

УДК 551.243(574.3)

СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН

© 2018 г. К. Е. Дегтярев^{1,*}, Т. Ю. Толмачева², А. А. Третьяков¹, Н. Б. Кузнецов¹,
Е. А. Белоусова³, Т. В. Романюк⁴

¹Геологический институт РАН, Москва

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

³Australian Research Council (ARC) Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and GEMOC,
Macquarie University, Sydney

⁴Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

*E-mail: degtkir@mail.ru

Поступила в редакцию 12.04.2017 г., получена после доработки 20.05.2017 г.

Рассмотрены данные о строении, возрасте и обстановках формирования ордовикских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов Стерлитамакской, Марьевской и Иманбурлукской структурно-формационных зон западного и северо-западного обрамления Кокчетавского массива Северного Казахстана. Приведены результаты детальных стратиграфических, геохимических и геохронологических исследований опорного разреза ордовика Марьевской зоны. Изученный разрез сложен карбонатными, терригенными, реже вулканогенно-осадочными породами значительного стратиграфического интервала от тремадокского яруса нижнего ордовика до нижней части сандбийского яруса верхнего ордовика. Впервые по конодонтам был установлен ранне-среднеордовикский возраст наиболее древней известняково-доломитовой толщи, ранее условно относившейся к кембрию. Залегающая выше туфогенно-терригенная куприяновская свита теперь относится только к среднему ордовика. Особенности состава литокластических туфов, слагающих ее среднюю часть, позволяют предполагать их формирование в пределах островной дуги. Известняки из низов наиболее молодой терригенно-карбонатной крещеновской свиты отнесены к нижней части сандбийского яруса верхнего ордовика. Изучение возрастов обломочных цирконов из терригенных пород известняково-доломитовой толщи показало, что наиболее вероятным источником сноса при ее формировании являлись раннеопротерозойские кварцито-сланцевые толщи Кокчетавского массива. Установлено, что на протяжении ордовика в северо-западном обрамлении Кокчетавского массива происходила смена обстановок осадконакопления от закрытых лагун к морскому относительно глубоководному бассейну с нормальной соленостью и активной циркуляцией водных масс. На протяжении этого времени отмечался достаточно высокий уровень терригенного сноса, отразившийся в формировании толщ значительной мощности. Общий тренд к углублению обстановок осадконакопления от раннего к позднему ордовика прерывался периодическими поднятиями уровня моря в дапинское и раннедарривильское время.

Ключевые слова: Северный Казахстан, ордовик, терригенно-карбонатные и туфогенно-терригенные толщи, биостратиграфия, конодонты, U–Pb датирование, обломочные цирконы

DOI: 10.7868/S0869592X18040026

ВВЕДЕНИЕ

Ордовикские комплексы в Северном Казахстане широко распространены в западном, южном и восточном обрамлении Кокчетавского докембрийского массива (рис. 1), где они представлены кремнисто-терригенными, терригенными и вулканогенно-осадочными толщами (Четверикова, 1960; Копяткевич, 1967; Никитин, 1972; Геология..., 1987; Решения..., 1991; Цай и др., 2001 и др.). От-

личительной особенностью ордовикских разрезов северо-западного обрамления массива является присутствие мощных пачек карбонатных пород на разных стратиграфических уровнях и небольшие объемы вулканитов (Никитин, 1963, 1972). Возраст этих толщ до сих пор недостаточно обоснован находками органических остатков, полностью отсутствуют данные о составе вулканических пород, природе источников сноса и обстановках форми-

