



THE IMPORTANCE OF LITHOLOGICAL, FORMATIONAL AND SEISMOSTRATIGRAPHIC METHODS IN THE ANALYSIS OF SEDIMENTARY AND VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY FORMATIONS FOR PALEOTECTONIC RECONSTRUCTIONS

T.N. Kheraskova , M.P. Antipov , M.I. Tuchkova

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

ABSTRACT. The purpose of this publication is to show the importance of lithological study of sediments of different age and genesis, and to ascertain sedimentary affiliation in order to correctly interpret sediment genesis and reconstruct paleogeographic and paleotectonic events. Use has been made of extensive factual material collected by the authors during many years in different areas of Eurasia, as well as of the data from numerous publications by I.V. Khvorova.

The article discusses examples of modern and ancient sedimentary environments, and the interrelations of facies and formations. The complex indicators of sedimentary environments shown here are terrigenous and volcanic-sedimentary deposits, carbonate accumulation, silicon accumulation, and glacial activity. The article also shows the difference between inland and ocean basins, as well as the structural features of their margins.

Considerable attention is paid to syn-collisional sedimentation. Previously it was assumed that chronological alternation in a vertical cross-section reflects the evolution of a structure. The mobilist approach implies that such alternation could be due to various reasons, including horizontal oceanic plate movement either from spreading to subduction or from high to low biological productivity zone and horizontal continental movement from one climatic zone to another.

KEYWORDS: sedimentology; lithology; collision; folding; deep-sea fans; turbidites; formation; facies

FUNDING: The research was carried on the state assignment of the Geological Institute RAS.



EDN: VTILIX

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Tatiana N. Kheraskova, kheraskova.tatiana@yandex.ru

Received: January 25, 2026

Revised: June 5, 2026

Accepted: June 15, 2026

FOR CITATION: Kheraskova T.N., Antipov M.P., Tuchkova M.I., 2026. The Importance of Lithological, Formational and Seismostratigraphic Methods in the Analysis of Sedimentary and Volcanogenic-Sedimentary Formations for Paleotectonic Reconstructions. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (4), 0904. doi:10.5800/GT-2026-17-4-0904

ЗНАЧЕНИЕ МЕТОДОВ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО, ФОРМАЦИОННОГО И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ПРИ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯХ ТЕКТНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Т.Н. Хераскова, М.П. Антипов, М.И. Тучкова

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

АННОТАЦИЯ. Цель настоящей публикации – показать важность литологического изучения отложений любого возраста и генезиса, определить их формационную принадлежность, чтобы правильно интерпретировать генезис пород и реконструировать палеогеографические и палеотектонические события. Использован обширный фактический материал, собранный авторами статьи на территории Евразии за многие годы, а также результаты многочисленных публикаций И.В. Хворовой.

В статье рассмотрены примеры обстановок современного и древнего осадконакопления, соотношение фаций и формаций. Показаны комплексы-индикаторы обстановок осадконакопления (терригенная и вулканогенно-осадочная седиментация, карбонатонакопление, кремненакопление, деятельность ледников). Показано различие внутриконтинентальных и океанических бассейнов, а также особенности строения их окраин.

Значительное внимание в статье уделено осадконакоплению при коллизионных обстановках. Ранее предполагалось, что смена формаций в вертикальном разрезе отражает эволюцию какой-либо структуры. При подходе с позиции мобилизма следует понимать, что такая смена может быть вызвана разными причинами, в том числе и горизонтальным перемещением, например, океанской плиты от зоны спрединга к зоне субдукции, из зоны высокой биологической продуктивности в зону низкой биологической продуктивности или континента из одной климатической зоны в другую.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: седиментология; литология; коллизия; складчатость; конусы выноса; турбидиты; формация; фация

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено в рамках госзадания ГИН РАН.

1. ВВЕДЕНИЕ

Авторам статьи посчастливилось работать под руководством И.В. Хворовой или консультироваться с ней по различным вопросам. В 2024 г. в Геологическом институте (ГИН РАН, г. Москва) проводилось совещание памяти И.В. Хворовой. Именно это обстоятельство и привело нас к необходимости написать настоящую статью.

Работы И.В. Хворовой по геологии и седиментологии Урала, по изучению глубоководных отложений в свое время были пионерскими и послужили примером для последователей. Наибольшие достижения связаны с изучением связи осадконакопления и вулканизма. И.В. Хворова – автор более 120 научных трудов, среди которых наиболее выдающимися являются: [Khvorova, 1958, 1961, 1978; Khvorova et al., 1972, 1978b].

И.В. Хворова была одним из основоположников учения об осадочных формациях и сравнительном анализе древних и современных карбонатных, кремнистых и вулканогенно-осадочных комплексов. Учение о геологических формациях возникло в 50–60-е гг. прошлого века, когда проводились масштабные исследования по обобщению и осмыслению накопившегося обширного геологического материала, необходимого для поиска новых месторождений полезных ископаемых, в которых остро нуждалась страна после окончания войны. Для создания геологических и первых тектонических карт СССР и преодоления трудностей райониро-

вания огромной и неравномерно изученной территории требовалась выработка четких критериев оценки геологической и тектонической значимости комплексов осадочных и магматических образований. Учение о геологических формациях, выдвинутое Н.С. Шатским и Н.П. Херасковым, возникло как метод сравнительного анализа и обобщения геологической информации. Он обеспечивал необходимую комплексность подхода, позволяющую с наибольшей достоверностью воссоздавать процессы прошлого и создать тектонические карты СССР и сопредельных территорий. Одна из них – Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5000000 [Yanshin, Zhiv, 1966] – была удостоена Государственной премии СССР.

Становление и применение формационного метода было невозможно без выделения и детального описания отдельных конкретных формаций. Именно это направление развивала И.В. Хворова. Она долгие годы возглавляла созданную ею лабораторию осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, и под ее руководством выросла целая плеяда российских литологов, многие из которых продолжают работать и сегодня, развивая метод.

В своих исследованиях И.В. Хворова рассматривала три направления в подходах к проблеме изучения геологических формаций: литолого-тектоническое, палеогеографо-тектоническое (фациально-тектоническое) и седиментационное. Общим для всех указанных

подходов при выделении формаций является необходимость изучения вещественного состава пород. Характеристика каждой осадочной формации обусловлена тремя основными факторами – седиментационным фондом, тектоническими движениями и климатической зональностью, или, иначе говоря, формация – это совокупность отложений, связанных единством трех условий: петрогенетических, тектонических и климатических. Под седиментационным фондом И.В. Хворова понимала «состав материала, слагающего формацию, рассматриваемый с точки зрения его источника относительно слабого влияния климата на облик формаций» [Khvorova, 1961].

Наибольшие достижения Ирины Васильевны достигнуты при изучении связей осадконакопления и вулканизма, она много времени уделяла фациальному анализу, сравнивая современное осадконакопление с древним [Khvorova et al., 1984; Khvorova, 1989]. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации привлекали ее внимание в наибольшей степени, так как позволяли использовать метод актуализма и сравнительный анализ древних комплексов отложений с современными осадками, тем самым выявляя обстановки их накопления. И.В. Хворовой и сотрудниками ее лаборатории не только выполнены ставшие классическими описания ряда формаций, но и выявлены новые, не известные ранее классы отложений, такие как туфосилициты, тефроиды; она первая в нашей стране стала описывать турбидиты и тефротурбидиты [Khvorova et al., 1984, 1978a; Khvorova, Ruzhentsev, 1985; Khvorova, 1980; и др.].

В качестве примера Ирина Васильевна детально изучила флишевую формацию, достаточно четко ограниченную в пространстве и времени, представляющую парагенетическую совокупность отложений, среди которых резко преобладает флиш. Хотелось бы остановиться на понятии «флиш», широко используемом в отечественной литературе и практически не употребляемом за рубежом. Эта формация определяется парагенезом отложений, из которых турбидиты и другие спазматические (зерновые и щебневые потоки) и обвально-оползневые образования (олистостромы)

обязательны и формациеобразующие. Во флише обычно присутствуют ихнитолиты (биотурбиты) и планктоногенные отложения, возможны и иногда часто наблюдаются донно-флювиальные и туфовые отложения, а угли, прибойные, волновые и другие прибрежно-морские, мелководные и континентальные, запрещены, т.е. всегда отсутствуют [Khvorova, 1961]. Флиш накапливается у подножия крутых склонов на значительной глубине ниже базиса действия волн (иначе не сохранились бы верхние тонкие осадки циклита), в условиях подвижного тектонического режима с землетрясениями, при обильном питании осадочным материалом и на разных стадиях развития бассейна седиментации и обрамления.

Многокилометровые тонкоритмичные терригенные или терригенно-карбонатные толщи геологи изучают давно. Они их называли флишевыми, флишоидными, аспидными в зависимости от зернистости слагающих их пород. Однако после того как было доказано, что главным осадкообразующим фактором, регулирующим их накопление, являются плотностные потоки разной эффективной плотности, эти же виды отложений стали называть турбидитами. Во избежание путаницы в этом вопросе необходимо найти соответствие между этими категориями понятий [Leonov, 2024].

Если турбидит – термин чисто генетический, то флиш – это термин описательный, литофациальный. И правильнее всего к флишевым относить лишь те осадочные толщи, в которых доказано чередование турбидитов и продуктов нормальной пелагической седиментации. Такого рода доказательства обычно получают лишь с помощью методов микропалеонтологии и микротекстурного анализа, поэтому в практической работе не будет ошибкой, если флишевые и турбидитовые толщи будут просто отождествляться. Это же относится и к отложениям нижней молассы.

Сопоставление понятий, фиксирующих многообразие флишевых толщ с представлениями турбидитовой концепции, приведено в табл. 1.

Идея повторяемости фаций во времени, или концепция цикличной седиментации, оказалась одной из

Таблица 1. Тонкоритмичные толщи в терминах флишевой и турбидитовой концепций [Romanovsky et al., 1990]

Table 1. Fine-rhythmic strata in terms of flysch and turbidite concepts terms [Romanovsky et al., 1990]

Литофациальные разновидности флишевых толщ	Литогенетические модификации турбидитов	Региональные примеры
Аспидные отложения	Дистальные турбидиты (без песчаника в основании цикла)	Таврическая серия Крыма и др.
Нормальный флиш (терригенный и карбонатный)	Дистальные турбидиты (с песчаником в основании цикла)	Зона верхнемелового флиша Северо-Западного и Центрального Кавказа и др.
Флишоиды	Проксимальные турбидиты	Зилаирская серия Урала
Дикий флиш (вильдфлиш)	Флуксотурбидиты	Эоценовые серии Альп, мезозойско-кайнозойские свиты Северных Апеннин и др.
Морская (нижняя) моласса («поздний флиш»)	Проксимальные турбидиты	Сагызганская свита рифея Таласского хребта и др.

