

**THE ROLE OF MESOZOIC GEODYNAMIC EVENTS IN FORMATION OF SEDIMENTARY BASINS ON THE FRAMING OF THE EASTERN MONGOL-OKHOTSK OROGENIC BELT****I.M. Derbeko** <sup>1</sup>✉, **G.L. Kirillova** <sup>2</sup>, **E.V. Bugdaeva** <sup>3</sup>, **V.S. Markevich**<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, 1 Relochniy Ln, Blagoveshchensk 675000, Russia

<sup>2</sup> Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, 65 Kim Yu Chen St, Khabarovsk 680000, Russia

<sup>3</sup> Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, 159 100-letiya, Vladivostok Ave, Vladivostok 690022, Russia

**ABSTRACT.** The Mongol-Okhotsk orogenic belt, finally formed in the end of the Mesozoic as a result of later tectonic events, is divided into two flanks: western and eastern. Its formation is obviously due to a regular change in geodynamic events significantly obscured by late tectonic and magmatic processes in the western flank and more clearly defined in the eastern flank from both magmatic and stratified formations. The early changes in geodynamic environment are most clearly determined by the formation of magmatic complexes whose completion is usually accompanied by the strata formation. Strata framing the eastern flank of the Mongol-Okhotsk orogenic belt in the Mesozoic were formed in sedimentary basins, which are currently isolated to the Krestovkinsky and Ogodzhinsky basins along the southern border and to the Strelkinsky, Malotyndinsky, Toromsky and Udsy basins along the northern border. The deposition environment varied from deep-sea marine to continental. The article attempts to correlate the cross-sections of sedimentary basins on the framing of the eastern Mongol-Okhotsk orogenic belt and considers similarity or difference in their structure, conditions of sedimentation, tectonic positions and dependence of their evolution on geodynamic processes in the region.

**KEYWORDS:** basin; sedimentation; Mongol-Okhotsk orogenic belt; tectonics; geodynamics; organic remains; Mesozoic

**RESEARCH ARTICLE**

Received: February 18, 2021

Revised: April 28, 2021

Accepted: May 12, 2021

**Correspondence:** Inna M. Derbeko, [derbeko@mail.ru](mailto:derbeko@mail.ru)

**FOR CITATION:** Derbeko I.M., Kirillova G.L., Bugdaeva E.V., Markevich V.S., 2021. The role of Mesozoic geodynamic events in formation of sedimentary basins on the framing of the Eastern Mongol-Okhotsk orogenic belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (4), 851–864. doi:10.5800/GT-2021-12-4-0558

## РОЛЬ МЕЗОЗОЙСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

И.М. Дербeko<sup>1</sup>, Г.Л. Кириллова<sup>2</sup>, Е.В. Бугдаева<sup>3</sup>, В.С. Маркевич<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Речелный, 1, Россия

<sup>2</sup> Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, Хабаровск, ул. Ким Ю. Чена, 65, Россия

<sup>3</sup> Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН, 690022, Владивосток, пр-т 100-летия Владивостока, 159, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Монголо-Охотский орогенный пояс, окончательно сформировавшийся в конце мезозоя, в результате более поздних тектонических событий был разделен на два фланга: западный и восточный. В его формировании прослеживается закономерное изменение геодинамических процессов, которые в пределах западного фланга значительно «затушеваны» поздними тектоническими и магматическими событиями, тогда как в пределах восточного фланга эти процессы менее искажены и фиксируются по наличию как магматических, так и стратифицированных образований. Начало изменения геодинамических условий наиболее четко определяется по формированию магматических комплексов, а их завершение, как правило, сопровождается образованием стратонтов. Стратонты в обрамлении восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса в мезозое формировались в осадочных бассейнах, фрагменты которых в настоящее время обособлены вдоль южной границы в Крестовкинский и Огоджинский бассейны, а вдоль северной – в Стрелкинский, Малотындинский, Торомский и Удский бассейны. Накопление осадков происходило в различных условиях: от глубоководных морских до континентальных. В статье выполнена корреляция разрезов осадочных бассейнов в обрамлении восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса; рассматривается сходство или различие составов, возраста, условий осадконакопления, тектонических позиций и зависимость их эволюции от изменения геодинамических процессов в регионе.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** бассейн; осадконакопление; Монголо-Охотский орогенный пояс; тектоника; геодинамика; органические остатки; мезозой

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В обрамлении восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) в мезозое завершили формирование осадочные бассейны различного генезиса. Судя по мощности слагающих осадков, это были весьма значительные по площади распространения геологические объекты. Но в результате последующих геодинамических и тектонических событий они представлены часто претерпевшими изменения образования, которые слагали ранее ложе существовавших обширных бассейнов. Накопление осадков происходило в различных условиях: от глубоководных морских до континентальных.

В южном обрамлении МООП выделяется Крестовкинский и Огоджинский бассейны, в северном – Стрелкинский, Малотындинский, Торомский и Удский бассейны (рис. 1).

Геодинамические условия формирования Удского и Торомского бассейнов рассматривались в работах [Parfenov, 1984; Natal'in, 1991; Morin, 1997; Parfenov et al., 2003; Zabrodin, Kirillova, 2017]. Авторами предполагались как субдукционные сценарии [Parfenov, 1984; Zabrodin, Kirillova, 2017] для Удского бассейна, так и постколлизийные [Parfenov, 1984; Natal'in, 1991; Zabrodin, Kirillova, 2017] для Торомского. Для этого бассейна рассматривались сценарии с участием трансформных разломов, сдвигово-раздвиговых дислокаций [Morin, 1997; Parfenov et al., 2003; Zabrodin, Kirillova, 2017].

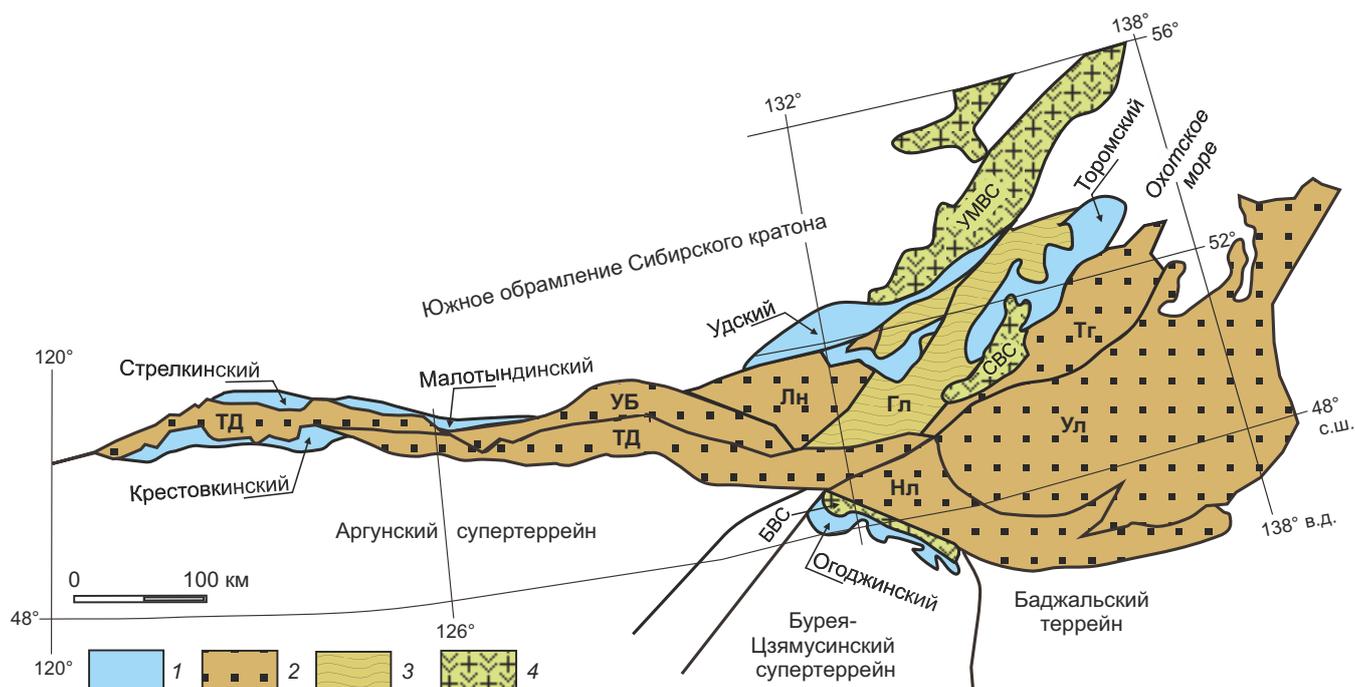
Высказывалось мнение, что Торомский бассейн по отношению к Удско-Мургальскому вулканоплутоническому поясу представляет преддуговой прогиб [Parfenov, 1984; Natal'in, 1991; Parfenov et al., 2003]. Однако отсутствие в его осадках вулканогенной составляющей исключает этот вариант. Малотындинский бассейн традиционно считается продолжением Стрелкинского [State Geological Map..., 2009; Zaika et al., 2020]. Для этих бассейнов, как и для Крестовкинского, предлагается постколлизийный сценарий формирования [Derbeko, Markevich, 2013; Zaika et al., 2020].