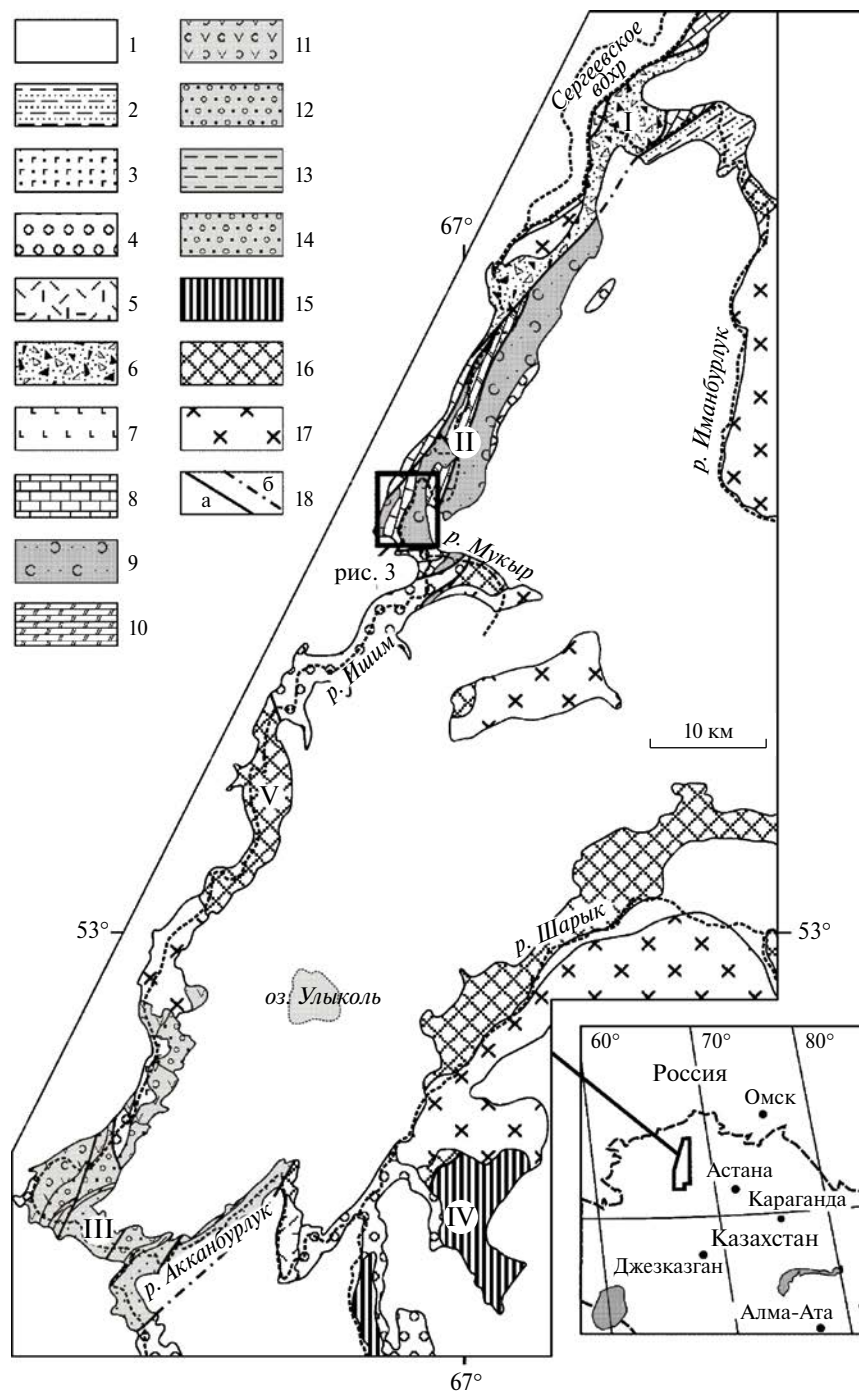


Рис. 1. Схема геологического строения западного обрамления Кокчетавского массива.
 1 – кайнозойские отложения; 2 – терригенные толщи среднего–верхнего триаса, 3 – базальты нижнего триаса; 4 – терригенные и терригенно-карбонатные толщи среднего девона–перми; 5 – риолиты и андезиты нижнего девона; 6, 7 – комплексы Иманбурукской зоны: 6 – олистостромовая толща верхнего ордовика, 7 – кремнисто-базальтовая толща нижнего ордовика; 8–10 – комплексы Марьевской зоны: 8 – крещеновская свита верхнего ордовика, 9 – куприяновская свита среднего ордовика, 10 – известняково-доломитовая толща нижнего–среднего ордовика; 11–14 – верхнеордовикские комплексы Стерлитамакской зоны: 11 – каргайлинская (ставропольская) свита, 12 – бурлукская свита, 13 – есильская свита, 14 – андрюшенская свита; 15 – офиолиты и кремнисто-базальтовые толщи кембрия Чистопольской зоны; 16 – кварцито-сланцевые толщи неопротерозоя Кокчетавского массива; 17 – ранне-среднепалеозойские гранитоиды; 18 – разрывные нарушения. I–IV – раннепалеозойские структурно-формационные зоны: I – Иманбурукская, II – Марьевская, III – Стерлитамакская; IV – Чистопольская; V – Ефимовский блок докембрия.

рования. Цель настоящей статьи – палеонтологические, геохронологические и геохимические исследования ордовикских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Кокчетавского массива.

ПОЛОЖЕНИЕ ОРДОВИКСКИХ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОГО И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

Кокчетавский массив является наиболее крупной структурой каледонид Северного Казахстана и представляет собой изометричный (250×200 км) блок, в строении которого участвуют в основном позднедокембрийские метаморфические комплексы. Нижнепалеозойские образования в пределах массива распространены локально и приурочены в основном к его центральной и восточной частям (Degtyarev et al., 2016). Более 50% площади массива занимают крупные интрузивы ранне-среднепалеозойских гранитоидов. Нижнепалеозойские комплексы широко распространены в обрамлении Кокчетавского массива, где участвуют в строении нескольких структурно-формационных зон. К востоку и северо-востоку от массива расположена Степнякская зона, сложенная ордовикскими вулканогенно-осадочными комплексами. Южное обрамление массива образуют узкая Чистопольская зона, в строении которой участвуют кремнисто-базальтовые комплексы верхнего кембрия и кремнисто-терригенные толщи нижнего–среднего ордовика, и широкая Калмыккульская зона, сложенная верхнеордовикскими флишевыми толщами.

Нижнепалеозойские комплексы западного и северо-западного обрамления Кокчетавского массива слабо обнажены и могут быть изучены только по берегам р. Ишим и ее правых притоков – рек Иманбурлук, Мурур и Акканбурлук (рис. 1). Поэтому данные о площадном распространении многих комплексов и их соотношениях друг с другом ограничены. Характерной чертой региона является широкое проявление позднепалеозойских и мезозойских структурных преобразований, которые существенно усложнили структуру докембрийских и нижнепалеозойских комплексов.