самых плодотворных в осадочной геологии. Она позволила геологам установить порядок в видимом хаосе и описать в сжатом виде мощные толщи сложно переслаивающихся осадочных пород. Геологи смогли сравнивать между собой циклы или ритмы (термины применяются здесь как синонимы), наблюдаемые в разных районах. Это, в свою очередь, вызвало споры о причинах цикличности. Возник вопрос – чем она обуславливается: повторными опусканиями дна бассейна, подъемами источника сноса, изменениями климата, колебаниями уровня моря или ритмичностью поставки осадочного материала?

2. ФАЦИАЛЬНЫЙ И ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ

Как известно, термин турбидит был введен в геологическую литературу Кюиненом [Kuenen, 1937], который установил, что в подводных конусах выноса отложения имеют ритмично-слоистое строение (рис. 1). Глубоководные ритмично-слоистые, градиционно-слоистые отложения обломочного материала накапливаются в каньонах на продолжениях дельт рек при их перекомпенсации. Каждый ритм начинается наиболее грубообломочным материалом и заканчивается пелитами. Каждый ритм фиксирует самостоятельный турбидный поток.

Позднее Боума [Bouma, 1962] выяснил, что турбидиты формируются подводными конусами выноса обломочного материала, но ритмичное строение они приобретают в результате того, что в подводном суспензионном потоке грубый материал оседает быстрее, чем мелкий (цикл или секвенция Боума, рис. 2). При



Рис. 1. Образец классического турбидита (фото И.В. Хворовой из архива Т.Н. Херасковой).

Fig. 1. A classic turbidite sample (photo by I.V. Khvorova, from the archive of T.N. Kheraskova).

этом пелитовая и глинистая фракции (илы) осаждаются долго и постепенно и могут захватываться перекрывающим турбидным потоком [Bouma, 1962]. Тефротурбидиты отличаются от турбидитов тем, что в них присутствует пирокластический материал [Botvinkina, Alekseev, 1991]. В турбидитах или плотностных потоках в зависимости от дальности транспортировки обломочного материала выделяют фации проксимальных или дистальных турбидитов.

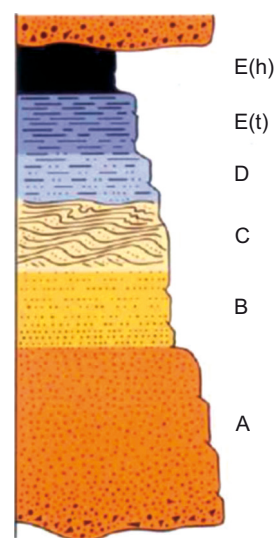


Рис. 2. Секвенция (цикл) Боума демонстрирует строение классических турбидитов от быстро осаждающихся слоев (А) в основании разреза до тонких, турбидитовых E(t) и гемипелагических E(h) илов в верхних частях разреза цикла.

Е – массивные несортированные аргиллиты, иногда со следами биотурбации. Этот гемипелагический слой иногда отсутствует или трудноотличим от нижележащего слоя D; D – слой турбидитовых параллельно-слоистых аргиллитов или илов; C – слой тонкозернистых песчаников с разнообразной волновой структурой. Часто волнистая слоистость деформируется и превращается в конволютную, спутанно-волнистую или пламенновидную текстуру; B – тонко- и среднезернистый песчаник с плоскопараллельной слоистостью. Часто в основании этого слоя обнаруживаются следы борозд, канавок, знаки ряби и линейного течения; A – слой с градиционной слоистостью, часто с гальками и гравелитами в основании слоя, иногда слой снизу ограничен эрозионной поверхностью.

Fig. 2. The Bouma sequence (cycle) demonstrates the structure of classic turbidites from rapidly deposited layers (A) at the base of the section to thin, turbiditic E(t) and hemipelagic E(h) silts in the upper section of the sequence.

E – massive unsorted mudstones, sometimes with traces of bioturbation. This hemipelagic layer is sometimes absent or difficult to distinguish from the underlying layer D; D – layer of parallel-stratified turbiditic mudstones or silts; C – layer of fine-grained sandstones with a wavy texture. The wave-like lamination is often deformed and transformed into a convoluted, tangled-wave or flame-like texture; B – fine- and medium-grained plane-parallel laminated sandstone, at the base of which the evidence of grooves, ditches, ripples and linear flow is often found. A – a graded laminated layer, often with pebbles and gravels at the base, sometimes bounded below by a surface of erosion.

Секвенции Боума, например, многие используют в исследованиях современных и кайнозойских терригенных отложений. Создавая модель формирования конуса выноса и накопления турбидитов, авторы восстанавливают условия седиментации, реконструируют структуру и источники сноса, определяя конкретные слоевые ассоциации терригенного разреза в соответствии с циклами Боума [Silva et al., 2020; Çelik, Salih, 2021; и др.]. Конусы выноса обломочного материала сходны по своей морфологии с дельтами рек. Мощности обломочного материала подводных конусов выноса могут достигать колоссальных размеров. Например, отложения подводного конуса выноса р. Ганг, истоки которой располагаются в Гималаях, превышают 10–12 км. Огромные скорости осадконакопления и значительные мощности возникают и на шельфе, когда транзит осадочного вещества преграждает внешнее поднятие края шельфа [Khvorova et al., 1983].

На бровке шельфа характер седиментации очень сильно зависит от климата. В районах с теплым климатом на бровке шельфа, за пределами влияния дельт рек формируются рифовые постройки и банки, благоприятные для жизни моллюсков и другой скелетной фауны. В тыловой зоне карбонатных построек, там, где воздействуют штормовые и приливные волны, господствуют калькарениты и оолитовые пески. В затишных зонах преобладают водоросли. В областях с холодным климатом на бровке шельфа формируются отмели, пересыпи и бары за счет материала, сносимого с суши и выбрасываемого во время приливов и штормов. Они образуют положительные формы рельефа

на шельфе, а при понижениях уровня моря выступают из воды, поэтому их осадки постоянно взмучиваются, сортируются и промываются, а также находятся под влиянием эолового воздействия, особенно во время отливов. В лагунах тыловой зоны баров и отмелей преобладают водорослевые луга, в аридном климате они засоляются.

На континентальном склоне преобладает транзит обломочного материала через каналы, располагающиеся на продолжении дельт и возникшие из-за эрозионного спорадического воздействия турбидных потоков. Помимо каньонов и конусов выноса обломочного материала, также возникают оползни и обвалы неконсолидированных осадков. Мощность таких накоплений, например, на африканском подножии достигает 1000 м, такие же масштабы наблюдаются на континентальном подножии Норвегии (рис. 3).

Это явление сопровождается несколькими процессами: обрушение (обвал) пород с накоплением обвальных отложений, включающих отдельные крупные блоки (олистомиты), оползание (смещение) ненарушенных крупных блоков пород, оползание с дезинтеграцией оползневых тел с образованием оползневых потоков, где происходит движение обломков пород вместе со смесью воды и глины («debris flow», или дебриты), образование турбидитовых (суспензионных) потоков с турбулентным перемешиванием частиц в потоке и осаждением турбидитов различной удаленности. По своей морфологии оползневые накопления неконсолидированных осадков близки доскладчатым тектоническим покровам складчатых областей. При оползании,



Рис. 3. Оползневые структуры слабоконсолидированных осадков на континентальном подножии у берегов Норвегии.

Fig. 3. Landslide structures of poorly consolidated sediments on the continental shelf off the coast of Norway.

если в составе оползневого комплекса участвуют хрупкие породы (чаще всего известняки или вулканиды), то они начинают дробиться и постепенно превращаются в олистостромы (рис. 4).

Также на континентальном подножии действуют продольные, так называемые контурные течения, создающие в этой зоне положительные формы рельефа, захороняющиеся в виде линз и прослоев, отличающиеся тонкой кривой однонаправленной слоистостью. Контурные течения могут формировать в местах разгрузки валы, достигающие значительной мощности. Они состоят из переотложенных осадков континентального подножия, в которых часто отмечаются знаки ряби течения. Частично они разрушаются подводными конусами выноса, которые «забирают» часть обломочного материала осадков контурных течений [Murdmaa, 1987].

Таким образом, можно заключить, что изменения фациального состава пород позволяют проследить эволюцию строения территории.

При фациальном анализе, помимо вышесказанного, следует учитывать возраст отложений, при этом зная, что почва в современном понимании на континентальных участках поверхности Земли появилась только в силуре – девоне, что связано с выходом растений на сушу, а настоящий почвенный покров начал развиваться только в конце девона – начале карбона и повлиял на динамику плоскостного смыва, пока не было почвы, наблюдался интенсивный размыв. В связи с этим для додевонских отложений сложно исполь-

зовать литологические характеристики обломочных пород (размеры обломков) при определении глубины бассейнов седиментации, и накопившиеся отложения выглядят более мелководными, чем они были на самом деле.

Одновременно с фациями выстраивается формационный ряд. При этом необходимо знать соотношение и схему распределения фаций и формаций, описанные для современных разрезов шельфа, где фиксируется переход от континентальной и паралической фаций через литоральные алевритопесчаные к склоновым турбидитовым и далее к бассейновой глубоководной глинистой или глинисто-силицитовой фации, как это описано, например, в работе по строению разрезов кайнозойских отложений дальневосточных морей [Margulis, 2008].

Применение формационного метода оказалось особенно продуктивным при реконструкциях современных и древних тектонических структур, истории их становления и динамики развития. В основу формационного анализа положен метод аналогий и актуалистический подход к палеорекострукции осадочных процессов. При реконструкциях палеоструктур, их протяженности и соотношений с другими структурами весьма полезными оказываются представления о конкретных и абстрактных формациях или формационных типах, введенные Н.П. Херасковым [Kheraskov, 1967]. Конкретные формации представляют собой геологические тела, имеющие определенное местонахождение и возраст. Нужно подчеркнуть, что устойчивые



Рис. 4. Примеры дробления и оползания пород.