### 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

#### 2.1. Крестовкинский бассейн

Крестовкинский бассейн слагают образования одноименной крестовкинской свиты, которые сохранились весьма незначительно, преимущественно в тектонических блоках на границе Аргунского супертеррейна и МООП (рис. 1, 2).

В основном осадки перекрыты верхнемеловыми вулканогенно-терригенными и вулканогенными породами и прорваны их плутоническими комаматами (рис. 2). При изучении стратотипического разреза свиты в бассейне р. Крестовка установлено, что он представлен толщей тонкого переслаивания песчаников и алевролитов (мощность слоев 1–20 см) с обильными остатками пресноводной фауны и флоры удовлетворительной



**Рис. 1.** Схема расположения и тектонической позиции мезозойских осадочных бассейнов в обрамлении МООП по данным [Parfenov et al., 1999; Kirillova, 2006a, 2006b; Zabrodin, Kirillova, 2017].

1 – бассейны; 2 – террейны Монголо-Охотского орогенного пояса: ТД – Тукурингра-Джагдинский, УБ – Унья-Бомский, Лн – Ланской, Нл – Ниланский, Тг – Тугурский, Ул – Ульбанский; 3 – террейны Охотско-Корякского орогенного пояса: Гл – Галамский; 4 – вулканоплутонические структуры: УМВС – Удско-Мургалская, СВС – Селитканская, БВС – Бурундинская.

**Fig. 1.** The scheme and tectonic position of the Mesozoic sedimentary basins in the frame of the MOOB according to [Parfenov et al., 1999; Kirillova, 2006a, 2006b; Zabrodin, Kirillova, 2017].

1 – basins; 2 – terranes of the Mongol-Okhotsk orogenic belt: ТД – Tukuringra-Dzhagdin'sky, УБ – Unya-Bomsky, Лн – Lansky, Нл – Nilansky, Тг – Tugursky, Ул – Ulbansky; 3 – terranes of the Okhotsk-Koryak'skiy orogenic belt: Гл – Galamskiy; 4 – volcanoplutonic structures: УМВС – Udsko-Murgalskaya, СВС – Selitkanskaya, БВС – Burundinskaya.

сохранности [Derbeko, Markevich, 2013]. Разрез свиты изменчив по латерали: западнее бассейна р. Крестовка в его составе появляются, а затем и преобладают грубообломочные породы [Geological Map..., 2001; State Geological Map..., 2009]. Общая мощность отложений не превышает 500 м. Слои имеют довольно крутое залегание под углом 60–65° при падении 290–310° (рис. 2).

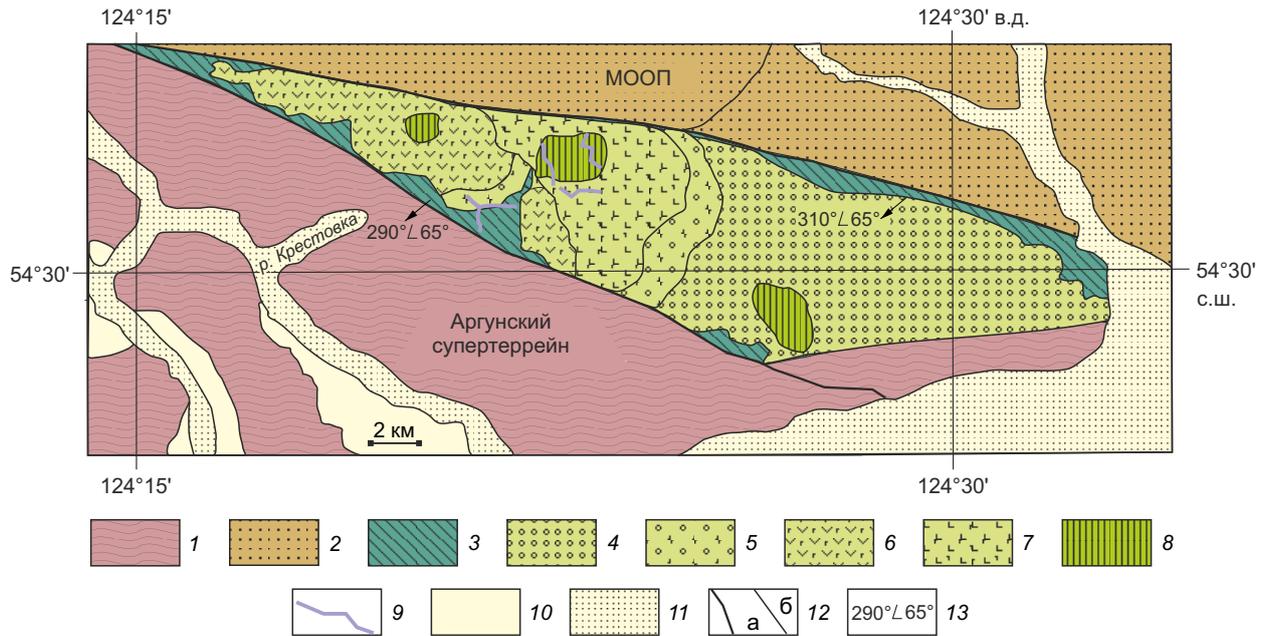
Органические остатки представлены раковинами двустворок *Ferganoconcha aff. curta* Tschernyschow, *F. cf. anodontoides* Tschernyschow, *F. sp.*, *Limnocyrena ovalis* (Rammelmeyer) Martinson, *L. sf. sibirica* (Rammelmeyer) Martinson, *L. aff. kweichowensis* (Grabau) Martinson, *L. sp. nov.*, *Leptesthes elongatus* (Rammelmeyer) Martinson, *Lacustrina lepida* Ch. Kolesnikov, *L. ventricosa* Ch. Kolesnikov, *Arguniella sp.* и отпечатками листьев *Czekanowskia rigida* Heer. Возраст свиты по этим остаткам определяется неоднозначно: как поздняя юра – готерив [Geological Map..., 2001] или готерив – апт [State Geological Map..., 2009].

Установлено, что конец юры в регионе ознаменовался магматической деятельностью, связанной с субдукционными процессами [Derbeko, Chugaev, 2020] и, соответственно, орогенезом в пределах Монголо-Охотского бассейна (МОБ). С этого времени началась активная фаза магматизма, которая фактически без перерыва продолжалась до начала позднего мела. Сопровождающие

ее вулканические комплексы проявились только в интервале 145–138 млн лет и более интенсивно – в постготеривское время [Derbeko, 2012], поэтому отсутствие туфового материала в осадках крестовкинской свиты позволяет отнести нижнюю возрастную границу как минимум к концу берриаса, а весь цикл осадконакопления крестовкинской свиты к берриас – готериву (рис. 3).

## 2.2. Огоджинский бассейн

Огоджинский бассейн формировался на активной континентальной окраине Бурея-Цзямусинского супертеррейна (БЦС) в надсубдукционных условиях как островная дуга (см. рис. 1) [Derbeko et al., 2010]. БЦС не принимал участия в эволюции МООП, а аккретировал к нему в постмезозойское время, после завершения всех магматических событий на его территории [Derbeko, 2013, 2018]. Огоджинский бассейн представлен одноименной свитой, сложенной песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, углистыми аргиллитами, каменными углями. Фактически это ритмично переслаивающиеся пласты угленосных и безугольных осадков. Угленосные слои имеют довольно сложное строение и резкую фациальную изменчивость с непостоянной мощностью пластов и их частым



**Рис. 2.** Пространственное размещение и тектоническое положение осадков Крестовкинского бассейна по данным [Derbeko, Markevich, 2013].

1 – образования Аргунского супертеррейна; 2 – МООП; 3 – крестовкинская свита раннего мела; 4–9 – моховской вулканический комплекс позднего мела: 4 – конгломераты, 5 – туфоконгломераты, 6 – туфы и прослои лав трахиандезитов, 7 – туфы и маломощные прослои лав преимущественно абсарокитов, 8 – кластолавы, ксенокластолавы трахиандезитов, 9 – жилеобразные дайки абсарокитов и трахиандезитов; 10–11 – отложения квартера: 10 – пойменные, 11 – русловые; 12 – тектонические контакты: а – региональные, б – прочие; 13 – средние значения координат падения и простирания слоев, сделанные по 42 замерам.