На востоке и северо-востоке рассматриваемого региона большие площади занимают докембрийские образования, участвующие в строении фундамента Кокчетавского массива. Они в основном представлены слабометаморфизованными кварцито-сланцевыми толщами раннего неопротерозоя (кокчетавская серия), более древние риолитовые или базальт-риолитовые комплексы позднего мезопротерозоя (кууспекская и иманбурлукская сви-

ты) занимают меньшие площади (Геология..., 1987; Третьяков и др., 2011; Дегтярев и др., 2015; Degtyarev et al., 2016). Аналоги кокчетавской серии выявлены и в долине р. Ишим в пределах Ефимовского блока, который сложен одноименной толщей метатерригенных пород (рис. 1). Ефимовская свита состоит из многократно чередующихся серицит-хлоритовых, углеродистых и слюдяно-кварцевых сланцев с пачками бластопсаммитовых кварцито-песчаников и редкими прослоями мраморизованных известняков, которые смяты в крупные складки. Мощность всей толщи составляет несколько сотен метров. В терригенных породах присутствуют обломки кианита и циркона, реже турмалина. Породы ефимовской свиты прорваны позднеордовикскими гранитоидами Баксинского плутона, их соотношение с другими докембрийскими и палеозойскими комплексами либо являются тектоническими, либо не обнажены. Возраст ефимовской свиты неизвестен, с наибольшей вероятностью она может быть отнесена к позднему докембрию, на что указывают данные об изотопном составе неодайма метатерригенных пород, свидетельствующие о неоархейском и палеопротерозойском возрастах их источников. По строению разреза и составу пород ефимовская свита близка к кокчетавской серии и может являться ее фациальным аналогом.

Нижнепалеозойские комплексы, распространенные к северу и югу от Ефимовского блока, имеют существенные различия по особенностям структуры, строению разрезов и составу пород.

Южнее этого блока нижнепалеозойские толщи участвуют в строении Стерлитамакской зоны, где они были детально изучены по берегам рек Ишим и Акканбурлук. Здесь развиты только верхнеордовикские терригенные и вулканогенно-осадочные толщи, которые расчленены на несколько свит (Четверикова, 1960; Никитин, 1972; Решения..., 1991). Они смяты в крупные линейные складки северо-восточного простирания, которые сопровождаются крутопадающими продольными взбросами (рис. 1). Соотношения ордовикских толщ с более древними образованиями на обнаженных участках являются тектоническими. В северной части зоны верхнеордовикские вулканиты прорваны гранитоидами Баксинского интрузива и с несогласием перекрыты девонскими и триасовыми толщами (рис. 1).

Характерной особенностью терригенных толщ является субширотная фациальная изменчивость (Четверикова, 1960). В основании видимого разреза Стерлитамакской зоны залегает флишевая андрюшенская свита мощностью более 1500 м (рис. 2). На западе зоны флишевые ритмы образованы в основном песчаниками и алевролитами, реже аргиллитами, а на востоке кроме песчаников и алевролитов присутствуют гравелиты и конгломераты. Органические остатки в породах свиты

