами, перекрывает инарагдинскую толщу и тыльскую свиту. Мощность толщи равна 1300 м, возраст – сенман–турон. *Бургалийская толща* распространена ограниченно и представлена лавами, лавобрекчиями и туфами андезитов, дациандезитов, редко риолитами. Согласно залегает на вулканитах баранчжинской

толщи. Мощность толщи не превышает 300 м, возраст определяется как позднемеловой.

Для дальнейшего анализа вместо стратонтов целесообразно использовать тектоно-стратиграфические системы (ТСС). Последние представляют собой единицы, соответствующие примерно мегасеквенсам [7, 25, 28], характеризующие крупные этапы развития осадочных бассейнов и отделенные, как правило, друг от друга перерывами или несогласиями. Такими единицами удобно описывать строение крупных структур, в частности, осадочных бассейнов.

Стратиграфическая последовательность УОБ начинается с верхнетриасовых отложений, накоплению которых предшествовал значительных перерыв (рис. 3). Им соответствует ТСС-1 (норий), представленная морскими отложениями усть-милканской толщи. Разрез ТОБ (рис. 4) иллюстрирует эволюцию мезозойской континентальной окраины. Норийско-рэтские отложения (свита бухты Мамга), слагающие ТСС-1, представлены преимущественно алевритами. Они с перерывом или угловым несогласием с горизонтом грубообломочных пород в основании залегают на интенсивно дислоцированных отложениях палеозоя. Мощность ТСС-1 около 1600 м. Внутри ТСС-1 часты перерывы и размывы.

ТСС-2 УОБ (поздний плинсбах–ранний тоар) представлена огдолокской толщей мощностью до 2500 м. Толща залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на усть-милканской толще. Присутствие туфогенного материала свидетельствует, видимо, о начале вулканической активности в пределах Удско-Мургалской вулканической дуги (?). В ТОБ ТСС-2 (плинсбах–нижний тоар), в изучение биостратиграфии которой большой вклад внесли И.И. Сей и Е.Д. Калачева [1, 24], наращивает разрез после значительного перерыва, который приходится на геттанг–синемюр. Она представлена горбачинской свитой мощностью 300 м.

ТСС-3 УОБ объединяет две толщи: кенрикскую и суниканскую общей мощностью 2800 м. Они имеют близкий состав, залегают согласно. Граница между толщами условная и проводится по возрастанию в разрезе мощности слоев туфопесчаников. ТСС-3 ТОБ (аален–байос) сложена свитой мыса Никта мощностью до 800 м. В ее составе преобладают алевриты, песчаники и гравелиты.

Далее в ТОБ, после перерыва различной длительности, а местами и резкого углового несогласия, следует ТСС-4 (оксфорд), представленная свитой мыса Чокорингра мощностью 465 м (рис. 4). ТСС-4 УОБ представлена урманской толщей (оксфорд), сложенной туфопесчаниками, алевритами, гравелитами и конгломератами, мощностью до 2400 м. Она с резким

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДЪ-ЯРУС		* Возраст млн лет	Свиты, толщи и их мощность в м	Тектоно- страти- граф. системы	
		ЯРУС					
Ю Р С К А Р	верхний	Меловой	Берриасский		145	Тохикан-макитская толща 1000	ТСС-5
			Титонский		152.1		
		нижний	Кимериджский		157.3	Усть-этматинская толща 1000	
			Оксфордский		163.5	Урманская толща 2400	
	средний	В	Келловейский	В	166.1	?	ТСС-3
				Ср.			
		Н	Батский	В	168.3	Суниканская толща 800	
				Ср.			
		Н	Байосский	В	170.3	Кенрикская толща 2000	
				Н			
	В	Ааленский	В	174.1			
			Н				
нижний	В	Тоарский	В	182.7	Огдолокская толща 2500	ТСС-2	
			Н				
	Н	Плинсбахский	В	190.8			
			Н				
В	Синемюрский	В	199.3				
		Н					
верхний	В	Геттангский	В	201.3		ТСС-1	
			Н				
	Н	Рэтский	В	208.5	Усть-милканская толща 1000		
			Н				
С	Норийский	С	227				
		Н					
средн.	В	Карнийский	В	237			
			Ладинский			В	242
						Анизийский	

\* Возраст принят по Международной хроностратиграфической шкале, 2016.

Рис. 3. Стратиграфия и тектоно-стратиграфические системы Удского осадочного бассейна.

угловым несогласием залегают на палеозойских отложениях Монголо-Охотской складчатой системы и разновозрастных образованиях Баладекского выступа Алдано-Станового щита Сибирской платформы. Для нее характерна ураганная скорость седиментации – до 400 м/млн л.