**Fig. 2.** Spatial distribution and tectonic position of sediments of the Krestovkinsky basin according to [Derbeko, Markevich, 2013].

1 – Formations of the Argun superterrane; 2 – MOOB; 3 – Krestovkinsky formation, early Cretaceous; 4–9 – late Cretaceous Mokhovskoy volcanic complex: 4 – conglomerates, 5 – tuff conglomerates, 6 – tufts and interbedded trachyandesite lavas, 7 – tufts and thin interbedded lavas consisting predominantly of absarokites, 8 – clastolavas, xenoclastolavas of trachyandesites, 9 – veinlike dikes of absarokites and trachyandesites; 10–11 – Quaternary deposits: 10 – floodplain, 11 – channel; 12 – tectonic contacts: a – regional; б – others; 13 – average values of the coordinates of the dip and strike of the layers, obtained from 42 measurements.

выклиниванием (сводка по [Geological Map..., 2001; State Geological Map..., 2019b]). Для всего разреза свиты характерна высокая насыщенность субвулканическими телами и дайками бурундинского вулканоплутонического комплекса с возрастом 108–105 млн лет. Верхняя часть свиты обогащена пепловым материалом, отмечаются вулканические бомбы и лапилли, которые часто концентрируются в прослои мощностью до 1 м. Она трансгрессивно залегает на палеозойских – раннемезозойских гранитоидах и почти полностью перекрывается несогласно вулканогенно-терригенными образованиями бурундинской толщи. Время формирования толщи 120–108 млн лет [Derbeko et al., 2010]. Слои свиты имеют моноклинальное залегание с пологим погружением на северо-восток под углом 8–10°, иногда угол падения увеличивается до 20–30°. Общая мощность свиты определяется как 1200 м (рис. 4).

Комплекс ископаемой флоры в нижней части огоджинской свиты сопоставим с берриас-барремской флорой Буреинского угленосного бассейна. В верхней части разреза свиты установлены *Cephalotaxopsis acuminata Kryshstofovich et Prynada* (сводка по [State Geological Map..., 2019b]), вид, который совместно с *Birisia onychioides*

(*Vassilevskaja et Kara-Mursa*) *Samylina*, *Lobifolia novopokrovskii (Prynada) Rasskazova et E. Lebedev*, *Coniopteris nympharum (Heer) Vachrameev*, *Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer* появляется в раннем меле и имеет большое развитие в апт-альбское время. Палинологические спектры проб из углистых алевролитов и песчаников верхней подсвиты также характеризуются таксонами, указывающими на апт-альбский возраст [State Geological Map..., 2007b]. Из общего списка растительных остатков наиболее представительными формами раннего мела являются: *Cladophlebis argutula (Heer) Fontaine*, *C. cf. lobata Samylina*, *C. haiburnensis (Lindley et Hutton) Brongniart*, *C. williamsonii (Brongniart) Brongniart*, *Ctenis jacutensis Vassilevskaja*, *Baiera ex gr. gracilis Bunbury*, *Sphenobaiera ex gr. longifolia (Pomel) Florin*, *Phoenicopsis angustifolia Heer*, *Podozamites ex gr. lanceolatus (Lindley et Hutton) Schimper*, *Pityophyllum nordenskioldii (Heer) Nathorst* (сводка по [State Geological Map..., 2019b]). Согласно решению IV ДВ МРСС [Turbin, 1994], возраст огоджинской свиты принят как валанжин – готерив. Но совместное нахождение триасово-юрских реликтов фауны, вымершей в неокоме, с формами, появляющимися в берриасе – готериве, позволяет предположить,

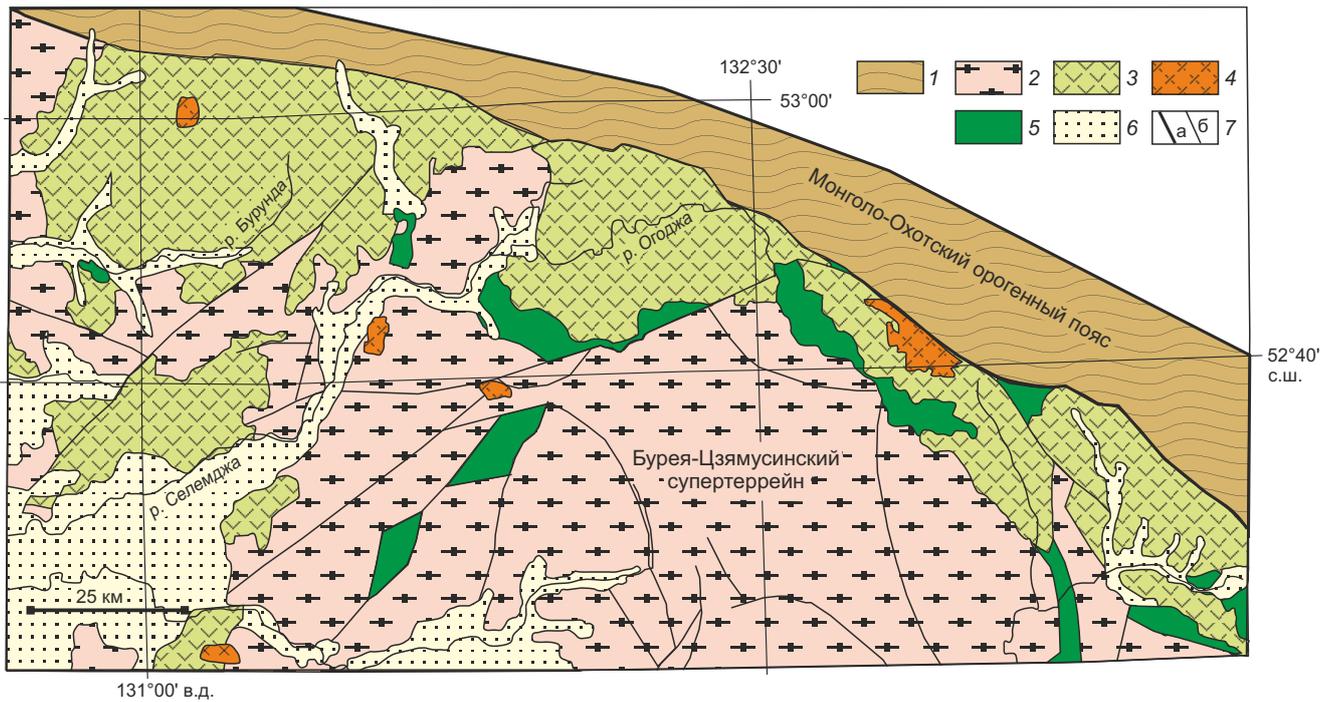


**Рис. 3.** Схематические разрезы осадочных бассейнов в обрамлении восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса по данным работ [Turbin, 1994; Kirillova, 2006a, 2006b; State Geological Map..., 2007a; Zabrodin, Kirillova, 2017; оригинальные данные авторов].

1-2 – отложения, сформировавшиеся в морских (1) и континентальных (2) условиях; 3 – породы вулканоплутонических структур; 4 – примесь вулканогенного материала; 5 – перерыв в осадконакоплении; 6 – органические остатки: а – фаунистические, б – флористические; 7 – находки идентичных органических остатков в образованиях различных бассейнов. СВС – Селитканская, БВС – Бурундинская, УМВС – Удско-Мургалская вулканические структуры.

**Fig. 3.** Schematic cross-sections of sedimentary basins on the framing of the eastern Mongol-Okhotsky orogenic belt according to [Turbin, 1994; Kirillova, 2006a, 2006b; State Geological Map..., 2007a; Zabrodin, Kirillova, 2017; original data of the authors].

1-2 – sediments formed in marine (1) and continental (2) conditions; 3 – rocks of volcanoplutonic structures; 4 – admixture of volcanic material; 5 – non-depositional hiatus; 6 – organic residues: a – fauna, b – flora; 7 – findings of identical organic residues in the formations of different basins. СВС – Selitkanskaya, БВС – Burundinskaya, УМВС – Udsko-Murgalskaya volcanic structures.



**Рис. 4.** Схема пространственного размещения образований Огоджинского бассейна, перекрытых вулканогенными породами бурундинского комплекса.

1–2 – палеозойские образования: 1 – МООП, 2 – Бурейя-Цзямусинский супертеррейн (БЦС); 3–4 – мезозойские образования бурундинского вулканоплутонического комплекса: 3 – вулканиты, 4 – субвулканические тела; 5 – осадки огоджинской свиты; 6 – отложения квартера; 7 – тектонические границы: а – зона сочленения МООП и БЦС, б – прочие. Схема составлена по [State Geological Map..., 2019b; Geological Map..., 2001; Derbeko et al., 2010].