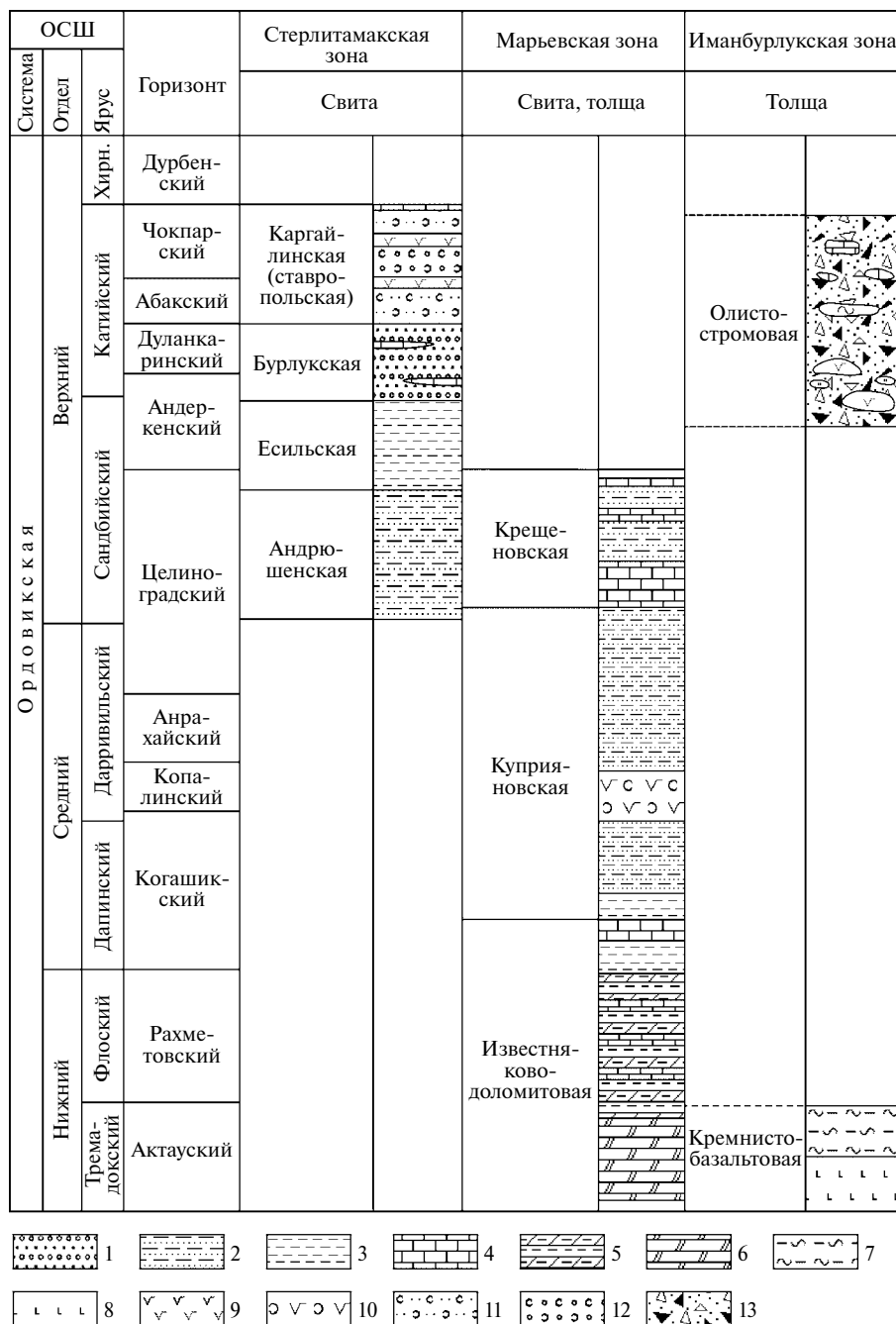


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов ордовика различных зон западного обрамления Кокчетавского массива. 1 — переслаивание песчаников и конгломератов; 2 — переслаивание песчаников и алевролитов; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — известняки; 5 — переслаивание доломитов и доломитистых алевролитов; 6 — доломиты; 7 — кремни и кремнистые алевролиты; 8 — базальты; 9 — андезибазальты; 10 — туфы андезибазальтов; 11 — туфопесчаники; 12 — туфоконгломераты; 13 — олистостром. ОСШ — общая стратиграфическая шкала, Хирн. — хирнантский.

представлены только граптолитами нижней части сандбийского яруса верхнего ордовика. Разрез наращивается тонкообломочной есильской свитой мощностью до 1000–1500 м, которая сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с повышенной известковистостью и тонкой слоистостью (рис. 2). Есильская свита охарактеризована граптолитами средней ча-

сти сандбийского яруса верхнего ордовика. Выше согласно залегает терригенно-карбонатная бурлукская свита мощностью 1500–2000 м. На востоке зоны в разрезе бурлукской свиты преобладают грубозернистые песчаники и конгломераты, а на западе — аргиллиты и алевролиты, реже песчаники. Среди терригенных пород в обеих частях зоны присутствуют прослои и линзы органогенно-обло-

мочных и органогенных известняков мощностью до 100 м. Свита содержит богатый комплекс брахиопод, трилобитов, кораллов и граптолитов верхней части сандбийского яруса—нижней части катийского яруса верхнего ордовика. Разрез Стерлитамакской зоны завершает вулканогенно-осадочная каргайлинская (ставропольская) свита мощностью до 2000 м, сложенная в основном туфопесчаниками и туфоконгломератами с потоками эффузивов средне-основного состава, в верхней части присутствуют прослои известняков (рис. 2). В известняках собраны трилобиты и брахиоподы верхней части катийского яруса верхнего ордовика (Никитин, 1972). Терригенные породы различных свит Стерлитамакской зоны имеют в основном полимиктовый состав и состоят из обломков кварцитов, эффузивов основного и кислого состава, песчаников и алевролитов, яшм, кварца и полевых шпатов. Характерной особенностью грубозернистых песчаников и конгломератов в восточной части зоны является преобладание среди обломков красных яшм, реже встречаются обломки эффузивов и песчаников (Четверикова, 1960).

Особенности строения и состава ордовикских терригенных и вулканогенно-осадочных толщ Стерлитамакской зоны позволяют предполагать, что их формирование происходило в различных обстановках. Накопление флишевой андрюшенской и тонкотерригенной есильской свит происходило в крупном относительно глубоководном бассейне, продолжавшемся на восток в пределы Калмыккульской зоны, где широко распространены аналогичные верхнеордовикские терригенные толщ. В конце сандбийского века отмечалось существенное обмеление бассейна, которое отразилось в появлении органогенных известняков и грубообломочных пород. Во время накопления терригенных толщ источники сноса располагались на северо-востоке и востоке — в пределах Кокчетавского массива и Чистопольской зоны. Во второй половине катийского века широкое развитие получили вулканогенно-осадочные толщ островодужного типа.

К северу от Ефимовского блока располагается Марьевская зона, ордовикские образования которой изучались авторами в последние годы. Они протягиваются в северо-северо-восточном направлении на 60 км полосой шириной не более 6–7 км. На этой территории широко распространены карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные толщ, смятые в узкие линейные складки субмеридионального простирания, которые сопровождаются продольными взбросами. Стратиграфических соотношений нижнепалеозойских толщ Марьевской зоны с докембрийскими образованиями Кокчетавского массива не установлено, в то же время их обнажения расположены в непосредственной близости друг от друга (низовья р. Мукур), но контакты являются тектоническими (рис. 1). Поэ-

тому, учитывая состав комплексов этой зоны, они могут быть отнесены к образованиям чехла Кокчетавского массива (см. ниже).