ТСС-5 УОБ с горизонтом конгломератов мощностью 100 м в основании залегают на ТСС-4 и пред-

СИСТЕМА ОТДЕЛ	ПОДЪ- ЯРУС		Возраст * млн лет	Свиты, толщи и их мощность в м	Тектоно- стратиграфи- ческие системы (ТСС)	
	ЯРУС	В Ср. Н				
М Е Л О В А Я нижний	Альбский K <sub>1a</sub>	В Ср. Н	113,0	Тыльская свита 1200	ТСС - 6	
	Аптский K <sub>1a</sub>	В Н	125,0			
	Барремский K <sub>1b</sub>	В Н	129,4			
	Готеривский K <sub>1g</sub>	В Н	132,9	Чуманярская свита	ТСС - 5	
	Валанжинский K <sub>1v</sub>	В Н	139,8			
	Берриасский K <sub>1b</sub>	В Н	145,5			700 Илинурекская свита 700
	Титонский, J <sub>1tt</sub>	В Н	152,1			Тонум-макитская свита 1700
	Кимериджский J <sub>1km</sub>	В Н	157,3			
	Оксфордский J <sub>1o</sub>	В Н	163,5	Свита мыса Чокорингра 465	ТСС - 4	
	Ю Р С К А Я средний	Келловейский J <sub>1c</sub>	В Ср. Н	166,1		ТСС - 3
Батский J <sub>1bt</sub>		В Ср. Н	168,3			
Байосский J <sub>1b</sub>		В Н	170,3	Свита мыса Никта 800		
Ааленский J <sub>1a</sub>		В Н	174,1			
Ю Р С К А Я нижний	Тоарский J <sub>1t</sub>	В Н	182,7	Горбачинская свита 300	ТСС - 2	
	Плинсбахский J <sub>1p</sub>	В Н	190,8			
	Синемюрский J <sub>1s</sub>	В Н	199,3		ТСС - 1	
	Геттангский J <sub>1g</sub>	В Н	201,3			
ТРИАСОВАЯ верхний	Рэтский T <sub>3r</sub>	С Н	208,5	Свита бухты Мамга 1600	ТСС - 1	
	Норийский T <sub>3n</sub>	С Н	228			
	Карнийский T <sub>3k</sub>	С Н	235			

\* Возраст принят по Международной хроностратиграфической шкале, 2012.

Рис. 4. Стратиграфия и тектоно-стратиграфические системы Торомского осадочного бассейна.

ставлена тремя согласно залегающими толщами: усть-этматинской (кимеридж), иликанской (титон), тохикан-макитской (титон-берриас). Внутри ТСС-5 в иликанской толще происходит смена морского режима седиментации на континентальный.

В мелу депоцентр седиментации сместился на север. ТСС-5 в ТОБ сложена тремя согласно залегающими свитами: тонум-макитской, илинурекской и чуманярской.

Терригенный разрез ТОБ завершается ТСС-6, отложившейся после баррем-аптского перерыва и представленной альбской тыльской свитой мощностью до 1200 м и сложенной песчаниками, конгломератами, гравеллитами.

Терригенный разрез ТОБ перекрыт верхнемеловым Селитканским вулканическим комплексом [23].

#### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, ВЛИЯВШИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРЕРЫВОВ В РАЗРЕЗАХ ТОБ И УОБ

Мезозойская седиментация в УОБ и ТОБ началась в норийском веке. До этого, в анизийский, ладинский и карнийский века, на востоке России произошла существенная тектоническая перестройка в связи с коллизионными процессами, начавшимися в западной части Монголо-Охотского орогена. Вдоль Монголо-Охотской сутуры сформировалась мощная речная система, выносившая в море огромный объем осадков, которые распределялись вдоль континентальной окраины [29]. Скорость седиментации в норийский и рэтский века составляла 80 м/млн л. В это время в ТОБ формировались преимущественно алевропелиты, представлявшие, видимо, дистальную часть подводной дельты (ТСС-1). В УОБ в это время преобладали песчаники. Внутри ТСС-1 часты перерывы и размывы. По мере продвижения дельты к востоку площадь питания реки, видимо, сокращалась. Скорость седиментации значительно уменьшилась до 40 м/млн л в ТСС-2 (плинсбах–нижний тоар), которая залегает на ТСС-1 со значительным перерывом (рис. 4). В ранней юре начался распад Пангеи, реорганизация плит. С этим событием, видимо, связаны геттанг-синемюрский и тоарский перерывы.

ТСС-2 сложена преимущественно песчаниками и туфопесчаниками горбачинской свиты. Присутствие последних свидетельствует о начале вулканической деятельности в соседних регионах – возможно, на юге Сибирской платформы [21]. Возможно, в это время активизировалась также Удско-Мургальская вулканическая дуга [20].