**Fig. 4.** Scheme of the spatial distribution of the formations of the Ogodzhinsky basin, overlain by volcanic rocks of the Burundinsky complex.

1–2 – Paleozoic formations of the MOOB (1) and Bureya-Jiamusi Superterrane (BJS) (2); 3–4 – Mesozoic formations of the Burunda volcanoplutonic complex: 3 – volcanic rocks, 4 – subvolcanic bodies; 5 – sediments of the Ogodzha suite; 6 – Quaternary deposits; 7 – tectonic boundaries: a – junction zone of the MOOB and BJS, б – others. The scheme is drawn up according to [State Geological Map..., 2019b; Geological Map..., 2001; Derbeko et al., 2010].

что огоджинская свита формировалась в интервале берриас – готерив. Значительное присутствие вулканомиктового материала однозначно указывает на то, что осадконакопление не прекратилось и после готерива. Оно происходило синхронно с магматической активностью в апте – альбе, и завершились оба эти процесса почти одновременно (см. рис. 3).

### 2.3. Стрелкинский бассейн

Стрелкинский бассейн выделяется вдоль северного обрамления МООП протяженностью около 70 км при ширине 3–15 км. Его расположение зеркально противоположно Крестовкинскому бассейну, но разрез имеет более сложное строение. В основании бассейна выделяется долохитская свита [Geological Map..., 2001; State Geological Map..., 2019a], имеющая двучленное строение. Низы разреза мощностью около 600 м сложены песчаниками и часто углефицированными алевролитами, маломощными прослоями конгломератов. Верхняя часть разреза при том же наполнении отличается присутствием линз или невыдержанных прослоев (до 10 м) туфогенных конгломератов и гравелитов, туфов риодацитов. Контакты с более древними

породами тектонические. Возраст свиты устанавливался по находкам в нижней части разреза двустворок *Dacriomya subjakutica Polub.*, руководящей формой аалена, а в верхней части – *Meleagrinea (?) sp.*, *Arctotis (?) sp. indet.*, *Liostrea (?) sp. ind.*, характерных для средней юры. Но геохронологические U-Th-Pb-исследования обломочных цирконов из цемента конгломератов нижней части разреза свиты [Zaika et al., 2020] показали, что здесь присутствуют цирконы позднеюрского возраста – 156 млн лет, пограничные (J<sub>2</sub>-J<sub>3</sub>) – 162 млн лет, а преобладают цирконы с возрастом 170 млн лет. Если в процессе осадконакопления происходило разрушение среднепозднеюрских (до 156 млн лет) пород, то формирование всей свиты, вероятно, должно было начаться не ранее киммериджа. Из этих данных следует также то, что возраст долохитской свиты должен относиться к поздней юре. Это подтверждается наличием в осадках туфогенных конгломератов и гравелитов, туфов риодацитов, что совпадает с магматической активностью в этот период магдагачинского вулканоплутонического комплекса (147–138 млн лет) – субщелочные граниты, риодациты, аналоги которому установлены и в северном обрамлении пояса [Derbeko, 2015;

Derbeko, Chugaev, 2020]. Комплекс обнаруженных в верхней части свиты фаунистических остатков указывает на то, что осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях с небольшими глубинами и солоностью вод, близкой к нормальной, фактически в континентальных или переходных к континентальным.

Породы долохитской свиты с размывом и угловым несогласием перекрываются образованиями стрелкинской свиты (см. рис. 3). Базальный горизонт свиты представлен конгломератами (до валунно-галечных), гравелитами, песчаниками. Реже встречаются алевролиты, углистые гравелиты и алевролиты, туффиты, седиментационные брекчии. В песчаниках отмечались конкреции сидерита. К характерным особенностям свиты относятся: грубообломочный характер осадков, плохая сортировка и окатанность гравийно-галечного материала, отсутствие слоистости. По простиранию фиксируется фашиальная изменчивость: валунно-галечные конгломераты сменяются на грубозернистые песчаники, гравелиты, мелкогогалечные конгломераты. В зоне контакта с породами МООП (Северо-Туруингрский разлом) отложения свиты сильно рассланцованы, подвержены метаморфизму в условиях фации зеленых сланцев с образованием в породах биотита, мусковита, актинолита, альбита, эпидота и хлорита. В алевролитах по плоскостям сланцеватости интенсивно развивается серицит. Мощность осадков 2150 м.

Время формирования стрелкинской свиты принято по комплексу флористических остатков, характерных для позднемелового – раннемелового времени [Geological Map..., 2001; State Geological Map..., 2019a]: *Equisetites cf. ferganensis Seward*, *Coniopteris cf. burejensis (Zalessky) Seward*, *C. hymenophylloides (Brongniart) Seward*, *Cladophlebis aff. aldanensis Vachrameev*, *C. argutula*, *C. williamsonii*, *C. kamenkensis Thomas*, *C. haiburnensis*, *Czekanowskia rigida Heer*, *Cz. setacea Heer*, *Phoenicopsis angustifolia*, *P. speciosa Heer*, *Podozamites lanceolatus*, *Leptostrobos laxiflora Heer*, *Butefia burejensis (Prynada) E. Lebedev*, *Sphenobaiera longifolia*, *Pityophyllum nordenskioldii*. Но с учетом того, что эти осадки с размывом и угловым несогласием перекрывают породы долохитской свиты, формирование которой, как выяснилось, завершилось в поздней юре, время осадконакопления стрелкинской свиты, вероятнее всего, начало раннего мела: берриас – готерив (см. рис. 3).

#### 2.4. Малотындинский бассейн

Малотындинский бассейн традиционно выделяется как продолжение Стрелкинского бассейна. Он также простирается вдоль МООП на восток (140×15 км<sup>2</sup>) на границе МООП и южного обрамления Сибирского кратона (см. рис. 1). Но считать его продолжением или сформированным при единых геодинамических условиях со Стрелкинским бассейном [State Geological Map..., 2009; Zaika et al., 2020] – ошибочно. В образованиях бассейна содержатся органические остатки, не сопоставимые с обнаруженными в отложениях Стрелкинского бассейна. Так, в низах разреза в алевролитах

присутствуют двустворки *Mytilocerasmus ambiguus (Eichwald)*, *M. cf. formosolus (Vor.) Sey*, *M. cf. ussuriensis (Vor.) Sey*, *M. cf. lucifer (Eichw.)*, *M. cf. jurensis (Kosch.)*, характерные для аален-байосского яруса средней юры [State Geological Map..., 2007a]. Эти отложения залегают на условно нижнесреднеюрской толще рассланцованных песчаников и филлитизированных алевролитов (см. рис. 3).

Бат-келловейский перерыв в осадконакоплении по времени совпадает с перерывом этого процесса в разрезе Торомского бассейна. И только в оксфорде начинает формироваться толща, представленная преимущественно валунно-галечными и галечными конгломератами с прослоями крупнозернистых песчаников, гравелитов и алевролитов. Отложения содержат многочисленные растительные остатки, среди которых установлены *Raphaelia cf. diamensis Seward* и хвощи *Equisetites tschetschumensis Vassilevskaja*. Флористические остатки определяют время завершения осадконакопления как титонский век поздней юры [State Geological Map..., 2007a]. В образованиях этого возраста отсутствует туфовый материал, установленный в отложениях, идентичных по времени осадконакопления Стрелкинского бассейна (см. рис. 3). Отсутствует он и в разрезе меловых осадков, которые представлены валунно-галечными конгломератами и крупнозернистыми песчаниками, содержащими остатки *Ginkgo sibirica Heer*, *Pityophyllum nordenskioldia*, *Podozamites lanceolatus* баррем-аптского возраста [State Geological Map..., 2007a]. Аналогичные флористические остатки установлены в разрезах Торомского и Удского бассейнов.

#### 2.5. Торомский бассейн

Пространственное положение Торомского бассейна неоднозначно. Согласно тектонической схеме МООП [Parfenov et al., 1999], Торомский бассейн формировался в пределах МООП. На тектонической схеме А.И. Ханчука с соавторами [Khanchuk, 2006] Галамский террейн отнесен к структуре Охотско-Корякского орогена (ОКО) и разделен на два субтеррейна: Галамский и Тугурский.

Однако в разрезах этих субтеррейнов устанавливается различие [Khanchuk, 2006]. Палеозойские осадки Галамского субтеррейна охарактеризованы мшанками, брахиоподами, криноидеями, радиоляриями, характерными для отложений аналогичного возраста северо-востока России. Фаунистический набор в отложениях Тугурского субтеррейна: фораминиферы, брахиоподы, кораллы, флористические остатки – более сопоставим с таковым набором органических остатков в отложениях Ниланского террейна, где доказано их сходство с органикой Центрально-Азиатского складчатого пояса. Данные факты позволяют выделить эти структуры как самостоятельные объекты, принадлежащие различным суперструктурам: Монголо-Охотскому (Тугурский субтеррейн) и Охотско-Корякскому (Галамский субтеррейн) орогенам. Согласно этой тектонической реконструкции, можно констатировать, что заложение Торомского бассейна происходило в зоне

сочленения Галамского и Тугурского террейнов или в зоне сочленения южного обрамления Сибирского кратона и МООП. В настоящее время бассейн имеет параметры  $150 \times 10 - 25 \text{ км}^2$  при северо-восточном простираении до Охотского моря.