Северо-восточнее Марьевской зоны расположена Иманбурлукская зона, в строении которой также участвуют ордовикские комплексы (рис. 1). По строению и составу они резко отличаются от разновозрастных образований соседних зон и были изучены авторами в низовьях р. Иманбурлук только недавно (Degtyarev et al., 2016; Толмачева и др., 2016).

Комплексы Иманбурлукской зоны располагаются структурно выше образований Марьевской зоны и надвинуты на них, хотя в большинстве случаев контакты не обнажены. Самой древней в этой зоне является кремнисто-базальтовая толща, занимающая наиболее высокое структурное положение. Она слагает небольшую тектоническую пластину, которая подстилается мощной олистостромовой толщей (рис. 1). Кремнисто-базальтовая толща сложена афировыми подушечными базальтами с очень редкими прослоями красных яшм и имеет мощность несколько сот метров. В верхней части ее разреза залегает пачка чередующихся красных и зеленых кремнистых алевролитов, туффитов, кремней и яшм мощностью не более 50 м, в которых собраны конодонты самых верхов тремадокского яруса нижнего ордовика (рис. 2). Особенности состава базальтов позволяют предполагать, что формирование кремнисто-базальтовой толщи происходило в надсубдукционных обстановках в задуговом бассейне с корой океанического типа (Degtyarev et al., 2016).

Олистостромовая толща подстилает кремнисто-базальтовый аллохтон и тектонически перекрывает карбонатные породы Марьевской зоны (рис. 1). В ее нижней части преобладают крупные отторженцы эффузивов среднего и средне-основного состава, погруженные в матрикс из красных неслоистых алевролитов, полимиктовых песчаников и мелкогалечных конгломератов, редко встречаются небольшие глыбы красных и зеленых кремнистых туффитов и кремней. В верхах разреза преобладают пестроцветные полимиктовые песчаники, конгломераты и осадочные брекчии, содержащие редкие глыбы и крупные (до 100 м) отторженцы серых кремней и фтанитов, а также валуны и небольшие глыбы серых и розовых известняков. В глыбах присутствуют разновозрастные органические остатки: в кремнях — конодонты верхнего кембрия, нижней и верхней частей флоского яруса нижнего ордовика, в известняках — конодонты самых верхов флоского яруса нижнего ордовика, дапинского яруса и низов дарривильского яруса среднего ордовика, а также верхней части среднего ордовика—верхнего ордовика. Возраст пород, слагающих глыбы в олистостромовой толще, позволяет считать, что ее накопление происходило в конце позднего ордовика (рис. 2). Породы, сла-