Вероятно, раннеюрская трансгрессия пришла с юга, т.к. с позднего синемюра появляется и специфическая тихоокеанская фауна. Глобальные реконструк-

ции разных авторов для этого периода несколько различаются. В конце ранней юры (поздний плинсбах-тоар) субдукция плиты Фаралон под континентальную окраину продолжалась [29], но сама плита двигалась на северо-восток со скоростью 10.7 см/год. Согласно реконструкции [32] на 200 Ма (геттанг), субдукция под Амурию прекратилась и плита Изанаги двигалась на юго-восток. А на реконструкции на 180 Ма (тоар) тех же авторов показана фронтальная субдукция плиты Изанаги под континентальную окраину.

Позднеоарский перерыв на границе ранней и средней юры наблюдается во всей Удско-Приморской мегазоне и в Китае, где он связывается с регрессией, вызванной раннеяншанскими тектоническими подвижками.

Ааленский век ознаменовался новой крупной трансгрессией, продолжавшейся и в байосе. В ТОБ отложились алевролиты, песчаники, гравелиты свиты м. Никта, отнесенные к ТСС-3 (аален-байос), в УОБ преобладали песчаники, нередко туфогенные, большой мощности (аален-бат).

Длительный средне-позднеюрский перерыв (поздний бат-келловей, а в отдельных разрезах до кимериджа) обусловлен, очевидно, формированием Монголо-Охотской коллизионной сутуры, когда и соседние структуры испытали воздымание, сменившееся в позднем келловее погружением.

Батскому и большей части келловейского яруса в ТОБ отвечает перерыв в седиментации. Датированные макрофауной отложения келловей известны только на востоке ТОБ. Там в районе м. Никта обнажаются песчаники с конгломератами в основании (90 м), перекрывающие с угловым несогласием алевролиты нижнего байоса.

Что касается глобальных событий, то на время 170 Ма (начало байоса) реконструируется реорганизация крупных плит. Росла Тихоокеанская плита за счет объединения плит Изанаги, Фаралон и Феникс. Северо-западная окраина Панталассы взаимодействовала с Монголо-Охотским океаном, который продолжал исчезать вдоль субдукционной зоны южной Сибири [32].

В конце средней юры происходит общее поднятие территории Дальнего Востока, сопровождавшееся складчатыми движениями различной интенсивности. В результате акватория позднеюрского времени сильно сократилась [1].

В ТОБ наблюдаются наиболее полные разрезы всех ярусов верхней юры. ТСС-4 включает полимиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты с пластами конгломератов и гравелитов мощностью до 700 м (свита м. Чокорингра, верхи келловей-оксфорд). На

ней с разрывом [23] залегают тонум-макитская, или-нурэкская и чуманьярская свиты (ТСС-5) общей мощностью около 3 км (кимеридж-готерив). Внутри толщ наблюдаются пачки тонкого ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, которые могут интерпретироваться как дистальные турбидиты конусов выноса крупных рек. В основании их нередки размыты. В самой верхней пачке наряду с морской фауной появляется солоновато-водная, остатки растений и пеллеципод раннего мела.

Что касается глобальных структур, то по палеорекострукции на 150 Ма (титон) [29] плита Изанаги двигалась в поздней юре на север со скоростью 30 см/млн л. Акватория в описываемом районе значительно расширилась. С запада, возможно, впадала крупная река, протекающая вдоль Монголо-Охотской сутуры.

На реконструкции на 160 Ма (оксфорд), охватывающей весь земной шар, плита Изанаги почти ортогонально пододвигалась под Амурию, а под нее с юга пододвигался северный Мезотетис [32].

В берриасе типичные морские осадки с фауной бухий известны преимущественно в восточной части ТОБ, где они венчают мезозойский морской разрез бассейна. На глобальной реконструкции на 140 Ма (берриас) [32] плиты Амурия и Лавразия слились в единую Евразийскую плиту, под которую с юго-востока с большой скоростью погружалась плита Изанаги. Евразия в свою очередь с небольшой скоростью погружалась на юго-восток под плиту северного Неотетиса.

В готериве-барреме на большей части территории востока Азии в результате мощной регрессии произошло резкое сокращение морских бассейнов. В ТОБ после длительного баррем-аптского перерыва отложилась ТСС-6, представленная тыльской свитой альбского возраста. Она сложена конгломератами, гравелитами, алевролитами мощностью до 1220 м [21] континентального генезиса.

Ортогональная конвергенция плиты Изанаги относительно Евразии в апте сменилась на трансформную. На континенте это событие вызвало активизацию серии сдвигов, что связано, по мнению [2], со вторым эпизодом среднеяншанской орогении. Активизировалась вулканическая деятельность как на западе Тихого океана, так и на континентальной окраине.

Разрез ТОБ нарастался позднемеловыми вулканиками Селитканского вулканического ареала, а УОБ – раннемеловыми Преддзугджурского.