Начало развития Торомского бассейна [Kirillova, 2006a, 2006b] относится к норийскому веку позднего триаса. Характер осадконакопления и сохранившиеся органические остатки указывают на существование в этот период в регионе обстановки эпиконтинентального неглубокого морского бассейна [Krasny, Putintsev, 1984]. Но начавшийся регрессивный процесс в ранней юре (геттангский век) обусловил длительный перерыв в осадконакоплении, который прекратился только в плинсбахе.

С этого времени и до начала средней юры – ааленбайоса в условиях мелководного морского бассейна накапливаются терригенные породы, представленные конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, содержащими органические остатки. На границе тоара и аалена произошло резкое изменение состава органических остатков: исчезли аммониты, но появились митилоцерамы. На основании этого факта Г.Л. Кириллова предполагала стратиграфический перерыв [Kirillova, 2006a, 2006b]. Конец средней юры, ознаменовавшийся глобальной регрессией и общим поднятием территории, отмечен перерывом в формировании бассейна. И только с конца келловея, в условиях начавшейся трансгрессии, возобновляется процесс осадконакопления, который фактически без перерыва продолжается до баррема. При этом с конца берриаса и почти до конца валанжина на восточном фланге как результат трансгрессии формируются морские отложения с обильной фауной бухий. На западе в это время отлагались терригенные породы, содержащие флористические остатки *Ginkgo sibirica* и *Pityophyllum sp.*, особенно характерные для дельтовых или озерных обстановок. Аналогичная флора широко распространена в раннем мелу в русловых отложениях Сибири и северо-востока России. В этот период происходили сложные тектонические перестройки, которые спровоцировали длительный перерыв в баррем-апте. И только в альбе начинает формироваться тыльская свита, завершающая разрез Торомского бассейна. Свита сложена песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами мощностью до 1200 м, содержащими обильные остатки лимнофауны и флоры. По мнению Е.Л. Лебедева [Lebedev, 1987], эта флора сопоставима с альбской флорой бассейна р. Колыма (северо-восток России). Возраст свиты альбский, но он ограничен перекрывающими разрез вулканическими комплексами селитканской структуры, возраст которой 105–101 млн лет [Derbeko, 2009]. Учитывая, что период накопления альбских отложений 113.2–100.5 млн лет [Gradstein et al., 2020], можно допустить, что формирование тыльской свиты происходило в интервале 113–105 млн лет. При этом надо учесть, что отложения тыльской свиты имеют крутое падение под углом 60–70°

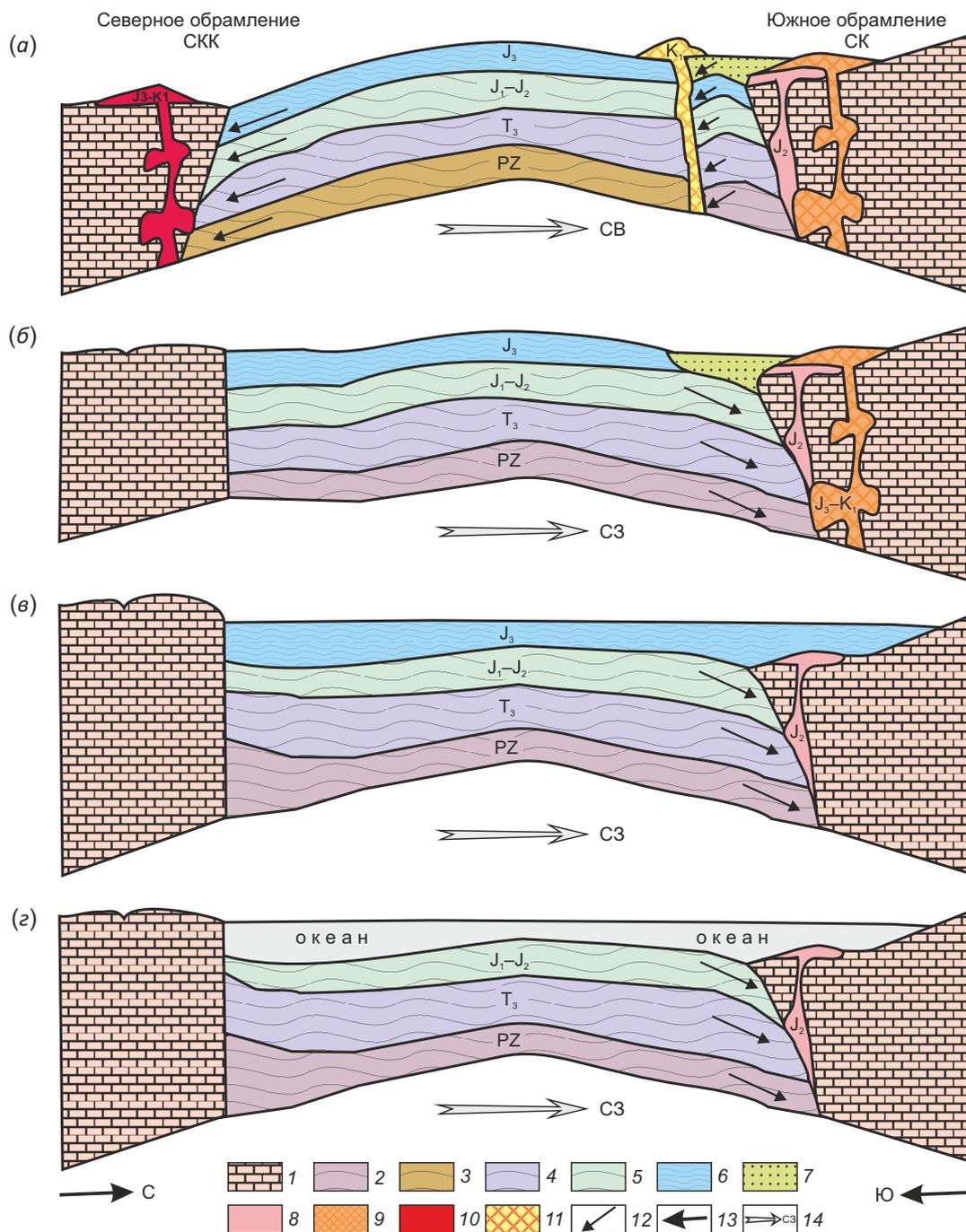
(наблюдения в левом борту р. Селиткан), а покровные образования вулканоплутонического комплекса залегают на них почти горизонтально, т.е. до начала магматической активности происходили еще какие-то тектонические события, вероятнее всего, связанные с субдукционными процессами (рис. 5, а).

Этот период (113–105 млн лет) соответствует активному вулканизму на территории БЦС, который пространственно близок в настоящее время к рассматриваемой территории. Но отсутствие пирокластических образований в разрезе Торомского бассейна, соответственно и в разрезе тыльской свиты, подчеркивает, что супертеррейн в этот период находился на значительном удалении как от Торомского бассейна, так и от МООП [Derbeko, 2013, 2018], поэтому вулканизм, активно проявившийся на его территории, не мог повлиять на состав осадков так же, как он повлиял на состав отложений Огоджинского бассейна.

Установлено [Kirillova, 2006a, 2006b], что образования Торомского бассейна погружаются в юго-западном направлении и в этом же направлении увеличивается мощность морских осадков.