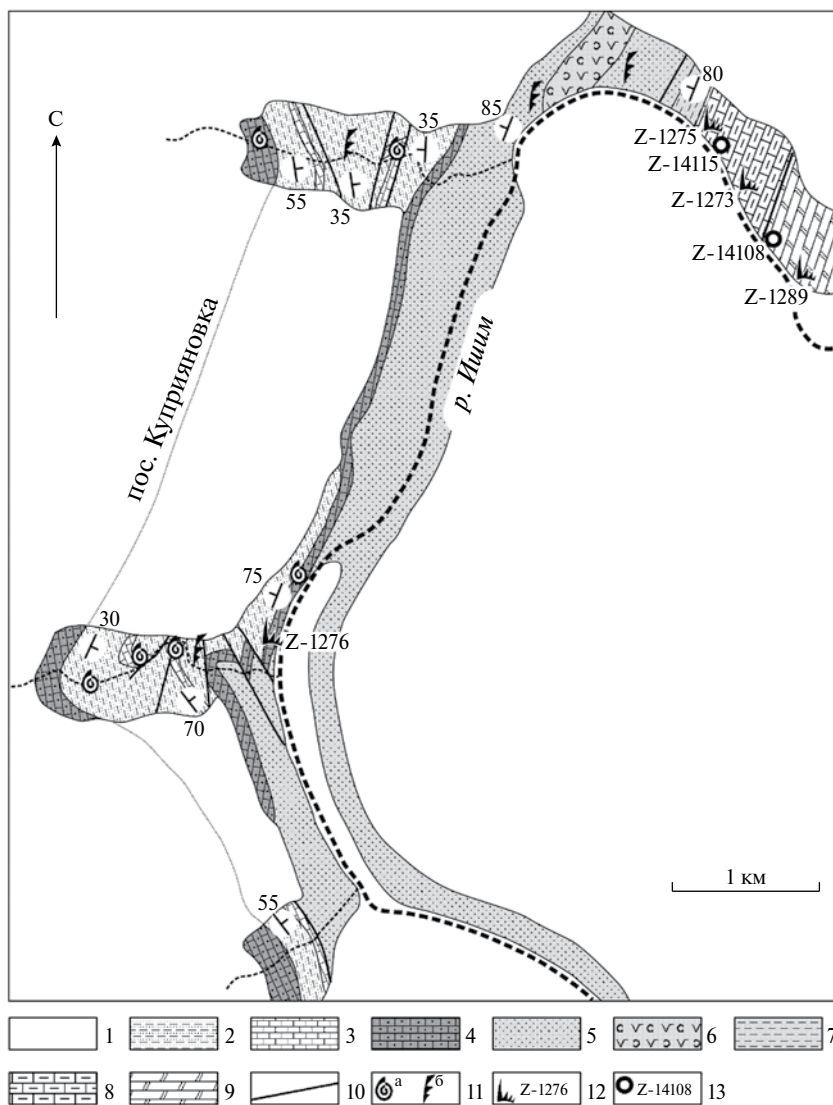


Рис. 3. Схема геологического строения окрестностей пос. Куприяновка (по Никитин, 1972, с дополнениями). 1 – кайнозойские отложения; 2–4 – крещеновская свита верхнего ордовика: 2 – переслаивание песчаников и алевролитов, 3 – горизонты и линзы известняков, 4 – маркирующая пачка тонкоплитчатых известняков в основании разреза свиты; 5–7 – куприяновская свита среднего ордовика: 5 – песчаники и алевролиты, 6 – литокластические туфы средне-основного состава, 6 – черные алевролиты и мелкозернистые песчаники; 8, 9 – известняково-доломитовая толща нижнего–среднего ордовика: 8 – верхняя пачка, 9 – нижняя пачка; 10 – разрывные нарушения; 11 – местонахождения органических остатков (по Никитин, 1972): а – брахиопод и трилобитов, б – граптолитов; 12 – местонахождения конодонтов и их номера; 13 – места отбора проб для изучения обломочных цирконов и их номера.

гающие глыбы в олистостромовой толще, в коренном залегании в пределах Кокчетавского массива и его западного обрамления не известны. Поэтому предполагается, что формирование олистострома происходило в конце ордовика за счет разрушения кремнистых и вулканогенно-осадочных комплексов верхней части кембрия–нижнего ордовика и карбонатной последовательности, охватывающей интервал от верхов нижнего до среднего/верхнего ордовика и расположенной к северо-западу от рассматриваемого региона (Толмачева и др., 2016).

В целом комплексы Марьевской зоны образуют мощную (до 5–6 км) крутопадающую на северо-запад тектоническую пластину, которая располагается между докембрийскими образованиями Кокчетавского массива и ордовикскими комплексами Иманбурлукской зоны. Внутренняя структура этой пластины определяется линейными складками, имеющими в основном восточную vergentность и осложненными крутыми продольными взбросами.

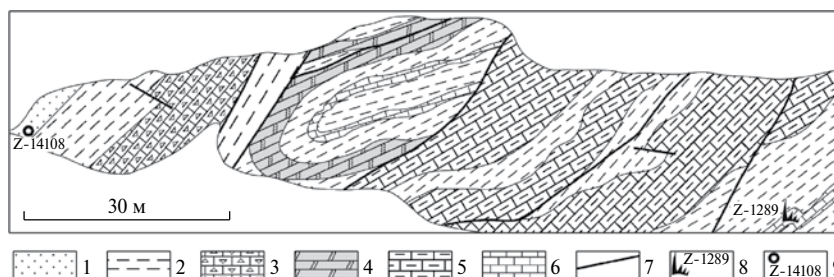


Рис. 4. Геологический разрез нижней пачки известняково-доломитовой толщи по левому берегу р. Ишим восточнее пос. Куприяновка.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – осадочные брекчии из обломков доломитов и доломитистых алевролитов; 4 – доломиты; 5 – желтые доломиты и доломитистые алевролиты; 6 – серые и фиолетовые известняки; 7 – разрывные нарушения; 8 – местонахождение конодонтов и его номер; 9 – место отбора пробы для изучения обломочных цирконов и ее номер.