(а) – дробление прослоев карбонатных пород, залегающих среди более пластичных горизонтов алевритов и аргиллитов. Видно, что при оползании происходит превращение пород в олистостромы; (б) – дробление и оползание известняков, залегающих среди черных аргиллитов. Видно их превращение в олистостромы или в сложную систему тектонических пластин (Уэльс, фото Т.Н. Херасковой).

Fig. 4. Examples of rock fragmentation and sliding.

(а) – fragmentation of carbonate rock layers that are embedded among more plastic siltstone and mudstone layers. It is evident that the rocks transform into olistostromes during landslides; (б) – fragmentation and sliding of limestones that are embedded among black mudstones. It can be seen that they transform into olistostromes or a complex system of tectonic plates (Wales, photo by T.N. Kheraskova).

формационные и фациальные парагенезы или ассоциации пород повторяются в разрезах и структурах разного возраста. Классическими примерами являются такие формации, как офиолитовая формация, флиш, моласса в складчатых областях, карбонатная или фаллаховая формация платформенных структур. Например, если какая-либо формация, формационный ряд или структурно-формационный комплекс характеризует определенную современную тектоническую структуру, геодинамическую или палеогеографическую обстановку, то предполагается, что подобный формационный па-

рагенез в геологическом прошлом был сформирован в близкой обстановке. Так, сравнительный анализ альпинотипных офиолитов и океанической коры современных океанов помог тектонистам ГИНа АН СССР во главе с А.В. Пейве установить в складчатых областях океаническую кору геологического прошлого и разработать подход к изучению палеоокеанов [Tectonics..., 1980]. В геологических формациях прошлого турбидиты часто включают олистоплаки, переслаиваются с олистостромами и тектоническими пластинами в аккреционных призмах.

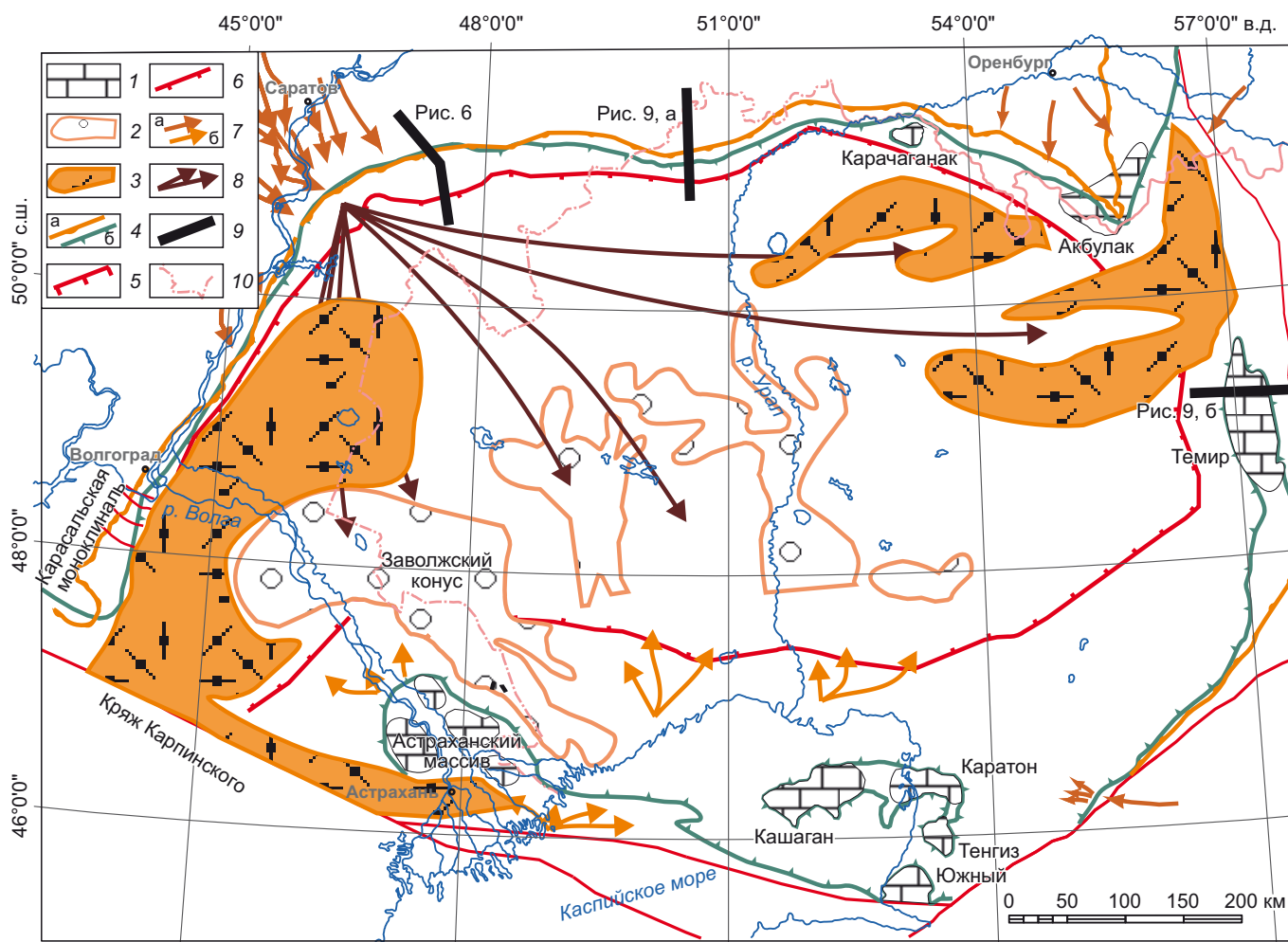


Рис. 5. Схема строения терригенных турбидитов и дельтовых комплексов подсолевого разреза осадочного чехла позднедевонско-раннепермского Прикаспийского бассейна.

1 – разновозрастные карбонатные массивы; 2–3 – подводные конусы выноса: 2 – раннепермские (преимущественно артинские), 3 – позднекаменноугольно-раннепермские; 4 – карбонатные уступы: а – раннепермский, б – визейско-башкирский; 5 – граница континентального склона среднебашкирского глубоководного бассейна; 6 – отдельные региональные разломы; 7 – направление сноса терригенного материала: а – на шельфе, б – на склоне; 8 – предполагаемые направления распространения материалов подводных конусов выноса в позднем девоне – среднем карбоне; 9 – положение рисунков, показанных в тексте; 10 – государственная граница России и Казахстана.

Fig. 5. Scheme of the structure of terrigenous turbidites and deltaic complexes in the subsalt section of the Late Devonian-Early Permian sedimentary cover of the Pre-Caspian basin.

1 – heterochronous carbonate massifs; 2–3 – submarine fans: 2 – Early Permian (mainly Artinskian), 3 – Late Carboniferous – Early Permian; 4 – carbonate escarpments: а – Early Permian, б – Visean-Bashkirian, 5 – the boundary of the continental slope of the Middle Bashkirian deep-sea basin; 6 – some regional faults; 7 – the direction of terrigenous material transport: а – on the shelf, б – on the slope; 8 – the inferred distribution patterns of submarine fan sediments in the Late Devonian – Middle Carboniferous; 9 – the position of the figures shown in the text; 10 – the Kazakhstan-Russia border.

В последнее время методика фациального и формационного анализа успешно применяется при геологической интерпретации региональных сейсмических трансектов платформенных областей и их континентальных окраин, которые отработаны в пределах разных территорий России. Волновая картина сейсмических разрезов позволяет установить форму осадочных комплексов, их внутреннее строение, латеральные связи, а также соотношение с подстилающими и перекрывающими сейсмостратиграфическими комплексами, что в сочетании с данными бурения позволяет наиболее полно охарактеризовать отдельные осадочные и вулканогенно-осадочные формации и составить про-

гнозные оценки для поисков месторождений углеводородов. Примером может служить карта распространения разновозрастных подводных конусов выноса в пределах Прикаспийской впадины (рис. 5) и сейсмогеологический разрез пассивной окраины Восточно-Европейской платформы, в подсолевой части которого распространены обломочные образования обширного конуса выноса (рис. 6). Прикаспийский бассейн выполнен комплексом осадков вендско-палеозойского возраста [Volozh et al., 2013; Kheraskova et al., 2020]. Вверху видны соляные купола кунгурского возраста ранней перми и разделяющие их мульды, заполненные породами мезозойского и кайнозойского возраста.