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Основные черты палеогеографии УОБ и ТОБ намечены в работе Г.В. Роганова и др. [23]. Представ-

ляется, что изложенные в этой работе соображения можно уточнить и расширить, в том числе за счет палеогеографического анализа других элементов УОБ и ТОБ.

По крайней мере со времени работы И.К. Никифоровой (1960 г.) существуют представления о том, что в триасе и юре УОБ и ТОБ в физико-географическом и тектоническом отношении представляли собой единое образование, а выполняющие их осадочные породы отлагались на шельфе Сибирского континента [23]. Море трансгрессировало на окраину континента, вероятно, из области современного Ульбанского синклиория, сложенного отложениями континентального склона и его подножия большой мощности (рис. 2). Триасовая трансгрессия была недолгой (вторая половина нория–первая половина рэта), скорость осадконакопления составляла 80 м/млн лет. Различия в составе осадков (преимущественно песчаные в УОБ, преимущественно алевритовые – в ТОБ), видимо, объясняются различиями в рельефе областей сноса – холмистая равнина (или даже низкоросье) в первом случае, заболоченная равнина – во втором. Первая половина ранней юры – время, когда море ушло за пределы прогибов; следов осадконакопления этого времени не сохранилось.

Новая трансгрессия моря на Удско-Торомский шельф приходится на вторую половину ранней юры (рис. 5). По всему шельфу фиксируется преимущественно песчаный состав осадков (что свидетельствует о сходной географической обстановке во всей прибрежной полосе – скорее всего, это была слаборасчлененная суша), однако резко различные мощности в разных частях шельфа говорят о разной скорости опускания (и, соответственно, скорости осадконакопления) в Удской и Торомской провинциях. В первой скорость седиментации составляла примерно 165 м/млн л, во второй – 40 м/млн л. По материалам, приводимым Г.В. Рогановым [22, 23], состав обломочного материала песчаников триаса и большей части юры УОБ и ТОБ свидетельствует о сносе преобладающей части его со стороны Алдано-Станового щита Сибирской платформы, в меньшей степени – из районов складчатых сооружений Монголо-Охотской области. В то же время в составе обломочного материала псефитов (яшмы, кремнисто-глинистые породы, базальты, алевриты и др.) явно преобладают местные породы, что свидетельствует о существовании различных поднятий внутри Монголо-Охотского моря (в частности, между шельфом и континентальным склоном). Раннеюрские песчаники УОБ и ТОБ выделяются присутствием среди них туфогенных разновидностей («узорчатые» песчаники). Г.В. Роганов считает, что вулканический материал поступал с северо-запада,