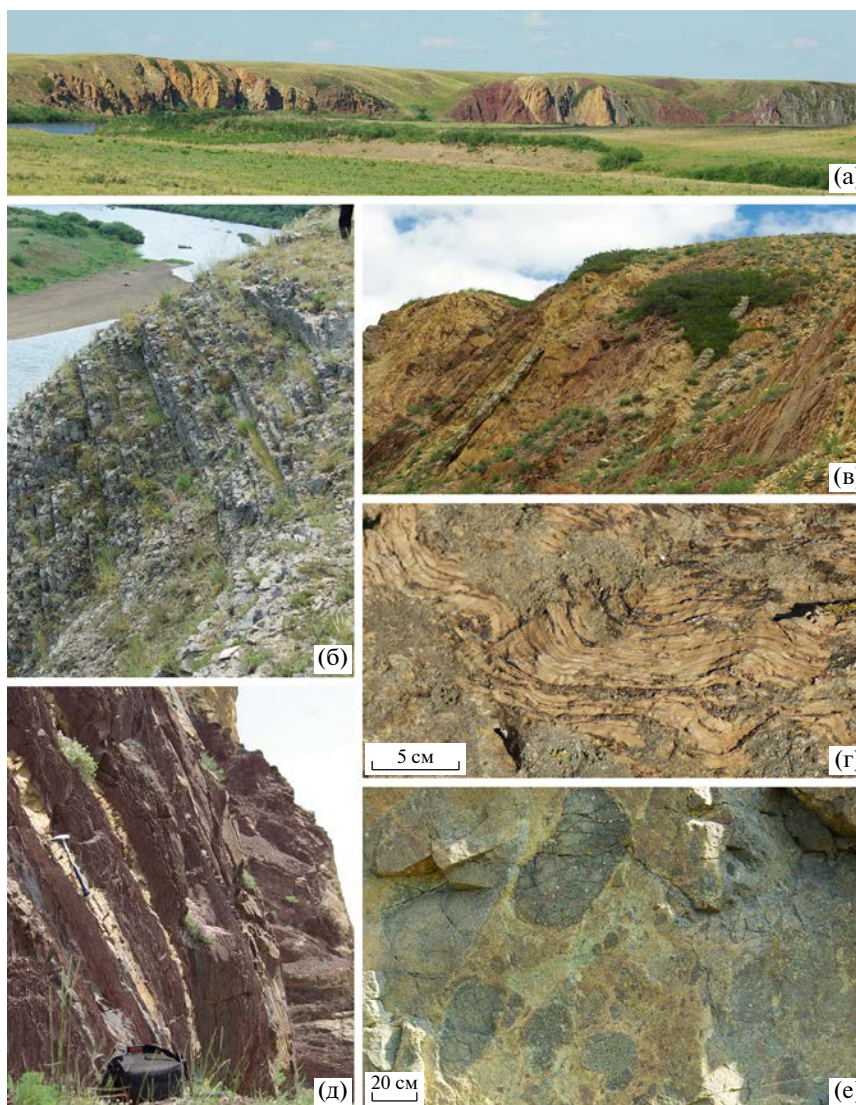


Рис. 5. Характер обнажений и типы пород ордовикских толщ Марьевской зоны.

(а) – общий вид обнажений нижней подсвиты куприяновской свиты по правому берегу р. Ишим к востоку от пос. Куприяновка; (б) – переслаивание тонкоплитчатых известняков в нижней части крещеновской свиты; (в) – прослой известняков среди доломитистых алевролитов и доломитизированных известняков в верхней пачке известняково-доломитовой толщи; (г) – строматолитовые постройки в верхней части известняково-доломитовой толщи; (д) – переслаивание песчаников и алевролитов нижней подсвиты куприяновской свиты; (е) – литокластические туфы средней подсвиты куприяновской свиты.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ МАРЬЕВСКОЙ ЗОНЫ

В строении ордовикских комплексов марьевской зоны принимают участие карбонатные, терригенные и вулканогенно-осадочные толщи, которые расчленяются снизу вверх на известняково-доломитовую толщу, куприяновскую и крещеновскую свиты (Никитин, 1963, 1972; Решения..., 1991). Их наиболее полные разрезы обнажены по обоим берегам р. Ишим в районе пос. Куприяновка и Крещенка (рис. 3).

Известняково-доломитовая толща выделена И. Ф. Никитиным (Никитин, 1963, 1972) и залегает в основании видимого разреза. Ее контакты с более древними комплексами не известны. Опорный разрез этой толщи изучен в обрывах левого берега р. Ишим в 3.5 км к востоку от пос. Куприяновка. Кроме того, отдельные фрагменты толщи изучались по левому берегу р. Ишим к югу от пос. Крещенка. В разрезе толщи выделяются две пачки, имеющие тектонические соотношения друг с другом.

Породы нижней пачки образуют моноклиналь с падениями на северо-запад под углами 60° – 80° , нарушенную продольными разломами, а на отдельных участках лежащими складками (рис. 4). Низы видимого разреза этой пачки образованы желтыми массивными доломитами, доломитовыми брекчиями и доломитистыми алевролитами с прослоями строматолитовых известняков. Северо-западнее обнажены смятые в лежащую складку желтые массивные доломиты, чередующиеся с бордовыми алевролитами с прослоями фиолетовых известняков. Далее к северо-западу моноклинально залегают желтые известковистые алевролиты, доломитовые брекчии, которые вверх по разрезу сменяются алевролитами и кварцевыми песчаниками. Общая мощность нижней пачки не превышает 100–150 м.

Верхняя пачка имеет более простую структуру, ее породы залегают моноклинально с крутыми (50° – 80°) падениями на северо-запад и лишь иногда нарушены продольными взбросами, которые выражены зонами брекчирования. Большая часть разреза верхней пачки мощностью 500–520 м сложена монотонными желтовато-серыми доломитистыми алевролитами, отдельными пластами красноватых доломитизированных известняков, среди которых присутствуют редкие линзовидные прослои серых пелитоморфных водорослевых известняков мощностью от 0.2 до 2 м (рис. 5в, 5г). На плоскостях напластования красных доломитизированных известняков отмечаются знаки волновой ряби и многоугольники усыхания (Никитин, 1963). Далее разрез наращивается красными алевролита-

ми, которые сменяются желтыми известковистыми и доломитистыми тонкослоистыми алевролитами. Мощность пачки алевролитов достигает 120–130 м, в ее нижней части встречаются горизонты мелкозернистых кварцевых песчаников мощностью от 0.5 до 4 м. Разрез известняково-доломитовой толщи завершается горизонтом темно-серых пелитоморфных плитчатых известняков мощностью 5 м.

Общая мощность известняково-доломитовой толщи превышает 800 м. Она согласно перекрывается черными углеродистыми алевролитами основания куприяновской свиты.