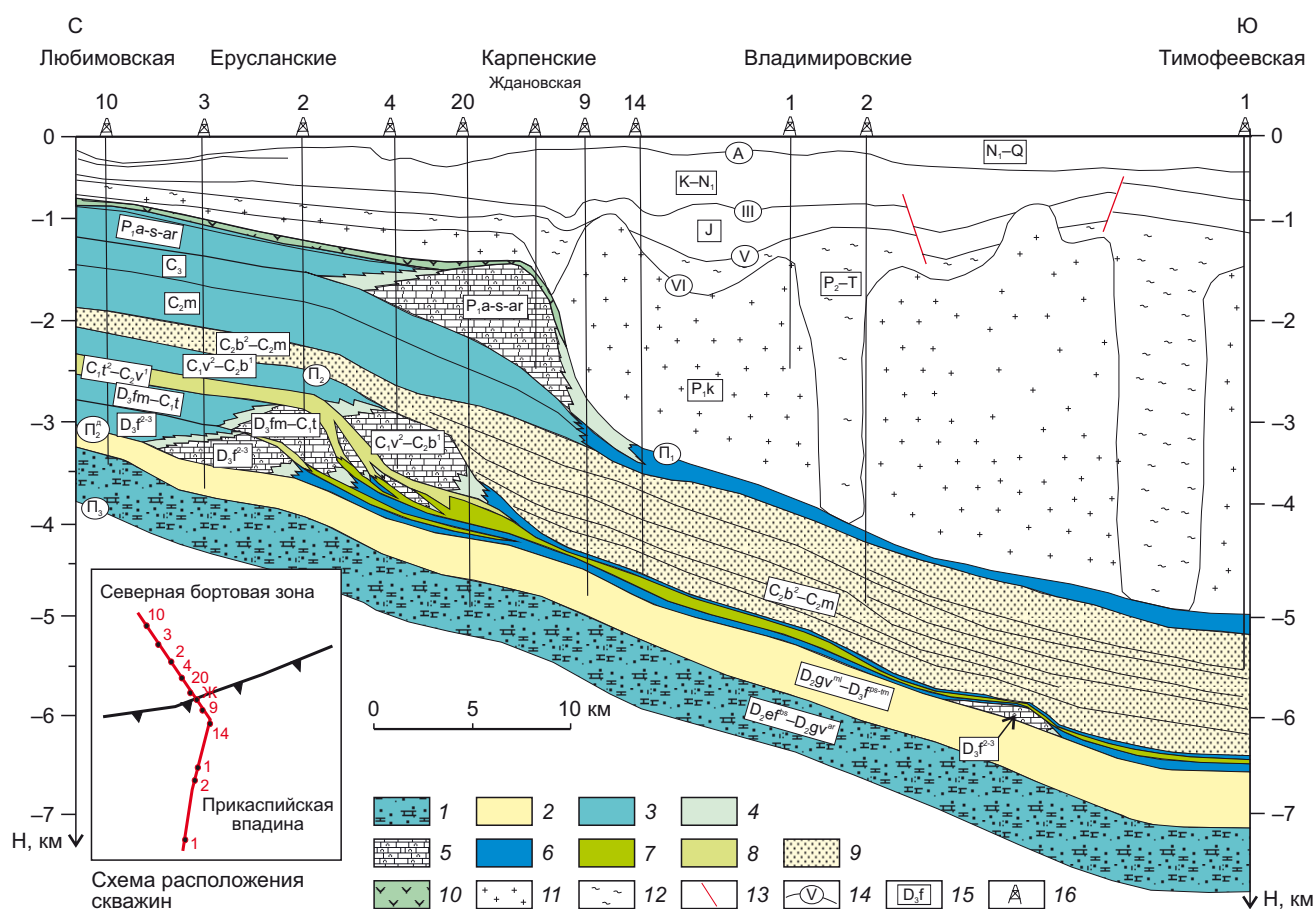


Рис. 6. Сейсмифациальный разрез через бортовую зону и подножие Прикаспийской впадины по материалам буровых скважин (см. врезку) (по [Shebaldin, 2008], с изменениями), положение разреза указано на рис. 5.

1 – терригенная шельфовая формация с маломощными песчаными телами, приуроченными к нижней части разреза; 2 – карбонатно-терригенная шельфовая формация; 3 – терригенная шельфовая формация; 4 – околорифовый карбонатно-обломочный шлейф; 5 – рифогенная формация; 6 – терригенно-карбонатная глубоководная формация; 7 – терригенная глубоководная формация подножья склона; 8 – терригенно-карбонатная шельфовая формация; 9 – терригенная формация конусов выноса, турбидитовых потоков (комплекс заполнения глубоководных котловин); 10 – ангидриты; 11 – соленосная формация кунгура; 12 – терригенная формация верхней перми и триаса; 13 – разрывные нарушения; 14 – отражающие горизонты и их индексы; 15 – стратиграфические индексы; 16 – скважины.

Fig. 6. Seismic facies section through the marginal zone and the basement of the Pre-Caspian basin on drilling data (see inset) (modified after [Shebaldin, 2008]), the section position is shown in Fig. 5.

1 – terrigenous shelf formation with thin sandy bodies confined to the lower part of the section; 2 – carbonate-terrigenous shelf formation; 3 – terrigenous shelf formation; 4 – near-reef carbonate-clastic apron; 5 – reef formation; 6 – terrigenous-carbonate deep-sea formation; 7 – terrigenous deep-sea formation at the foot of the slope; 8 – terrigenous-carbonate shelf formation; 9 – terrigenous formation of fans, turbidite flows (deep-sea basin sediment infill); 10 – anhydrites; 11 – Kungurian salt formation; 12 – terrigenous formation of the Upper Permian and Triassic; 13 – faults; 14 – reflecting horizons and their indices; 15 – stratigraphic indices; 16 – boreholes.

Для современных геодинамических построений требуется не только изучать состав и генезис пород каждой формации, но и иметь ее палеомагнитные характеристики, позволяющие определить палеошироту места возникновения на поверхности Земли. При современных исследованиях приобрело крайнюю важность выяснение формы и первичной площади распространения формации, так как ее отдельные фрагменты могут быть растащены и удалены один от другого на значительные расстояния при последующих тектонических процессах деструкции и покровообра-

зования. Пример таких процессов образования отдельных тектонических блоков в пределах Юго-Восточной Азии показывает [рис. 7 \[Metcalfe, 2013\]](#). Интересно отметить, что показанная на [рис. 7](#) линия Уоллеса разделяет блоки австралийского происхождения и блоки, отделившиеся от Юго-Восточной Азии. Эта линия определена очень давно другим и соратником Ч. Дарвина, задолго до создания теории мобилизма, лишь по характеру фауны и флоры. В западной части карты видна линия, разделяющая блоки гондванского происхождения, отколовшиеся от Юго-Восточной Азии.

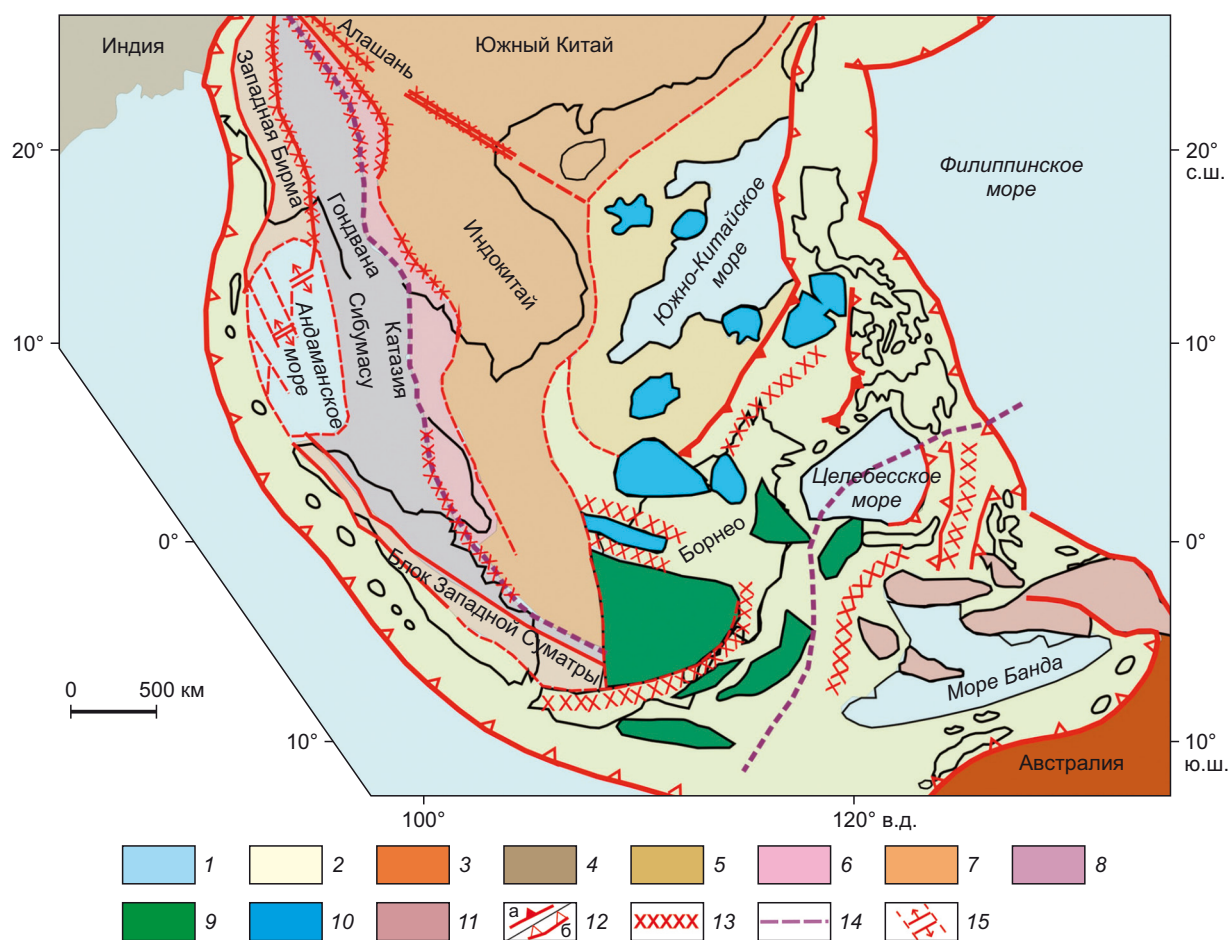


Рис. 7. Деструкция юго-восточной части Гондваны [Metcalfe, 2013].

1 – океаническая кора; 2 – континентальная кора, аккрецированная к Сундарленду в течение мела – кайнозоя; 3 – континент Австралия; 4 – индийский микроконтинент, отделившийся от Гондваны в меловое время; 5 – южнокитайско – индосинийская континентальная кора; 6 – Сукхотайская островная дуга каменноугольно-пермского возраста катазийского происхождения; 7 – девонские террейны гондванского происхождения; 8 – террейны пермского возраста гондванского происхождения; 9 – террейны позднеюрского возраста гондванского происхождения; 10 – террейны, отделившиеся от Китая и Индокитая в меловое – третичное время; 11 – террейны, отделившиеся от Новой Гвинеи в кайнозое; 12 – неактивные разломы (а), активные разломы (б); 13 – зоны субдукции; 14 – граница раздела блоков гондванского и азиатского происхождения, а также азиатского и австралийского происхождения (линия Уоллеса); 15 – зоны активного спрединга.

Fig. 7. Destruction of the southeastern part of Gondwana [Metcalfe, 2013].

1 – oceanic crust; 2 – continental crust accreted to Sundaland during the Cretaceous – Cenozoic; 3 – the continent of Australia; 4 – the Indian microcontinent separated from Gondwana during the Cretaceous; 5 – South China – Indosinian continental crust; 6 – Carboniferous-Permian Sukhothai island arc of Cathaysian origin; 7 – Devonian terranes of Gondwanan origin; 8 – Permian terranes of Gondwanan origin; 9 – Late Jurassic terranes of Gondwanan origin; 10 – terranes that separated from China and Indochina in the Cretaceous-Tertiary; 11 – terranes that separated from New Guinea in the Cenozoic; 12 – inactive faults (a), active faults (b); 13 – subduction zones; 14 – the boundary between the blocks of Gondwanan and Asian origin, as well as of Asian and Australian origin (Wallace line); 15 – active spreading zones.