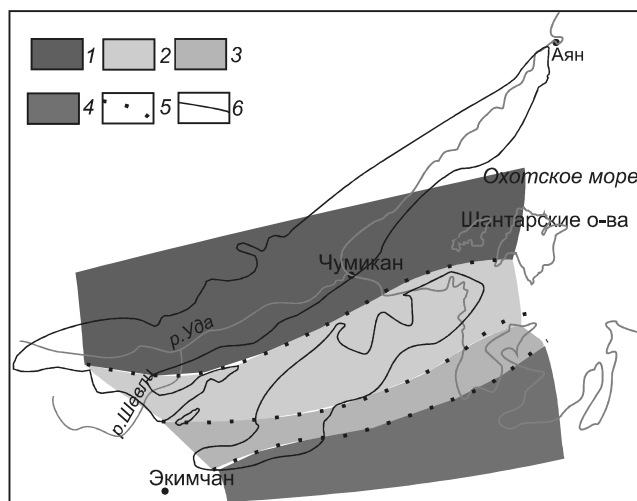


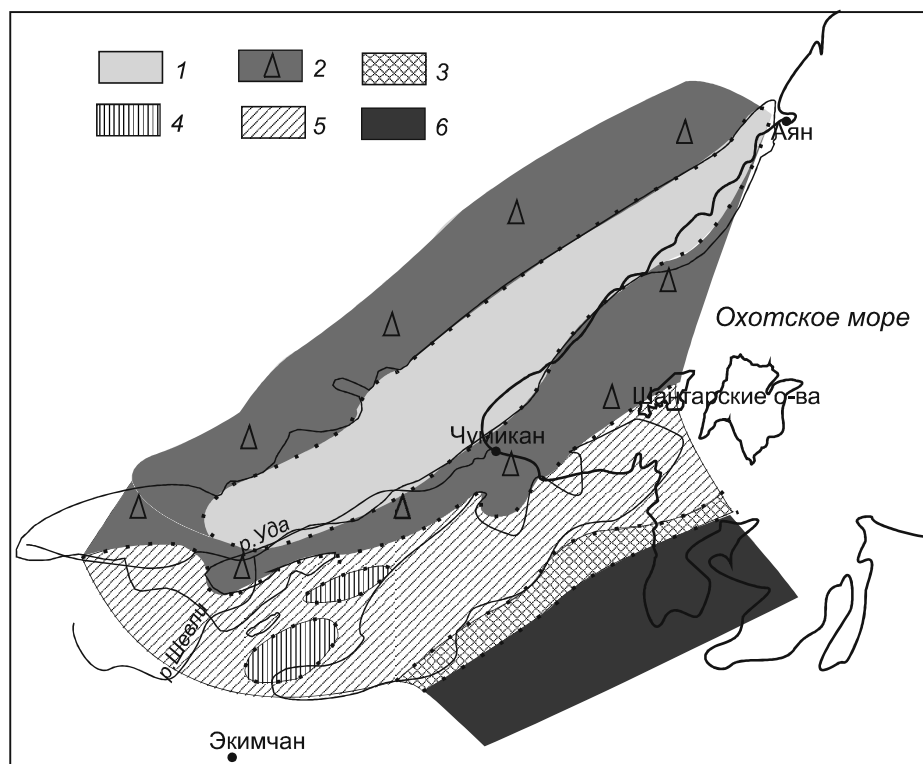
Рис. 5. Палеогеографическая схема для плинсбаха–тоара.

1 – слаборасчлененная суша; 2 – континентальный шельф; 3 – поднятие на границе континентального шельфа и континентального склона (возможно, частично надводное); 4 – континентальный склон; 5 – границы палеогеографических зон; 6 – современные контуры Удского и Торомского бассейнов.

из Джелонского вулканического прогиба. Однако существование последнего по флористическим данным доказывается только для конца средней юры и первой половины поздней юры [13]. Оставшаяся не повторенной находка остатков флоры в песчаниках [4], которые И.Н. Сребродольская, несмотря на широкий возрастной диапазон, сочла возможным датировать ранней юрой, не может считаться основанием для заключений о досреднеюрском времени заложения Джелонского вулканического прогиба [5]. По-видимому, вулканы действительно располагались где-то на Сибирском континенте, но где именно – сказать невозможно; нельзя исключить их существование и в пределах поднятия, разделявшего шельф и континентальный склон.

В средней юре, особенно в ее второй половине, Удская часть шельфа опускалась быстрее Торомской: скорости седиментации в первой составляли примерно 180 м/млн л, во второй – 110 м/млн л. В Удской части в разрезе средней юры снизу вверх возрастает количество туфогенных песчаников и псефитовых пород, а в Торомской – относительная роль псефитов при полном отсутствии туфогенных разновидностей псаммитов и псефитов. Первое можно связать с заложением к северо-западу от УОБ на окраине континента Джелонского вулканического ареала, служившего источником поступления вулканогенного материала. Второе можно объяснить появлением поднятия палеозойских образований (возможно, островного) на окраине Монголо-Охотского бассейна, разделившим





**Рис. 6.** Палеогеографическая схема для границы средней и поздней юры.

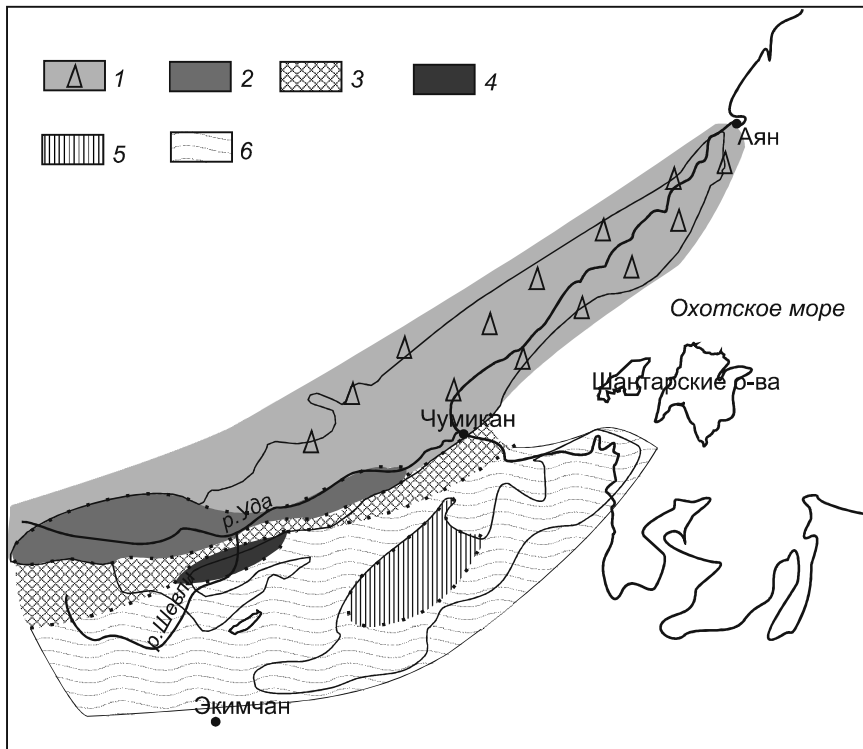
1 – межгорная озерная равнина, участками заболоченная; 2 – вулканическое нагорье; 3 – поднятие на границе шельфа и континентального склона, частично надводное; 4 – острова; 5 – шельф; 6 – континентальный склон. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