## 2.6. Удский бассейн

Удский бассейн расположен в зоне сочленения южного обрамления Сибирского кратона с Монголо-Охотским и Охотско-Корякским орогенами (см. рис. 1). В современном плане он прослеживается от верховьев р. Зея до Охотского моря ( $500 \times 10 - 100 \text{ км}^2$ ). Южный борт круто опускается под образования МООП и Галамского террейна, тогда как северный выполаживается до нулевых углов падения [Khanchuk, 2006]. Его формирование началось одновременно с Торомским бассейном в позднем триасе (норийский век) в условиях обширной трансгрессии (см. рис. 3), когда преобладала обстановка эпиконтинентального моря [Kirillova, 2006a, 2006b]. Здесь также фиксируется регрессивный процесс в начале ранней юры (геттанг-синемюрский век) и его завершение в плинсбахе. С этого времени и до середины средней юры в условиях мелководного морского бассейна накапливаются терригенные породы, представленные от грубо- до тонкозернистых осадков, в которых заметно присутствие туфового материала. А на северо-востоке с тоара параллельно осадконакоплению формировалась толща вулкаников преимущественно среднего состава (рис. 5, г). Потоки лав перемежались с прослоями туфов, терригенных пород и углефицированных сланцев. Считается, что вулканиды соответствуют началу становления надсубдукционного Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса [Parfenov et al., 1999; Rusanova, 2009], сформированного на активной континентальной окраине востока Азии. Полученные в последнее время прецизионные данные [Sorokin et al., 2015] показали, что наиболее древний возраст этих вулкаников составляет 178 млн лет – конец тоара. А вещественный состав проанализированных пород [Sorokin et al., 2015] допускает их образование в морских или прибрежно-морских



**Рис. 5.** Схема этапов последовательности формирования осадочных бассейнов: восточное окончание МООП и его обрамление. 1 – кратоны: северное обрамление Северо-Китайского и южное обрамление Сибирского; 2–3 – палеозойские образования: 2 – Охотско-Корякского, 3 – Монголо-Охотского орогенного пояса; 4–7 – терригенные отложения: 4 – верхнего триаса, 5 – нижней – средней юры, 6 – верхней юры, 7 – нижнего мела; 8–11 – вулканические и вулканоплутонические образования: 8 – средняя юра, 9 – конец поздней юры – ранний мел Удско-Мургальской структуры, 10 – конец поздней юры – ранний мел южного обрамления МООП, 11 – ранний мел Селитканской структуры; 12 – предполагаемые направления движения субдукции; 13 – направления движения кратонов; 14 – интегрированная ориентировка разрезов в пространстве.

**Fig. 5.** Scheme of the stages of the formation sequence of sedimentary basins: the eastern termination of the MOOB and its framing. 1 – cratons: northern framing of the North China and southern framing of the Siberian; 2–3 – Paleozoic formations: 2 – Okhotsk-Koryak; 3 – Mongol-Okhotsk orogenic belts; 4–7 – terrigenous deposits: 4 – Upper Triassic, 5 – Lower – Middle Jurassic, 6 – Upper Jurassic, 7 – Lower Cretaceous; 8–11 – volcanic and volcanoplutonic formations: 8 – Middle Jurassic, 9 – Upper Late Jurassic – Early Cretaceous of the Udsko-Murgalskaya structure, 10 – Late Jurassic – Early Cretaceous of the southern framing of the MOOB, 11 – Early Cretaceous of the Selitkan structure; 12 – implied directions of the subduction dislocation; 13 – directions of the cratons dislocation; 14 – integrated spatial orientation of the cross-sections.

условиях. Это подтверждается историей геологического развития: период накопления морских осадков (см. рис. 3; рис. 5, в, г). Можно предположить, что основание Удско-Мургаляского вулканоплутонического пояса заложено в средней юре в надсубдукционных условиях подводного излияния лав. Андезитовый вулканизм и явился источником туфовой составляющей в разрезе бассейна данного времени. По мнению [Roganov et al., 1999], основной областью сноса терригенной составляющей в этот период служит южное обрамление Сибирского кратона. Тектонические перестройки, сопровождающиеся становлением вулканического пояса, вероятно, провоцировали в келловейское время перерыв в седиментации. В поздней юре начинается глобальная трансгрессия (рис. 5, в). Происходит резкое накопление мощных морских осадков (до 6000 м), содержащих обильные ископаемые органические остатки [Kirillova, 2006a, 2006b]. Состав обломочного материала: анортозиты, габбро-анортозиты, гранитоиды, яшмы и кварциты, гнейсы, сланцы – указывает, что основным поставщиком является южное обрамление Сибирского кратона. Начиная с границы поздней юры и раннего мела (титон – берриас) море периодически отступает, что отражается в переслаивании морских и континентальных отложений (см. рис. 3). Процесс обусловлен формированием (продолжением) Удско-Мургаляского пояса – 145–136 млн лет (рис. 5, б) в надсубдукционных условиях [Parfenov et al., 1999; Rusanova, 2009]. В этот период отлагаются преимущественно аркозовые песчаники, а обломочный материал представлен в основном гранитоидами. Эти факты свидетельствуют о неизменности источника сноса: южное обрамление Сибирского кратона [Roganov et al., 1999]. В конце берриаса море окончательно отступило на восток. С этого времени формируется боковая грубо-обломочная континентальная свита [Kirillova, 2006a, 2006b]. Основа ее состава – конгломераты, в подчиненном количестве присутствуют песчаники, гравелиты, брекчии, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и каменные угли, содержащие обильные растительные остатки. Флористический комплекс нижней части боковой свиты аналогичен растительным остаткам Торомского бассейна, возраст которых контролируется бухидами и аммоноидеями и соответствует берриасу [Kirillova, 2006a, 2006b]. После небольшого перерыва в барреме аналогичные осадки формировались до конца апта (см. рис. 3; рис. 5, а).

Альбский период, в отличие от Торомского бассейна, отмечен стратиграфическим перерывом (см. рис. 3). И только на его западном окончании в верхнем мелу формируется маломощная толща палеорусловых отложений.

### 3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мезозойские осадочные образования, сохранившиеся в северном и южном обрамлении МООП, указывают на то, что в регионе существовало несколько разрозненных бассейнов. При этом в разные временные

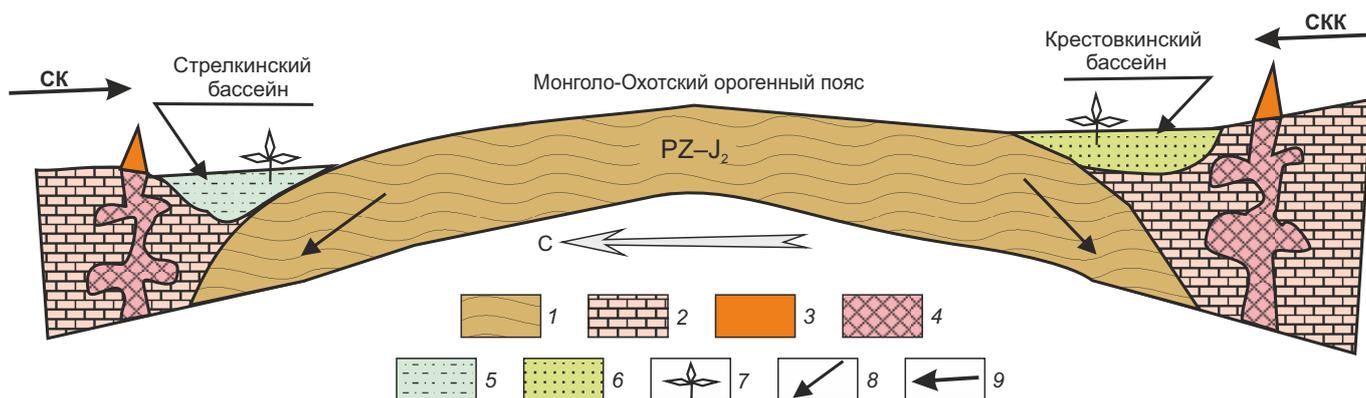
этапы какие-то бассейны могли представлять единый геологический объект.

Крестовкинский и Стрелкинский бассейны, выделяемые на западе восточного фланга МООП, в настоящее время представлены фрагментами, тектоническими блоками. Пространственно они зеркально противоположны друг другу. Но в Крестовкинском бассейне отсутствует разрез верхней юры, а в составе разреза Стрелкинского присутствуют верхнеюрские морские осадки, содержащие туфовый материал. Установлено, что конец юры ознаменовался началом синхронной субдукции океанических осадков МОБ под северное обрамление Северо-Китайского кратона и южное обрамление Сибирского кратона, которая сопровождалась формированием адакитовых вулканоплутонических комплексов [Derbeko, 2015; Derbeko, Chugaev, 2020]. Этот факт отразился в составе юрских осадков в разрезе Стрелкинского бассейна. В интервале около 140–130 млн лет в регионе шло становление плутонических образований при отсутствии вулканизма [Derbeko, 2012]. Все эти магматические процессы были связаны с синхронной субдукцией, которая продуцировала вздымание или орогенез в пределах МОБ. Как следствие, море отступало на восток, а в обрамлении формирующегося орогена образовывались остаточные бассейны с опресненной водой (рис. 6).

Синхронность осадконакопления в этих бассейнах подтверждается находками единых органических остатков в породах берриаса – отпечатками листьев *Czekanowskia rigida* Heer. Известно, что эта флора характерна для пойменно-русловых отложений предгорных долин. В разрезах северного обрамления МООП в изобилии присутствуют флористические остатки. В южном – широко представлена фауна континентальных водоемов. Вероятно, на севере на этом временном этапе широко были распространены пойменные отложения, тогда как на юге преобладали русловые. В конце готерива осадконакопление прекращается. Это обусловлено началом активной вулканоплутонической деятельности.