При формационном анализе важно также понимать, что парагенезис – это совместное сонахождение пород и совсем не обязательно сопроисхождение. Отдельные члены формаций могли накапливаться в различных геодинамических обстановках и лишь сохраниться вместе. Так, в Крыму можно видеть экзотические глыбы мелководных известняков, захороненные в глубоководном флише таврической свиты. Трудно реконструируемым примером сложных парагенезов является олистостромовая формация, формирующаяся в процессе доскладчатого покровообразования. Здесь фрагменты разнообразных и разновозрастных формаций в виде олистоплак и олистолитов объединены общим более молодым по возрасту матриксом.

Особенно это важно в областях покровно-складчатого строения, где чаще всего сохраняются лишь фрагменты конкретных формаций, не имеющие естественных ограничений, особенно по латерали (рис. 7). Формационные типы или абстрактные формации объединяют сходные конкретные формации разных областей и возрастов. Вместе с современными аналогами они формируют наиболее полный образ, включающий не только состав и строение, но и форму, размеры, латеральную изменчивость, первичные соотношения с другими формациями, приуроченность к определенным структурам. Соотношение между конкретной и абстрактной формацией подобно соотношениям понятий индивидуума и вида в биологии. Лишь зная особенности строения формационного типа, можно достоверно интерпретировать конкретные разрезы и правильно сложить мозаику фрагментов, которые реально наблюдаются в изучаемой современной структуре, и, таким образом, правильно восстановить тип древней структуры, определить ее первичные размеры.

Восстановление первичной формы, размеров и площади распространения какой-либо формации позволяет восстановить и древнюю структуру, в пределах которой накапливалась данная формация. Эта задача не всегда выполнима, так как некоторые формации частично или почти полностью поглощаются в зонах субдукции. Но в таких случаях необходимо сознавать, что суждение о формации, а значит и о структуре, в пределах которой она накапливалась, заведомо неполно и не может быть полностью достоверным.

Все многообразие геологических формаций отражает различные геодинамические обстановки их накопления или образования. В настоящее время формации классифицируют по геодинамическим обстановкам мобилистической концепции развития Земли. Каждая структура и соответствующая ей геодинамическая обстановка характеризуются определенным набором формаций и определенной их вертикальной последовательностью (рядом). Чем полнее учтена вся последовательность формаций, тем надежнее и обоснованнее определение истории развития этой палео-структуры. Знания какой-либо одной формации недостаточно, так как некоторые из них накапливались в разных геодинамических обстановках. Примером мо-

жет быть группа молассовых формаций, которые фиксируют лишь расчлененный рельеф территории. Их накопление происходило в континентальных рифтах, в окраинно-континентальных вулканических поясах, в зонах коллизии континент – континент, а также в преддуговых прогибах и бассейнах форланда. Флишевые формации разного состава образуются на пассивных континентальных окраинах, в различных коллизионных обстановках, на склонах островных дуг и внутрибассейновых поднятий. Эти примеры можно было бы продолжить, но для этого существует специальная литература [Belenitskaya et al., 2001; Vassoevich, 1951; Pettijohn et al., 1976; Konyukhov, 1987; Lisitsyn, 1988; Khvorova, 1961, 1974; Tectonics..., 1980; Baskov et al., 1998; Romanovsky et al., 1990; Reading, 1990; Dickenson, 1974; Underwood, Karig, 1980; Walkers, 1976].

Смена формаций в вертикальном разрезе не отражает эволюцию какой-либо структуры. Следует понимать, что такая смена может быть вызвана разными причинами, в том числе и горизонтальным перемещением, например, океанской плиты от зоны спрединга к зоне субдукции, из зоны высокой биологической продуктивности в зону низкой биологической продуктивности или континента из одной климатической зоны в другую.

Наиболее актуальной проблемой современного формационного анализа является построение площадных геодинамических реконструкций для определенных интервалов геологического времени, отражающих последовательное развитие структур Земли. Новый этап исследований требует решения ряда задач. Главными из них представляются следующие: 1) геодинамическая интерпретация реальных геологических разрезов; 2) восстановление целостности структур, разрушенных при последующих этапах деструкции и покровообразования; 3) выявление древних сдвигов и трансформных разломов; 4) определение размеров, морфологии и палеогеографии древнего осадочного бассейна, его типизация и сравнение с современными аналогами.

3. ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ ФАЦИАЛЬНОГО, ФОРМАЦИОННОГО И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Значение фациального анализа можно показать на ряде примеров, где хорошо видно изменение состава разновозрастных осадков в зависимости от обстановки их накопления (рис. 8).

Материал для терригенного осадконакопления начинает формироваться еще в горах, где часто происходят обвалы, образуются осыпи, возникают камнепады. В зоне прибрежного мелководья все осадки подвергаются воздействию волн, интенсивно взмучиваются, сортируются и поэтому здесь зерна хорошо окатаны. Все мягкие минералы разрушаются и сносятся в более глубоководные зоны, где преобладают арениты (пески с количеством матрикса не более 15 %). Характерно смешение разновозрастной фауны, шлихи рутила,

магнетита и др. Гигантские скопления осадочного вещества в морях и океанах в одних местах на одних гипсометрических уровнях дна ведут к его дефициту в других местах, на других уровнях. Это обуславливает возникновение не только локальных и региональных, но и глобальных перерывов большой длительности и протяженности в пространстве, поэтому необходимо внимательное изучение закономерностей развития перерывов в пространстве и времени в литологическом, а не только стратиграфическом аспекте. При длительном сохранении подобных условий на континентальной окраине формируются своеобразные комплексы терригенных и карбонатных отложений (рис. 9). Рисунок иллюстрирует строение бортовых частей Прикаспийской впадины в позднем палеозое, где в пределах шельфа формируются карбонатные, участками рифогенные постройки, а на склоне котловины карбонатно-обломочные толщи продуктов разрушения, во многом связанные с разномасштабными колебаниями уровня моря, приводящими к образованию конусов выноса. Профили демонстрируют смену в южном

(рис. 9, а) и западном (рис. 9, б) направлении лагунных верхнедевонско-среднекаменноугольных отложений склоновыми и глубоководными. В позднем карбоне и начале пермского времени в результате падения уровня моря на востоке Темирской карбонатной платформы стали накапливаться дельтовые комплексы, а область шельфа превратилась в зону транзита обломочного материала к подножью платформы.

Похожую седиментационную структуру демонстрирует разрез северо-западного борта Прикаспийской впадины (см. рис. 6). На этом рисунке видно, что постепенное поднятие в северной части территории в течение франско-башкирского (D_3f-C_2b) времени приводит к смещению биогермов в более глубоководную зону бассейна, причем в нижней части склона формируются иловые холмы. Затем (во второй половине среднего карбона вплоть до московского времени) из-за обильного привноса обломочного материала с суши произошла структурная перестройка территории. В этот период времени формировались турбидные потоки различной плотности и состава. С московского

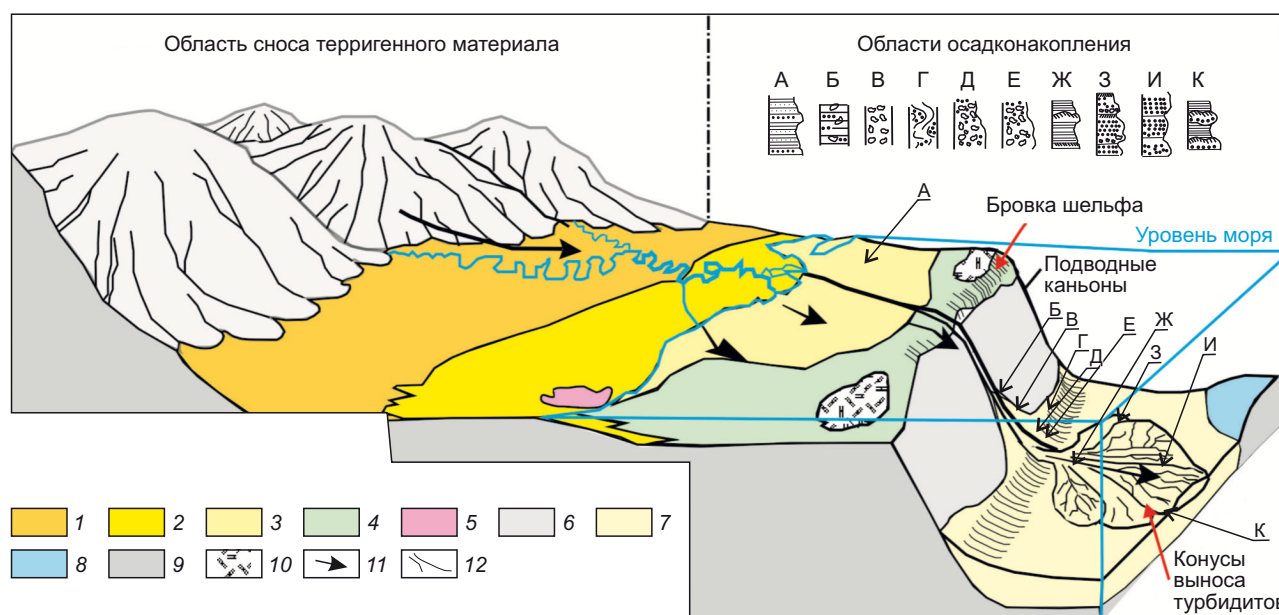


Рис. 8. Модель терригенной седиментации (по [Konyukhov, 1987; Syngarevsky et al., 2015], с изменениями).

1 – предгорные равнины; 2 – прибрежные равнины; 3 – шельфовое мелководье; 4 – подножье континентального склона; 5 – лагуны, бессточные озера, хемогенные отложения; 6 – область сноса обломочного материала; 7 – погруженный шельф; 8 – глубоководные равнины; 9 – континентальный склон; 10 – рифы и банки; 11 – направление сноса обломочного материала; 12 – подводные каньоны и каналы. А – переслаивание песков, алевролитов и глин на шельфе; Б – русла обломочных потоков с глинистым матриксом; В – конгломераты чисто обломочных потоков; Г – оползневые накопления; Д – конгломераты с градиционно-горизонтальной слоистостью; Е – то же, с более тонкой градиционной слоистостью; Ж – тонкослоистые турбидиты прирусловых валов; З – градиционно-слоистые гравийные пески; И – пески массивной текстуры; К – классические турбидиты (слабопесчаные, алевроитово-глинистые, градиционно-слоистые).