единый шельф на 2 части (рис. 6); наследием этого поднятия является блок складчатых палеозойских образований, ныне разделяющий УОБ и ТОБ. Среднепозднеюрский Джелонский прогиб в основном представлял собой крупную межгорную равнину с многочисленными озерами и болотами, пересекавшуюся небольшими реками. Об этом свидетельствует состав отложений в стратотипической местности джелонской свиты – бассейны рр. Бол и Мал. Джелон, Киран, Немуй [13, 27]. Характерной особенностью свиты здесь является хорошо выраженная слоистость, широкое распространение пепловых туфов, отсутствие лавовых потоков. Наблюдающаяся в туфах, туфопесчаниках и туфобрекчиях сложная косая слоистость похожа либо на косую слоистость прибрежно-морских и озерных отложений, либо на слоистость временных потоков и дельт. В отложениях часто встречаются прослойки углистых аргиллитов и каменных углей. Лавовые потоки обычно приурочены к северо-западному и юго-восточному бортам прогиба – по-видимому именно вдоль этих бортов и были сосредоточены вулканические постройки. Прибрежная часть Джелонского вулканического прогиба отделялась от удской части шельфа, видимо, узкой горной грядой с отдельными вулканическими постройками, располагавшимися в районе нынешней Удской губы Охотского моря.

Позднеюрские шельфовые обстановки в целом наследуют среднеюрские и свидетельствуют о посте-

пенном обмелении морского бассейна и сокращении площади шельфа, хотя скорость седиментации даже возросла: по очень грубым оценкам, для Удской части она достигала 220 м/млн л, для Торомской – 120 м/млн л. В разрезах фиксируются многочисленные «банки» известняков, растительные остатки, линзы каменных углей, что свидетельствует о седиментации в прибрежных условиях. По данным М.А. Михайлова (1965 г.), воды Удской части бассейна характеризовались нормальной соленостью или были слабо опреснены; лишь в титоне местами фиксируется повышенная соленость [23]. Джелонский вулканический прогиб к началу титона прекратил свое существование, превратившись в горную систему.

К началу мелового периода морские обстановки постепенно сменились континентальными, и осадконакопление, по-видимому, происходило в озерах и дельтах рек (рис. 7), что подтверждается немногочисленными анализами образцов пород тохикан-макитской толщи Удского прогиба [23]. Континентальная обстановка изредка нарушалась непродолжительными ингрессиями моря, фиксируемыми находками остатков морской фауны. Основная масса осадочного материала, по мнению Г.В. Роганова с соавторами [23], поступала с Сибирской платформы. На севере УОБ (частично на месте Джелонского вулканического прогиба) в берриасе сформировалась крупная Боконская межгорная впадина, выполненная континен-



**Рис. 7.** Палеогеографическая схема для берриаса–валанжина.

1 – вулканическое высокогорье; 2 – межгорная впадина; 3 – расчлененное среднегорье; 4 – прибрежная зона моря и заболоченная береговая равнина; 5 – прибрежная зона моря; 6 – слабо расчлененная равнина. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

тальной слабоугленосной молассой. Большая часть обломочного материала поступала в нее со Станового нагорья; южный борт впадины, видимо, был низкогорным. Западная часть впадины, очевидно, была отделена от восточной небольшим поднятием, что фиксируется рисунком конседиментационной складчатости современной Боконской впадины [5]. Эти части впадины прогибались с разной скоростью – скорость седиментации для западной части можно оценить в 135 м/млн л, а для восточной – в 70 м/млн л. С начала мела северная часть УОБ постепенно перекрывается вулканитами Преддзугджурского вулcano-плутонического пояса. В ТОБ континентальное осадконакопление в озерных и аллювиальных обстановках продолжалось до баррема. После перерыва, в альбе, на месте бассейна образовалась крупная межгорная впадина, заполненная молассой – осадками, снесенными с поднятых частей Монголо-Охотской складчатой системы. В позднем мелу эта впадина послужила основанием для Селитканского вулканического прогиба, выполненного преимущественно магматическими образованиями Селитканского вулcano-плутонического ареала.