Осадочные образования на юге в настоящее время имеют крутое падение под породы МООП (угол 65° при падении 290–310°). На севере вблизи тектонических границ породы интенсивно рассланцованы, метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев с интенсивным развитием разнообразных вторичных минералов и катаклаза, что затрудняет достоверное определение направления падения.

В отличие от образований первых двух бассейнов, осадки Огоджинского не несут следов региональных тектонических перестроек. Залегание пластов близко к пологому. Найденные в этих отложениях фоссилии однозначно указывают на его обособленность от всех описываемых в статье разрезов. Но зато они родственны ископаемым остаткам Буреинского бассейна БЦС [Turbin, 1994]. Тот факт, что в формировании огоджинской свиты принимал участие вулканогенный материал, говорит о синхронной осадконакоплению вулканической



**Рис. 6.** Схема формирования Стрелкинского и Крестовкинского бассейнов как результат субдукционных – коллизионных процессов в поздней юре – раннем мелу.

1 – МООП; 2 – кратоны – Сибирский (СК) и Северо-Китайский (СКК); 3 – вулканы; 4 – плутоны; 5 – отложения Стрелкинского бассейна в раннем мелу, преимущественно пойменные; 6 – отложения Крестовкинского бассейна в раннем мелу, преимущественно русловые; 7 – идентичные флористические остатки; 8 – направление движения структур МООБ; 9 – кратоны.

**Fig. 6.** Scheme of the formation of the Strelkinsky and Krestovkinsky basins as a result of subduction – collisional processes in the Late Jurassic-Early Cretaceous.

1 – MOOB; 2 – cratons – Siberian (SC) and North Chinese (NCC); 3 – volcanoes; 4 – plutons; 5 – 6 – sediments of the basins: 5 – Strelkinsky in the Early Cretaceous, mainly deposited on the floodplain, 6 – Krestovkinsky in the Early Cretaceous, mainly deposited in the river channel; 7 – identical floristic remains; 8 – the direction of the dislocation of the MOOB structures; 9 – cratons.

активности, начало которой в пределах супертеррей-на соответствует баррему, а завершение – альбу. Согласно данным [State Geological Map..., 2007b], в альбе завершилось и осадконакопление. Формирование таких разрезов наиболее характерно при образовании надсубдукционных вулканических дуг на континентальной окраине.

Судя по геологическим разрезам Удского и Торомского осадочных бассейнов северного обрамления МООП (см. рис. 3), на начальной стадии становления они представляли единое целое. В дальнейшем, в результате геодинамических и магматических событий, область накопления осадков была разделена на два бассейна, которые далее эволюционировали уже самостоятельно. На формирование Удского бассейна повлияло заложение в тоаре Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса (см. рис. 5, б–г), в результате которого морские осадки обогатились вулканомиктовым материалом. А воздымание, связанное с формированием вулканоплутонической структуры, способствовало постепенному отступлению моря и изменению условий осадконакопления: от морских к прибрежно-морским мелководным [Roganov et al., 1999; Kirillova, 2006a, 2006b]. В конце юры – начале мела морские условия осадконакопления постепенно сменялись континентальными. К концу берриаса они окончательно сменились на континентальные. Установлено, что в континентальных отложениях Удского бассейна присутствуют органические остатки, аналогичные таковым в Торомском бассейне [Kirillova, 2006a, 2006b].

Формирование Торомского бассейна, начавшееся одновременно с этим процессом в Удском, после нижнеюрского стратиграфического перерыва эволюционирует самостоятельно. В породах этого бассейна отсутствует

вулканомиктовая составляющая. На границе тоара и аалена произошла резкая смена фауны аммонитов фауной митилоцерамов [Kirillova, 2006a, 2006b]. Так как аммониты являются стеногалинными животными, то можно предположить, что на этой временной границе произошла резкая смена солености воды. Это могло быть обусловлено магматической активизацией в регионе: заложением Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса (см. рис. 3) или сложными тектоническими событиями (горизонтальные перемещения). В интервале оксфорд – начало баррема отлагались морские осадки, которые с конца поздней юры на западе замещаются континентальными отложениями. Здесь море отступало. Этот регрессивный процесс прослеживается в пределах и Торомского и Удского бассейнов одновременно. Возраст отложений рассматриваемых бассейнов в интервале валанжин – начало баррема охарактеризован едиными флористическими остатками. Отсутствие осадконакопления на территории Торомского бассейна в апте указывает на стратиграфический перерыв. Он завершился в альбе накоплением континентальных осадков. А в конце альба происходили сложные тектонические события, которые предшествовали формированию Селитканской вулканоплутонической структуры (см. рис. 5, а) и отразились в крутом залегании альбских континентальных отложений – тыльской свиты.

Малотындинский бассейн является западным продолжением Торомского бассейна. Здесь отложения условно нижнесреднеюрской толщи наращиваются осадками средней юры с фауной *Mytilocerasmus ambiguus*, *M. cf. Formosolus*. Эта фауна аналогична фауне Торомского бассейна и характеризует границу тоара – аалена. Завершилось формирование бассейна в барреме (–апте?),

когда отлагались континентальные осадки, содержащие флору *Ginkgo sibirica*, *Pityophyllum nordenskioldia*, также аналогичную флору и Удского и Торомского бассейнов (см. рис. 3). Последующие тектонические события, связанные, вероятнее всего, с субдукционными процессами, происходящими в Монголо-Охотском секторе Тихоокеанского складчатого пояса [Derbeko, 2020], способствовали обособлению Малотындинского бассейна от общего пространства осадконакопления.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно анализу геодинамических обстановок в регионе, последовательности осадконакопления, данным о возрасте и вещественном составе пород, слагающих бассейны в обрамлении МООП, можно констатировать следующее:

1. С эволюцией МООП, где основная роль принадлежала закрытию МОБ, а также последовавшей затем коллизии (около 120–95 млн лет), обусловленной сближением Сибирского и Северо-Китайского кратонов, связано формирование Стрелкинского и Крестовкинского бассейнов. Они формировались как результат синхронных субдукционных (около 150–120 млн лет) процессов. В этот период образования МОБ субдуцировали под южное обрамление Сибирского кратона на севере и северное обрамление Северо-Китайского кратона на юге.

2. Огоджинский бассейн формировался на активной континентальной окраине Бурей-Цзямусинского супертеррейна, который аккретировал к МООП после завершения всех магматических событий как на территории супертеррейна, так и на территории восточного окончания пояса.

3. Единый бассейн, сформированный на континентальной окраине южного обрамления Сибирского кратона в верхнем триасе – средней юре, в результате субдукции океанической плиты под континентальную окраину Азии в конце тоара (начало формирования Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса) был разделен на два самостоятельных бассейна: Удский и Торомский (+Малотындинский). Последний простирался почти до 124-го меридиана.

4. Стабилизированная тектоническая обстановка в верхней юре была прервана активными геодинамическими событиями как на территории МОБ, так и на площади Удского и Торомского (+Малотындинского) бассейнов. В первом случае начинается симметричная субдукция образований МОБ под его северное и южное обрамление, которая сопровождается орогенезом с последующими коллизионными процессами. Во втором случае в результате субдукции океанической плиты под восточную континентальную окраину Азиатского континента возобновляется дальнейшее формирование Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса. Можно констатировать, что здесь эволюция бассейнов в этот период полностью контролировалась процессами, происходящими в Удско-Мургальском поясе и на прилегающей к нему с востока территории океана или окраинного моря. Такие события провоцировали

регрессивные процессы. В результате с верхней юры в этих бассейнах с запада на восток происходит смена морских осадков на прибрежно-морские и континентальные.

5. Синхронность формирования осадочных комплексов в Малотындинском и Торомском бассейнах предполагает их одновременное формирование. Разделение на два самостоятельных бассейна произошло, вероятно, в постаптское время в результате коллизионных процессов, обусловленных встречным движением Сибирского и Северо-Китайского кратонов.

#### 5. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам: В.П. Нечаеву и А.В. Рязанцеву за доброжелательные замечания и предложения, которые были учтены при подготовке статьи.

#### 6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Derbeko I.M., 2009. Scheme of the Formation of Magmatic Complexes of the Selitkan Volcanoplutonic Zone, the Eastern Flank of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt (Russia): Evidence from Geochemical Data. *Geochemistry International* 47 (11), 1083–1099. <https://doi.org/10.1134/S0016702909110044>.

Derbeko I.M., 2012. Late Mesozoic Volcanism of the Mongol-Okhotsk Belt (Eastern Termination and Southern Frame of the Belt' Eastern Flank). LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co.KG, Saarbrücken, 97 p. (in Russian) [Дербек И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co.KG, 2012. 97 с.].