Fig. 8. Model of terrigenous sedimentation (modified after [Konyukhov, 1987; Syngarevsky et al., 2015]).

1 – foothill plains; 2 – coastal plains; 3 – shallow water shelf; 4 – foot of the continental slope; 5 – lagoons, closed lakes, chemogenic sediments; 6 – source area of clastic sediment; 7 – submerged shelf; 8 – deep-water plains; 9 – continental slope; 10 – reefs and banks; 11 – direction of clastic sediment removal; 12 – underwater canyons and channels. А – intercalation of sands, siltstones and clays on the shelf; Б – clay-matrix clastic sediment flow channels; В – conglomerates of purely clastic flows; Г – landslide accumulations; Д – conglomerates with graded horizontal stratification; Е – the same, with a thinner graded stratification; Ж – thin-layered turbidites of the channel banks; З – layering-graded gravel sands; И – sands of massive texture; К – classical turbidites (sand-poor, silty-clay, layering-graded).

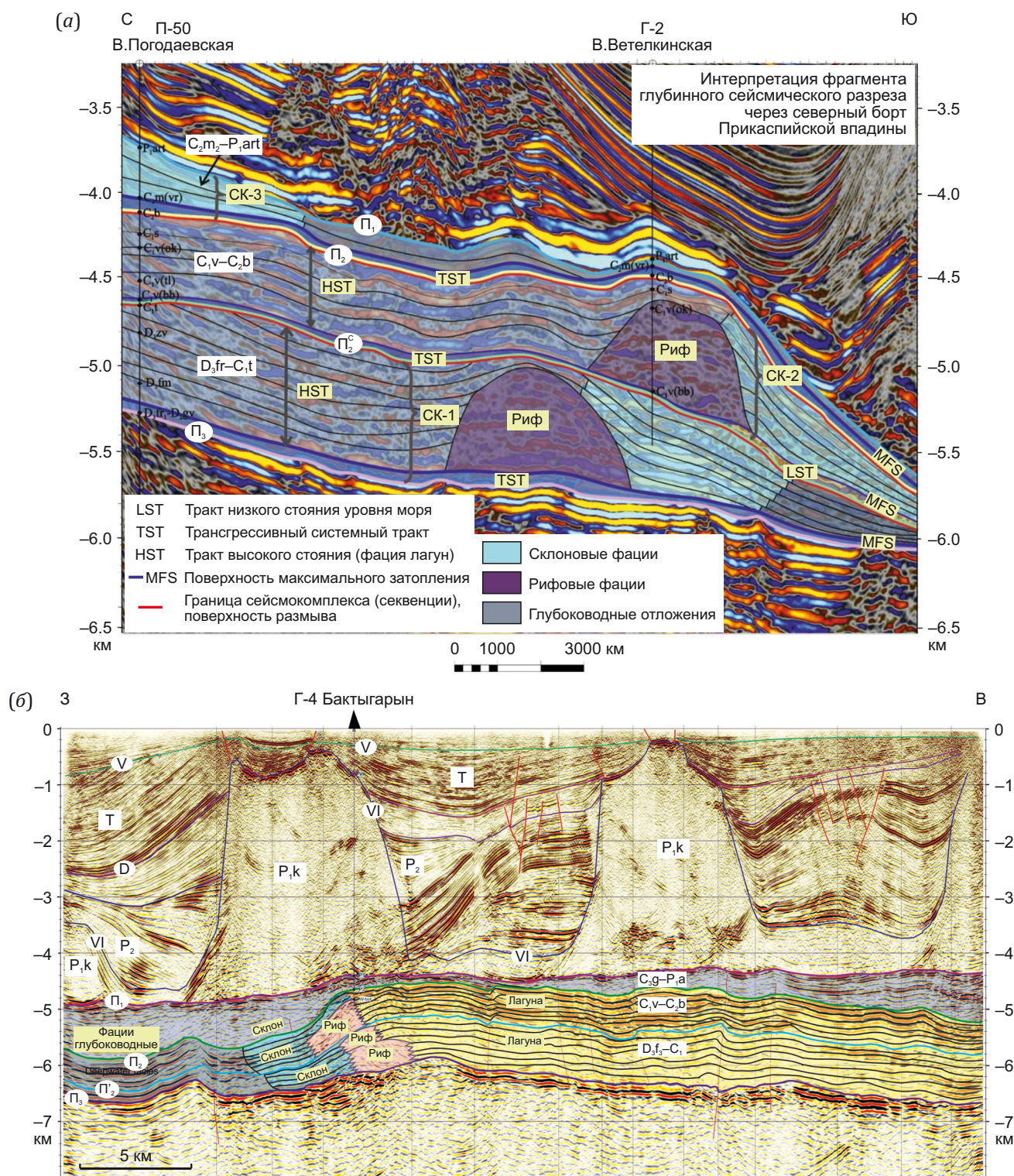


Рис. 9. Модель строения юго-восточной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы в позднем палеозое (по [Iskaziev et al., 2019], с изменениями).

(а) – северный борт Прикаспийской впадины; (б) – восточный борт Прикаспийской впадины в пределах Темирской карбонатной платформы. В прямоугольниках – стратиграфический возраст сейсмокомплексов, в овалах – индекс опорных отражающих горизонтов.

Fig. 9. Model of the structure of the southeastern continental margin of the East European Platform in the Late Paleozoic (modified after [Iskaziev et al., 2019]).

(a) – northern flank of the Pre-Caspian Basin; (б) – eastern flank of the Pre-Caspian Basin within the Temir Carbonate Platform. The rectangles show the stratigraphic age of the seismic complexes, and the ovals show the index of the reference reflecting horizons.

яруса среднего карбона возобновилось воздымание территории, что привело к развитию в ранней перми краевого барьерного рифа (см. рис. 5, 6; рис. 9), а затем, в кунгурское время, – к засолению и накоплению эвапоритовой толщи. У подножья склона с московского времени в пределах Прикаспийской впадины накапливались мощные толщи турбидитов, конусов выноса, которые на сейсмических разрезах характеризуются хаотичной волновой картиной, крупными клиноформами, валами и врезами (см. рис. 8). В соответствии с зонами седиментации и составом пород могут изменяться как фации, так и структура отложений. Изменение аккомодационного пространства в результате тектонических событий также приводит к изменениям типа седиментации и состава осадков.

При фациальном анализе необходимо отличать современную структуру осадочного бассейна от его палеоструктуры. Ведь осадочные бассейны современных акваторий образуют лишь часть объектов исследований. Чаще мы имеем дело с объектами, на которые после их образования воздействовали многочисленные геологические факторы. Могли произойти поднятия и частичный размыв осадков. При этом часто современные очертания бассейна принимают за его бывшие контуры. Между тем необходима реконструкция для определения его первоначальных размеров, морфологии, источников обломочного материала и вероятных связей с другими бассейнами, в том числе с океаническими.

Понимание строения и характеристик ландшафтных зон шельфов позволяет реконструировать их фрагменты при складчатости. Например, для шельфов в тепловодных условиях определены типовые зоны осадконакопления (рис. 10). Этот рисунок интересен тем, что с течением времени показанная территория может превратиться в складчатую область и будет трудно определить, где ранее располагался континент, а где океанический бассейн. Тогда местоположение водорослевых лугов и хардграунды помогут сделать правильный вывод.

Интересные процессы происходят на границе складчатых областей и континентальных платформ. Здесь возникают так называемые краевые прогибы [Pushchakovsky, 1959; Nikishin et al., 2012]. Особенность этих структур заключается в том, что строение складчатых и платформенных бортов имеет разные стили. Краевые части складчатых систем сложно построены, с покровами и надвигами, и часто надвинуты на край платформы, оказывая на нее существенное давление, приводящее к метаморфизму пород платформы и их деформации. При этом на периферической части платформы, примыкающей к орогену, возникает периферическое поднятие. Таким образом, между складчатой областью и платформой образуется краевой прогиб, в который обломочный материал может поступать как со стороны орогена, так и со стороны платформы. При этом возникают клиноформные комплексы, где чередуются отложения терригенных пород, возникших в складчатой

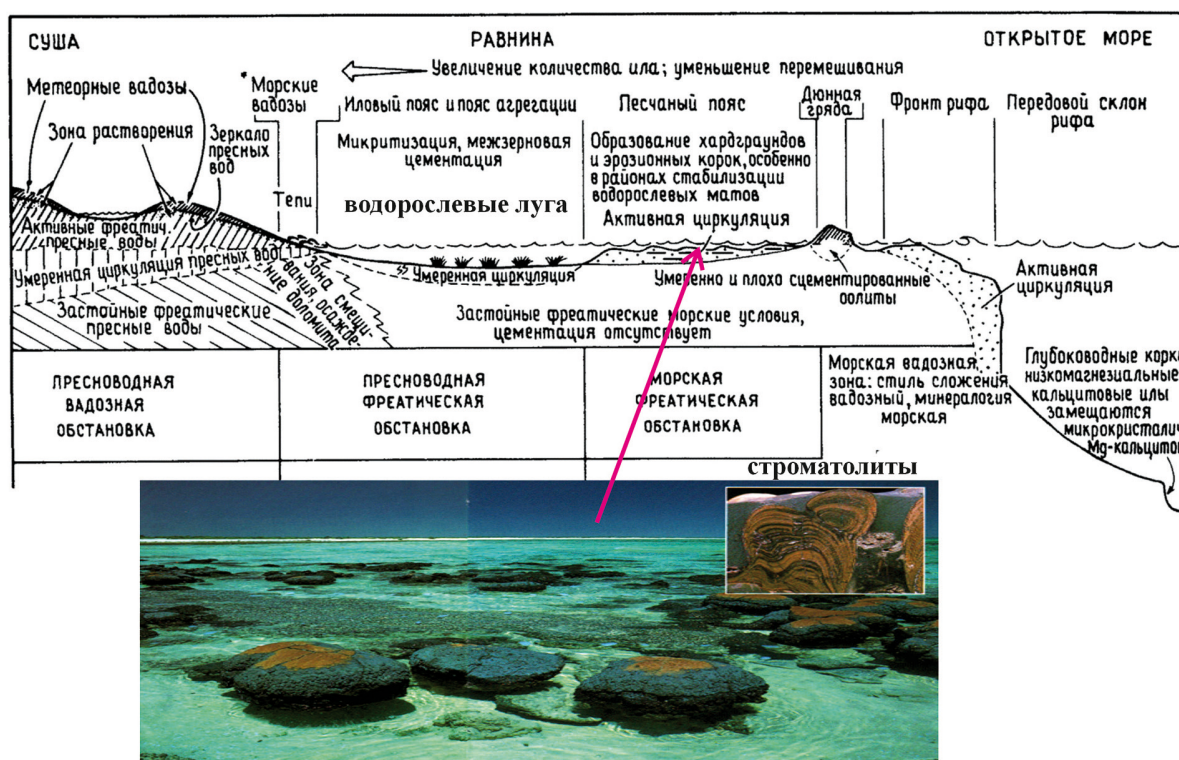


Рис. 10. Положение различных зон осадконакопления в прибрежной зоне мелководья (составлено с использованием данных [Lisitsyn, 1988]).