Сравним скорости осадконакопления на шельфе и в пределах континентального склона и его подножья (рис. 2). Для Удской части шельфа в промежутке норий–берриас (суммарная мощность отложений около 10 000 м) она составляет примерно 122 м/млн л. Для Торомской части в интервале норий–альб (суммарная

мощность отложений около 7 100 м) она значительно ниже – не более 89 м/млн л. В то же время на континентальном склоне и его подножье (Ульбанский прогиб Монголо-Охотии) в течение юры накопилось около 16 000 м осадков – скорость осадконакопления достигала 250 м/млн л.

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Учитывая региональные и глобальные геологические события, можно предложить следующий геодинамический сценарий. В позднем триасе к востоку от восточной окраины Северо-Азиатского кратона в пределах смежной северной части палео-Тихого океана начинается движение океанических плит по направлению к окраинам Северной Азии и Северной Америки. В связи с этим на окраинах обоих континентов и вблизи них формируются новые системы связанных с субдукцией магматических дуг [20]. На восточной окраине Северо-Азиатского кратона это Удско-Мургальская дуга\*.

По мнению Л.М. Парфенова [18, 19], УОБ претерпел сложную геодинамическую эволюцию, обусловленную его позицией сначала на южной пассивной окраине Шевлинского и Баладекского блоков

\*На рассматриваемой территории южная часть Удско-Мургальской дуги представлена Джелонским вулканическим прогибом.

Северо-Азиатского кратона (поздний триас-средняя юра), а затем [10, 11] в шовной постколлизийной рифтогенной зоне вдоль Монголо-Охотской сутуры. Северо-восточная часть бассейна со средней юры представляла собой преддуговой бассейн, заложившийся перед фронтом Удско-Мургальской дуги.

В конце средней юры после среднеюрской коллизии Станового блока и Буреинского супертеррейна как следствие субдукции плиты Изагаги начали формироваться вдоль Монголо-Охотского орогена субширотные рифты. Это окраинно-континентальный Удский вулканоплутонический пояс субширотного простирания и связанный с ним преддуговой озерный бассейн, представлявший северный борт УОБ. Южный же борт сформировался как передовой прогиб рифтогенного типа перед фронтом монголо-охотских чешуй, надвигавшихся на Становик [10].

Непрерывный разрез позднеюрских–берриасских отложений характеризует рифтогенный этап развития УОБ [11].

Морской режим УОБ сохранился до конца юры, а в ТОБ – до берриаса включительно.

С раннего берриаса начались сдвига-раздвиговые рифтогенные дислокации, приведшие к перестройке рельефа и накоплению грубообломочной боковой свиты и раннемеловых вулканитов. Подобные движения повторялись и в позднем мелу [15, 16], но не сопровождались заметной седиментацией. В ТОБ континентальное осадконакопление в озерной и аллювиальной обстановке продолжалось до баррема. После перерыва, в альбе в процессе повторного рифтогенеза на месте бассейна образовалась межгорная впадина, заполненная континентальными осадками.

Таким образом, в итоге сформировался составной (гибридный) осадочный бассейн.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе скорректированы представления о границах и структурных элементах Удского и Торомского осадочных бассейнов. Прослежена эволюция взаимосвязи тектонических и осадочных процессов в региональном и глобальном масштабе, в стратиграфической последовательности выделены перерывы и несогласия. В итоге обособлены тектоно-седиментационные системы (ТСС), характеризующие крупные этапы развития осадочных бассейнов. Выявлены геологические и геодинамические события, повлиявшие на формирование перерывов и несогласий. Полученные данные позволили построить тектоно-седиментационные модели бассейнов и проследить эволюцию Удского и Торомского фрагментов Восточно-Азиатской континентальной окраины в мезозое.

Исследования выполнены в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН, при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проекты №№ 15-1-2-027, 15-1-2-030) и РФФИ (проект 16-05-00571/16).

Авторы благодарны рецензентам В.Е. Кузнецову и А.В. Прокопьеву за конструктивные замечания, И.П. Войновой за редактирование статьи, а также инженерам лаборатории тектоники осадочных бассейнов ИТиГ ДВО РАН Т.Л. Карповой и Л.В. Яхно за окончательное оформление статьи к печати.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России / И.И. Сей, Т.М. Окунева, Т.Д. Калачева, Е.А. Языкова. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 234 с. (МПР РФ, ВСЕГЕИ).
2. Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Кроуш-кина О.А., Кроп Э.Я., Куделькин В.В., Троян В.Б., Чуйко Л.С. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
3. Васькин А.Ф., Гурьянов В.А., Дымович В.А., Забродин В.Ю., Кайдалов В.А., Кисляков С.Г., Махинин А.В., Роганов Г.В., Турбин М.Т., Фролов Ф.С. Схема геолого-структурного районирования Хабаровского края, Еврейской автономной области и смежных территорий. 1:2 500 000. Хабаровск: Дальгеофизика, 2005.
4. Гончаров В.Н. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-VIII: Объясн. зап. М.: Недра, 1978. 96 с.
5. Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А., Зелепугин В.Н., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Фролов Ф.С., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 – Шантарские острова: Объясн. зап. СПб: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2007. 450 с.
6. Забродин В.Ю. Структура зоны сочленения юго-восточной окраины Сибирской платформы с Монголо-Охотской складчатой системой // Регион. геол. и металлогения. 2011. № 45. С. 3–11.
7. Кириллова Г.Л. Принципы секвенстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных систем юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ДВО РАН, 2001. С. 62–72.
8. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
9. Кириллова Г.Л. Удский осадочный бассейн. Торомский осадочный бассейн // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 501–515.
10. Кириллова Г.Л. Этапы позднемезозойского и кайнозойского рифтогенеза на юго-востоке России и в сопредельных регионах в связи с проблемой нефтегазоносности // Докл. АН. 2008. Т. 419, № 1. С. 104–107.
11. Кириллова Г.Л. Позднемезозойский рифтогенез на флангах Джагдинского звена Монголо-Охотского коллизийного