Derbeko I.M., 2013. The Region of Matching of Central-Asian Mobile Belt and Pacific Mobile Belt. *International Journal of Geosciences* 4 (3), 605–610. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2013.43055>.

Derbeko I.M., 2015. Mesozoic Adakite Volcanoplutonic Complex of the Upper Priamurye (Russia). In: Petrography of Magmatic and Metamorphic Rocks. Proceedings of XII All-Russian Petrographic Conference with the Participation of Foreign Scientists (September 15–20, 2015). KSC RAS, Petrozavodsk, p. 153–155 (in Russian) [Дербек И.М. Мезозойский адакитовый вулканоплутонический комплекс Верхнего Приамурья (Россия) // Петрография магматических и метаморфических горных пород: Материалы XII Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых (15–20 сентября 2015 г.). Петрозаводск: КНЦ РАН, 2015. С. 153–155].

Derbeko I.M., 2018. Bureya-Jiamusi Superterrane: Tectonic and Geodynamic Processes in Late Mesozoic – Cenozoic. In: E. Sharkov (Ed.), *Tectonics – Problems of Regional Settings*. InTechOpen, London, 33–45. <http://dx.doi.org/10.5772/intechopen.72538>.

Derbeko I.M., 2020. Suprasubduction Nature of Late Cretaceous Magmatism in the Mongol-Okhotsk Sector of the Pacific Fold Belt: Geochemical and Sr-Nd Isotope Evidence. *Journal of Mechanics of Continua and Mathematical*

Sciences 10, 302–330. <https://doi.org/10.26782/jmcms.spl.10/2020.06.00021>.

Derbeko I.M., Agafonenko S.G., Kozyrev S.K., Vyunov D.L., 2010. The Umlekan-Ogodzha Volcanic Belt (the Problem Bodily Separation). *Lithosphere* 3, 70–77 (in Russian) [Дербекко И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. № 3. С. 70–77].

Derbeko I.M., Chugaev A.V., 2020. Late Mesozoic Adakite Granites of the Southern Frame of the Eastern Flank of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt: Material Composition and Geodynamic Conditions of Formation. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (3), 474–90 (in Russian) [Дербекко И.М., Чугаев А.В. Позднемезозойские адакитовые граниты южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса: вещественный состав, геодинамические условия формирования // Геодинамика и тектонофизика. Т. 11. № 3. С. 474–490]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0487>.

Derbeko I.M., Markevich V.S., 2013. Late Cretaceous Subalkaline Volcanism in the Southern Framing of the Eastern Mongol-Okhotsk Orogenic Belt. *Natural and Technical Sciences* 2 (64), 135–143 (in Russian) [Дербекко И.М., Маркевич В.С. Позднемеловой субщелочной вулканизм южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Естественные и технические науки. 2013. № 2 (64). С. 135–143].

Geological Map of the Amur Region, 2001. Scale 1:500000. Explanatory Note. *Amurgeologia, Vlagoveshchensk*, 236 p. (in Russian) [Геологическая карта Амурской области масштаба 1:500000: Объяснительная записка. Благовещенск: Амurgeология, 2001. 236 с.].

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (Eds), 2020. *Geologic Time Scale 2020*. Amsterdam, Elsevier, 1357 p. <https://doi.org/10.1016/C2011-1-08249-8>.

Khanchuk A.I. (Ed.), 2006. *Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the Eastern Regions of Russia*. Dal'nauka, Vladivostok, 981 p. (in Russian) [Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.].

Kirillova G.L., 2006a. Uda Sedimentary Basin. In: Khanchuk A.I. (Ed.), *Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the East of Russia*. Book 1. Dalnauka, Vladivostok, 501–509 (in Russian) [Кириллова Г.Л. Удский осадочный бассейн // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 501–509].

Kirillova G.L., 2006b. Torom Sedimentary Basin. In: Khanchuk A.I. (Ed.), *Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the East of Russia*. Book 1. Dalnauka, Vladivostok, 509–515 (in Russian) [Кириллова Г.Л. Торомский осадочный бассейн // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 509–515].

Krasny L.I., Putintsev V.K. (Eds), 1984. *Geological Structure of the USSR and Mineral Occurrence Regularities*. Vol. 8. Nedra, Leningrad, 560 p. (in Russian) [Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных

ископаемых / Ред. Л.И. Красный, В.К. Путинцев. Л.: Недра, 1984. Т. 8. 560 с.].

Lebedev E.L., 1987. *Stratigraphy and Age of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt*. Nauka, Moscow, 175 p. (in Russian) [Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.].

Morin O.L., 1997. Faults of Western Priokhotie: Methods of Study, Formation History, and Paleostress Evolution. *Russian Journal of Pacific Geology* 16 (2), 3–18 (in Russian) [Морин О.Л. Разломы Западного Приохотья: методика исследования, история формирования и эволюция палеостресса // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 2. С. 3–18].

Natal'in B.A., 1991. Mesozoic Accretion and Collision Tectonics of the Far East South of Russia. *Russian Journal of Pacific Geology* 5, 3–23 (in Russian) [Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23].

Parfenov L.M., 1984. *Continental Margins and Island Arcs of the Mesozooids of Northeast Asia*. Nauka, Novosibirsk, 192 p. (in Russian) [Парфёнов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.].

Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril' S.I., Kirillova G.L. et al., 2003. Model of Formation of Orogenic Belts of Central and Northeast Asia. *Russian Journal of Pacific Geology* 22 (6), 7–41 (in Russian) [Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41].

Parfenov L.M., Popeko L.I., Tomurtogoo O., 1999. The Problems of Tectonics of the Mongol-Okhotsk Orogen. *Russian Journal of Pacific Geology* 18 (5), 24–43 (in Russian) [Парфёнов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43].

Roganov G.V., Brudnitskaya E.P., Kislyakov S.G., Makhinin A.V., 1999. Stratigraphy and Formation Conditions of Deposits in the Uda and Torom Troughs. In: *Geology and Minerals of Priamurye*. Magellan, Khabarovsk, 80–94 (in Russian) [Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 80–94].

Rusanova T.B., 2009. *Cretaceous Magmatism of Northeastern Priokhotie: Geological-Geochronological Correlation*. Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Vladivostok, 43 p. (in Russian) [Русанова Т.Б. Меловой магматизм Северо-Восточного Приохотья: геолого-геохронологическая корреляция: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2009. 43 с.].

Sorokin A.A., Sorokin A.P., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., 2015. Early Jurassic Volcanics of the Uda Belt (Southeastern Part of the North Asian Craton): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronological

and Geochemical Data. *Doklady Earth Sciences* 460, С. 6–10. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15010079>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2007a. Far Eastern Series. Scale 1:1000000. Sheet N-52 (Zeya). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 282 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Дальневосточная серия. Масштаб 1:1000000. Лист N-52 (Зея): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 282 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2007b. Far Eastern Series. Scale 1:1000000. Sheet N-53 (Shantar Islands). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 148 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Дальневосточная. Масштаб 1:1000000. Лист N-53 (Шантарские острова): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 148 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2009. Far Eastern Series. Scale 1:1000000. Sheet N-51 (Skovorodino). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 448 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Дальневосточная. Масштаб 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 448 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2019a. Stanovaya Series. Scale 1:200000. Sheet N-51-XVII (Solovyovsk). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 149 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Становая.

Масштаб 1:200000. Лист N-51-XVII (Соловьевск): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2019. 149 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2019b. Tugur Series. Scale 1:200000. Sheet N-53-XXV (Ekimchan). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 143 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Тугурская. Масштаб 1:200000. Лист N-53-XXV (Экимчан): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2019. 143 с.].

Turbin M.T. (Ed.), 1994. Decisions of IV Interdivisional Regional Stratigraphic Meeting on the Precambrian and Phanerozoic of the Southern Far East and Eastern Transbaikalia. A Set of Schemes. KhSMGE, Khabarovsk, 124 p. (in Russian) [Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем / Ред. М.Т. Турбин. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с.].

Zabrodin V.Yu., Kirillova G.L., 2017. Stratigraphy, Tectono-Stratigraphic Systems, and Paleogeography of the Uda and Torom Sedimentary Basins (Far East of Russia). *Russian Journal of Pacific Geology* 11 (6), 383–394. <https://doi.org/10.1134/S1819714017060069>.

Zaika V.A., Sorokin A.A., Kovach V.P., Kotov A.B., 2020. Geochemistry of Metasedimentary Rocks, Sources of Clastic Material, and Tectonic Nature of Mesozoic Basins on the Northern Framing of the Eastern Mongol-Okhotsk Orogenic Belt. *Russian Geology and Geophysics* 61 (3), 286–302. <https://doi.org/10.15372/RGG2019095>.