Fig. 10. Position of various sedimentation zones in the shallow coastal zone (compiled using data from [Lisitsyn, 1988]).

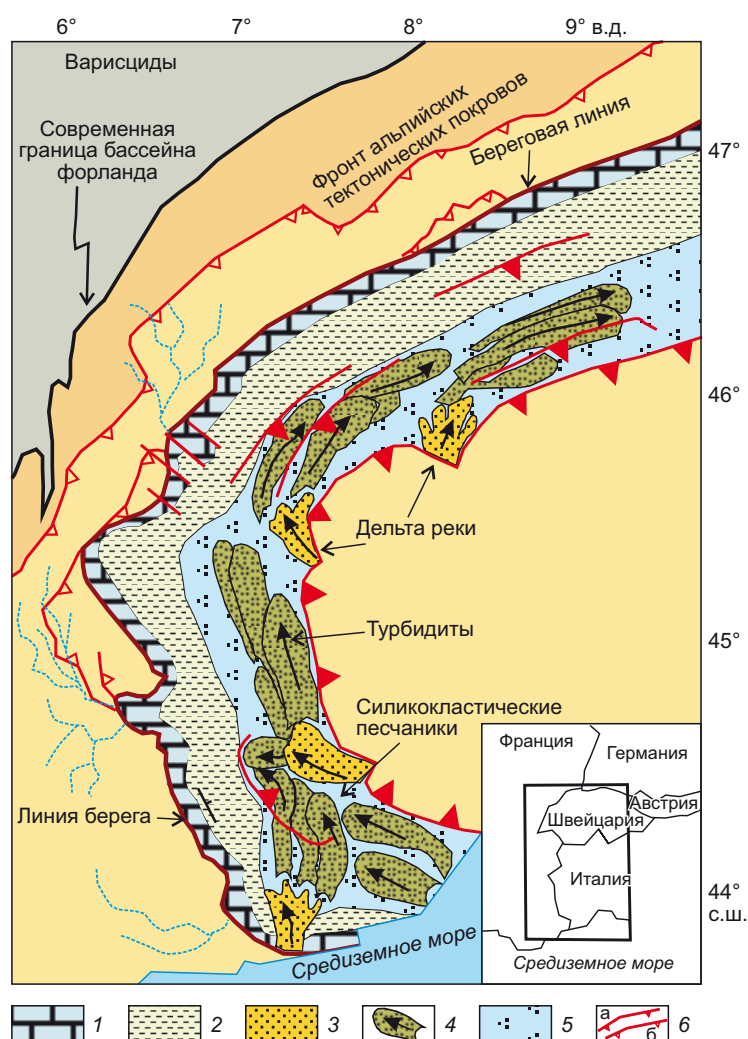


Рис. 11. Пример сложности строения коллизионных структур (по данным [Schuster, Stüwe, 2010]).

1 – континентальная окраина с преобладанием карбонатной седиментации; 2 – пелагические аргиллиты; 3 – песчаники и конгломераты дельт; 4 – турбидиты, преимущественно песчаники; 5 – кремнистые алевролиты и аргиллиты; 6 – конседиментационные тектонические покровы: а – перекрывающие бассейн, б – подстилающие бассейн.

Fig. 11. An example of the complexity of collisional structures (after [Schuster, Stüwe, 2010]).

1 – continental margin with predominance of carbonate sedimentation; 2 – pelagic mudstones; 3 – deltaic sandstones and conglomerates; 4 – turbidites, mainly sandstones; 5 – siliceous siltstones and mudstones; 6 – consedimentary tectonic nappe: a – overlying the basin, б – underlying the basin.

области, включая офиолиты, и терригенные отложения сиалического платформенного материала.

Весьма сложное строение коллизионных структур возникает при осадконакоплении, происходящем одновременно с покровообразованием [Schuster, Stüwe, 2010]. Как видно из рис. 11, в этом случае конусы выноса обломочного материала начинают смещаться в направлении вращения покрова. Кроме того, обломочный материал конуса выноса может вовлекаться в покровообразование и деформироваться. Не всегда легко отличить синрифтовое заполнение впадин от отложений бассейна, сформированного в дорифтовый период. В последнем случае осадки древнего некогда единого бассейна оказываются разобщенными, так как из-за интенсивного размыва в период аркогенеза они сохраняются лишь в основании рифтовых грабенов.

Итогом каждого регионально-литологического исследования обычно является палеогеографическая реконструкция и изложение истории заполнения бассейна. Сейчас, в связи с развитием формационного направления, перед литологами встают новые задачи. Необходимо, не ограничиваясь освещением физико-географической обстановки седиментации, обобщать материал и с формационных позиций, т.е. заканчивать исследование установлением и характеристикой формаций, а также выяснением условий их образования.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены главные зоны и обстановки современного и древнего осадконакопления. Большое внимание уделено соотношению фаций и формаций, отличию конкретных формаций и абстрактных. Это

очень важный вопрос, так как регион исследований с течением времени может подвергнуться различным преобразованиям, включая складчатость и деструкцию. При геологическом картировании конкретных территорий мы имеем дело с формациями. Каждая формация может состоять из нескольких примерно разновозрастных фаций. Приведенный фактический материал показывает важность и необходимость изучения литологии пород и отложений. Комплексирование литологических исследований с актуалистическим подходом дает возможность реконструировать палеогеографические и палеотектонические обстановки седиментации прошлого. Особую роль в палеогеографических реконструкциях играет сейсмостратиграфический анализ, в частности в осадочных бассейнах с мощным комплексом вулканогенно-осадочных пород.

Для реконструкции процессов осадконакопления рассмотрены комплексы-индикаторы обстановок седиментации – терригенная, вулканогенно-осадочная, а также особенности карбонатакопления и кремне-накопления, чему И.В. Хворова уделяла большое внимание. Показано различие внутриконтинентальных и океанических бассейнов, а также особенности строения их окраин. Следует учитывать роль коллизионных процессов, влияющих на обстановки осадконакопления. Ранее предполагалось, что смена формаций в вертикальном разрезе отражает эволюцию какой-либо структуры. При мобилистском подходе следует понимать, что такая смена может быть вызвана разными причинами, в том числе и горизонтальным перемещением, например, океанской плиты от зоны спрединга к зоне субдукции, из зоны высокой биологической продуктивности в зону низкой биологической продуктивности или континента из одной климатической зоны в другую.

5. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность своим коллегам И.С. Патиной и Н.П. Чамову за ценные замечания в процессе подготовки и написания статьи.

6. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final version.

7. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Baskov E.A., Belenitskaya G.A., Romanovsky S.I., Volkova I.B., Egorov S.V., Ivanova T.K., Ioganson A.K., Litvinova V.A.

et al., 1998. Lithogeodynamics and Minerageny of Sedimentary Basins. VSEGEI, Saint Petersburg, 480 p. (in Russian) [Басков Е.А., Беленецкая Г.А., Романовский С.И., Волкова И.Б., Егоров С.В., Иванова Т.К., Иогансон А.К., Литвинова В.А. и др. Литогеодинамика и минерогения осадочных бассейнов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.].

Belenitskaya G.A., Romanovsky S.I., Feoktistov V.P., 2001. Tectonic-Sedimentological Modeling and Forecast-Mineragenic Analysis of the Main Geodynamic Groups of Ore-Bearing Sedimentary Basins of Russia. Sedimentary Basins of Russia. Iss. 5. VSEGEI, Saint Petersburg, 144 p. (in Russian) [Беленицкая Г.А., Романовский С.И., Феоктистов В.П. Тектоно-седиментологическое моделирование и прогнозно-минерогенический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России // Осадочные бассейны России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. Вып. 5. 144 с.].

Botvinkina L.N., Alekseev V.P., 1991. Sedimentation Cyclic Recurrence and Its Research Methodology. Ural University Press, Sverdlovsk, 336 p. (in Russian) [Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Уральского университета, 1991. 336 с.].

Bouma A.H., 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 p.

Çelik H., Salih H.M., 2021. Petrographic Characteristics of Deep Marine Turbidite Sandstones of the Upper Cretaceous Tanjero Formation, Northwestern Sulaimaniyah, Iraq: Implications for Provenance and Tectonic Setting. Bulletin of the Mineral Research and Exploration 164, 11–38. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.800132>.

Dickenson W.R., 1974. Plate Tectonics and Sedimentation. In: Tectonics and Sedimentation. Vol. 22. Society for Sedimentary Geology, p. 1–27. <https://doi.org/10.2110/pec.74.22.0001>.

Iskaziev K.O., Khafizov S.F., Lyapunov Yu.V., Almazov D.O., Savinova L.A., Antipov M.P., 2019. Late Paleozoic Organogenic Structures of the Kazakhstan Segment of the Caspian Basin. Lenand, Moscow, 250 p. (in Russian) [Исказиев К.О., Хафизов С.Ф., Ляпунов Ю.В., Алмазов Д.О., Савинова Л.А., Антипов М.П. Позднепалеозойские органогенные постройки казахстанского сегмента Прикаспийской впадины. М.: Ленанд, 2019. 250 с.].