- орогена: глобальные и региональные аспекты // Геодинамика и тектонофизика. 2017. № 1. С. 171–180.
12. Кисляков С.Г., Перфильев А.М., Ловшук В.П., Рязанцев А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Тугурская. Лист N-53-XVII (контрольный пункт связи Альский): Объясн. зап. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001. 170 с.
  13. Красилов В.А., Синюков В.И., Витрик С.В. О времени заложения Удского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 102–108.
  14. Красный Л.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М.: Госгеолтехиздат. 1960. 160 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 34).
  15. Морин А. О. Складчатые деформации толщ Удского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 1991. № 3. С. 105–110.
  16. Морин А.О. Разломы Западного Приохотья: методика исследования, история формирования и эволюция палеостресса // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 3–18.
  17. Окунева Т.М. Биостратиграфия триаса Дальнего Востока и Забайкалья // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 6. С. 125–136.
  18. Парфенов Л.М., Бердников Н.В., Войнова И.П., Врублевский А.А., Карсаков Л.П., Кириллова Г.Л., Леглер В.А., Натальин Б.А., Попеко В.А., Попеко Л.И., Савельев А.А., Семенов Д.Ф., Уткин В.П., Уфимцев Г.Ф., Юшманов В.В. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.+1 вкладка.
  19. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
  20. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
  21. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с. + 38 стратиграф. схем.
  22. Роганов Г.В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной системы (Удско-Селмджинское междуречье): Дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ, 1975. 148 с.+9 граф. прил.
  23. Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложенный Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья: К 50-летию ФГУГГП «Хабаровск-геология». Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 80–94.
  24. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.
  25. Сержников А.Н., Волкова Ю.Р., Яшнов А.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. 3-е поколение. Лист N52 (Зея): Объясн. зап. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. 228 с. + одна вкладка.
  26. Чамов Н.П. Тектонозависимая седиментация в грабенах Среднерусского авлакогена (Восточно-Европейская платформа): Материалы VIII Всерос. литологического совещ. «Эволюция осадочных процессов в истории Земли». Т. 2. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2015. С. 5–8.
  27. Чернявский В.И. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-X (с клапаном N-53-XI): Объясн. зап. М.: Недра, 1977. 90 с.
  28. Gradstein F.M., Sandvik K.O., Milton N.J. Sequence stratigraphy – concepts and applications: Proc. Norwegian Petrol. Soc. Conf., Stavanger, Norway, 6–8 Sept., 1995 // NPF, Spec. Publ., 8. Elsevier, 1998. 450 p.
  29. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. N 6. P. 121–142.
  30. Metcalfe J. Gondwana dispersion and Asia accretion: Tectonic and paleogeographic evolution of eastern Tethys // J. Asia Earth Sci. 2013. V. 66. P. 1–33.
  31. Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. V. 344. P. 175–205.
  32. Seton M., Müller R.D., Zachirovic S, Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 113. P. 212–270.

*Рекомендована к печати Л.И. Попеко*

*V.Yu. Zabrodin, G.L. Kirillova*

### **Stratigraphy, tectono-stratigraphic systems and paleogeography of the Uda and Torom sedimentary basins (Far East of Russia)**

The analysis is made on the stratigraphic sequences of the Mesozoic formations in the Uda and Torom sedimentary basins, breaks and unconformities in the section and their duration. Tectono-stratigraphic systems were distinguished with regard to regional and global geological events that permitted tracing the evolution of these fragments of the continental margin in the Mesozoic and proposing paleogeographic and paleogeodynamic reconstructions.

**Key words:** stratigraphy, tectono-stratigraphic systems, paleogeography, paleogeodynamics, Mesozoic, Uda and Torom sedimentary basins, Far East of Russia.