Kheraskov N.P., 1967. Tectonics and Formations. Nauka, Moscow, 403 p. (in Russian) [Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 403 с.].

Kheraskova T.N., Volozh Y.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Postnikova I.S., 2020. Features of the Structure and Development of the Southeastern Part of the East European Platform and the Caspian Basin in the Late Precambrian – Early Paleozoic. Geotectonics 54 (5), 628–651. <https://doi.org/10.1134/S0016852120050052>.

Khvorova I.V., 1958. Atlas of the Middle and Upper Carboniferous Carbonate Rocks of the Russian Platform. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, 170 p. (in Russian) [Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.].

Khvorova I.V., 1961. Flysch and Lower Molasse Deposits in the Southern Urals. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, 352 p. (in Russian) [Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.].

Khvorova I.V., 1974. Geosynclinal Siliciclastic Rocks and Their Formation Conditions. Lithology and Mineral Resources 2, 36–48 (in Russian) [Хворова И.В. Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 2. С. 36–48].

Khvorova I.V., 1978. Terrigenous Clastics Deposited in Oceanic and Some Sea Basins. Lithology and Mineral Resources 4, 3–23 (in Russian) [Хворова И.В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 4. С. 3–23].

Khvorova I.V., 1980. Eugeosynclinal Silicon Accumulation and Its Difference from Accumulation of Silicon in the Oceanic Environment. In: Marine Geology, Sedimentology, Sedimentary Petrography and Oceanic Geology. Nedra, Moscow, p. 92–95 (in Russian) [Хворова И.В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и его отличие от океанического // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Недра, 1980. С. 92–95].

Khvorova I.V., 1989. Sedimentation Features in the Indonesian Geosynclinal Area. Communication 1. Main Structural and Topographical Characteristics. Lithology and Mineral Resources 3, 100–111 (in Russian) [Хворова И.В. Особенности седиментации в Индонезийской геосинклинальной области. Сообщение 1. Основные черты структуры и рельефа // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 3. С. 100–111].

Khvorova I.V., Pushkina Z.V., Voznesenskaya T.A., Gordeeva S.I., 1978a. On Methodology for the Study of Fine-Grained Rocks from Tuffaceous Strata of the Paleozoic. Lithology and Mineral Resources 3, 96–103 (in Russian) [Хворова И.В., Пушкина З.В., Вознесенская Т.А., Гордеева С.И. К методике изучения тонкозернистых пород из туфовых толщ палеозоя // Литология и полезные ископаемые. 1978а. № 3. С. 96–103].

Khvorova I.V., Ruzhentsev S.V., 1985. Comparison of the Paleozoic Geosynclinal Deposits and the Deposits of Modern Marginal Seas and Oceans. Communication 1. Deposits of Marginal Seas and Adjacent Oceanic Parts. Lithology and Mineral Resources 5, 3–15 (in Russian) [Хворова И.В., Руженцев С.В. Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 1. Отложения краевых морей и смежных участков океана // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 5. С. 3–15].

Khvorova I.V., Serova V.V., Gorbunova Z.N., 1983. The Effect of River Flows on Deep-Sea Sediment Deposition (by the Example of the Central Indian Ocean Basin). Lithology and Mineral Resources 3, 3–16 (in Russian) [Хворова И.В., Серова В.В., Горбунова З.Н. Влияние речных выносов на глубоководное осадконакопление (на примере Цен-

тральной котловины Индийского океана) // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 3. С. 3–16].

Khvorova I.V., Voznesenskaya T.A., Grechin V.I., Grigoryev V.N., Ilyinskaya M.N., Kheraskova T.N., 1984. Geosynclinal and Oceanic Sedimentation and Volcanism (Comparative Analysis). Nauka, Moscow, 222 p. (in Russian) [Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Гречин В.И., Григорьев В.Н., Ильинская М.Н., Хераскова Т.Н. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). М.: Наука, 1984. 222 с.].

Khvorova I.V., Voznesenskaya T.A., Zolotarev B.P., Ilyinskaya V.N., Ruzhentsev S.V., 1978b. Sakmarian Allochthonous Formations (Southern Urals). Nauka, Moscow, 225 p. (in Russian) [Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П., Ильинская М.Н., Руженцев С.В. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 225 с.].

Khvorova I.V., Zolotarev B.P., Gusareva A.I., 1972. Microelements in Eugeosynclinal Siliceous Rocks of the Southern Urals. Lithology and Mineral Resources 6, 26–41 (in Russian) [Хворова И.В., Золотарев Б.П., Гусарева А.И. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 6. С. 26–41].

Konyukhov A.I., 1987. Sedimentary Formations in the Continent-Ocean Transition Zones. Nedra, Moscow, 222 p. (in Russian) [Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.].

Kuenen Ph.H., 1937. Experiments in Connection with Daly's Hypothesis of the Formation of Submarine Canyons. Leidse Geologische Mededelingen 8 (2), 327–351.

Leonov M.G., 2024. Geological Correlation of the Mubarak (South Tien Shan) and Podhale (Inner Carpathians) Flysch Basins. Stratigraphy and Geological Correlation 32(3), 201–221. <https://doi.org/10.1134/S0869593824030043>.

Lisitsyn A.P., 1988. Avalanche Sedimentation and Sedimentation Gaps in Seas and Oceans. Nauka, Moscow, 308 p. (in Russian) [Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 308 с.].

Margulis L.S., 2008. Sequence Stratigraphy in Studying the Structure of Sedimentary Covers. Petroleum Geology – Theoretical and Applied Studies 13 (3), 1–26 (in Russian) [Маргулис Л.С. Секвенсная стратиграфия в изучении строения осадочных чехлов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. № 3. С. 1–26].

Metcalf I., 2013. Gondwana Dispersion and Asian Accretion: Tectonic and Palaeogeographic Evolution of Eastern Tethys. Journal of Asian Earth Sciences 66, 1–33.

Murdmaa I.O., 1987. Oceanic Facies. Nauka, Moscow, 300 p. (in Russian) [Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 300 с.].

Nikishin A.M., Almendinger O.A., Mityukov A.V., Posamentier Kh.V., Rubtsova E.V., 2012. Deep-Sea Sedimentary Systems: 3D Seismic Survey- and Field Data-Based Modeling. MAKS Press, Moscow, 109 p. (in Russian) [Никишин А.М., Альмендингер О.А., Митюков А.В., Посаментьер Х.В., Рубцова Е.В. Глубоководные осадочные системы: объемные

модели, основанные на 3D сейсморазведке и полевых наблюдениях. М.: МАКС пресс, 2012. 109 с.].

Pettijohn F., Potter P., Siever R., 1976. Sands and Sandstones. Mir, Moscow, 536 p. (in Russian) [Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.].

Pushcharovsky Yu.M., 1959. Marginal Troughs, Their Tectonic Structure and Evolution. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, 155 p. (in Russian) [Пушчаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 155 с.].

Reading H. (Ed.), 1990. Sedimentary Environments and Facies. Vol. 1. Mir, Moscow, 352 p. (in Russian) [Обстановки осадконакопления и фации / Ред. Х. Реддинг. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.].

Romanovsky S.I., Tarakanov A.S., Berger V.I., 1990. Lithogeodynamical Analysis of Coal-Bearing and Turbidite Formations (Methodological Recommendations). VSEGEI, Leningrad, 115 p. (in Russian) [Романовский С.И., Тараканов А.С., Бергер В.И. Литогеодинимический анализ угленосных и турбидитных формаций (методические рекомендации). Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 115 с.].

Schuster R; Stüwe K., 2010. Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 140, 5–21.

Shebaldin V.P., 2008. Tectonics of the Saratov Region. Saratovneftegeofizika, Saratov, 40 p. (in Russian) [Шебалдин В.П. Тектоника Саратовской области. Саратов: Саратовнефтегеофизика, 2008. 40 с.].

Silva D.B., Cronin B., Çelik H., Goldberg K., Kneller B.C., Gurbuz K., 2020. Evolution of Two Overlapping Sand-Rich Clastic Submarine Fans in the Lower Miocene Adana Basin, Southern Turkey: Contribution from a New Palaeocurrent Analysis. Turkish Journal of Earth Sciences 29 (5), 764–784. <https://doi.org/10.3906/yer-1912-14>.

Syngarevsky P.E., Khafizov S.F., Shimansky V.V., 2015. Deep-Sea Fans and Turbidites. Models, Cyclostratigraphy

and the Use of Extended GIS Technology. Institute of Computer Science, Izhevsk, 480 p. (in Russian) [Сынгареvский П.Е., Хафизов С.Ф., Шиманский В.В. Глубоководные конусы выноса и турбидиты. Модели, циклостратиграфия и применение расширенного комплекса ГИС. Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2015. 480 с.].

Tectonics of North Eurasia, 1980. Explanatory Note to North Eurasia 1:5000000 Scale Tectonic Map. Nauka, Moscow, 223 p. (in Russian) [Тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000. М.: Наука, 1980. 223 с.].

Underwood M.B., Karig D.E., 1980. Role of Submarine Canyons in Trench and Trench-Slope Sedimentation. Geology 8 (9), 423–436. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8%3C432:ROSCIT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8%3C432:ROSCIT%3E2.0.CO;2).

Vassoevich N.B., 1951. Flysch Formation Conditions. Gostoptechizdat, Leningrad–Moscow, 240 p. (in Russian) [Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. Л.–М.: Гостоптехиздат, 1951. 240 с.].

Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Kheraskova T.N., Parasyna V.S., Dnistriansky V.I., Kashirskikh M.F., Ofman I.P., Ivanova N.A., 2013. The Orenburg Tectonic Node: Geological Structure and Oil-and-Gas Potential. In: Yu.A. Volozh, V.S. Parasyna (Eds). Nauchy Mir, Moscow, 261 p. (in Russian) [Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н., Парасына В.С., Днистрьянский В.И., Каширских М.Ф., Офман И.П., Иванова Н.А. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазонасность / Ред. Ю.А. Волож, В.С. Парасына. М.: Научный мир, 2013. 261 с.].

Walkers R.G., 1976. Facies Models. 1 General Introduction. Geoscience Canada 3 (1), 21–24.

Yanshin A.L., Zhiv D.I. (Eds), 1966. Tectonic Map of Eurasia. GUGK, Moscow, 12 sh. (in Russian) [Тектоническая карта Евразии / Ред. А.Л. Яншин, Д.И. Жив. М.: ГУГК, 1966. 12 л.].