Из известняков основания нижней пачки (проба Z-1289) и из тонкого прослоя известняков среди доломитистых алевролитов в низах верхней пачки (проба Z-1273) выделены неидентифицируемые до вида элементы рода *Drepanodus*. Из серых пелитоморфных известняков, залегающих в кровле толщи (проба Z-1275), выделены элементы вида *Periodon flabellum* (рис. 6, табл. I).

Ранее по положению в разрезе известняково-доломитовая толща условно относилась к кембрию (Никитин, 1963, 1972; Решения..., 1991). Однако согласно новым находкам конодонтов ее возраст может быть определен в интервале от второй половины тремадокского века раннего ордовика до первой половины дапинского века среднего ордовика.

Туфогенно-терригенная куприяновская свита выделена И. Ф. Никитиным (Никитин, 1963, 1972). Она согласно залегает на известняково-доломитовой толще и может быть разделена на три подсвиты: нижнюю терригенную, среднюю туфогенную и верхнюю терригенную.

Нижняя подвита в основном залегают моноклинально с крутыми (50° – 75°) падениями на северо-запад. Ее разрез начинается с пачки чередующихся черных листоватых аргиллитов и алевролитов с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников мощностью около 100 м. Вблизи подошвы этой пачки прерывисто прослеживается горизонт онколитовых известняков мощностью 2 м, который может являться оползневым телом, залегающим внутри терригенного разреза. Далее разрез наращивается пачкой чередующихся пластов (до 50 см) средне-крупнозернистых мезо- и олигомиктовых кварцевых песчаников и алевролитов, которые сменяются алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Алевролиты и мелкозернистые песчаники часто красноватые, однако в ряде случаев видно, что такая окраска пород является вторичной, так как изменение цвета может происходить в пределах одного пласта. Мощность этой части разреза составляет не менее 150 м, но точная оценка затруднена (рис. 5а, 5д).

Характерной особенностью этой части разреза является приуроченность к ней нескольких силлов клинопироксеновых миндалекаменных базальтов мощностью до 1 м, деформированных в складки вместе с вмещающими терригенными породами. Выше залегает пачка известковистых алевролитов с горизонтом доломитизированных известняков (15–20 м), которая перекрыта темно-зелеными алевролитами и аргиллитами (45 м), сменяющимися пачкой косослоистых кварцевых песчаников и алевролитов (25 м). Общая мощность нижней подсвиты составляет около 350 м.

Средняя подсвита имеет однородный состав и сложена грубыми литокластическими туфами основного и средне-основного состава мощностью около 200 м (рис. 5е). Цемент этих пород образован кристаллокластическими туфами основного состава, а обломки размером до 1.5 м представлены порфиоровыми клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами и амфибол-плагиоклазовыми андезибазальтами.

Верхняя подсвита сложена зеленовато-серыми и зелеными полимиктовыми песчаниками и алевролитами с тонкими прослоями и линзами грубозернистого песчаника мощностью около 300 м. Контакт этих пород с туфами средней подсвиты, вероятно, имеет тектонический характер.

Общая мощность куприяновской свиты составляет около 800–1000 м. Она согласно перекрыта известняками основания крещеновской свиты.

В песчаниках верхней части нижней подсвиты собраны граптолиты *Expansograptus ex. gr. extensus* (Hall) второй половины дапинского века, а в песчаниках нижней части верхней подсвиты – граптолиты *Glyptograptus dentatus* Brong, *Climatograptus ex. Gr. micromacoris* Keller, *Glossograptus sp.*, *Corymbograptus sp.* Salter раннего дарривилья (Никитин, 1963, 1972) (рис. 3, 6).

Ранее куприяновская свита относилась к нижнему ордовику – нижней части лланвирнского яруса среднего ордовика (Никитин, 1963, 1972; Решения..., 1991). Согласно новым находкам конодонтов в подстилающей известняково-доломитовой толще, возраст куприяновской свиты охватывает интервал от второй половины дапинского века среднего ордовика до начала сандбийского века позднего ордовика. Ее верхний возрастной предел может условно сопоставляться с границей среднего и верхнего ордовика (рис. 6).

Терригенно-карбонатная крещеновская свита выделена И. Ф. Никитиным (Решения..., 1991), ранее рассматривалась в качестве одного из типов разреза андрюшенской свиты (Никитин, 1972).

Крещеновская свита сложена серыми и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами и се-

рыми органогенными известняками общей мощностью 600–800 м. В основании ее разреза залегает мощная (около 50 м) пачка буровато-серых массивных и плитчатых известняков с прослоями органогенно-детритовых онколитовых разностей и калькаренитов (рис. 5б). В нижней части карбонатной пачки глинистые известняки переслаиваются с желтовато-серыми известковистыми алевролитами. В известняках наблюдается большое количество органических остатков, в том числе брахиопод, трилобитов и кораллов. Известняки перекрыты ритмично переслаивающимися зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками и зелеными алевролитами мощностью 40 м. Далее разрез наращивается серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с мощными (до 150 м) пачками серых комковатых известняков.

В известняках, залегающих в основании разреза крещеновской свиты, в начале 60-х годов XX века были собраны брахиоподы и единичные, определенные до рода трилобиты (Никитин, 1963). Позднее из этого местонахождения были описаны брахиоподы надсемейств *Strophomenacea* и *Triplesia* (Никитин, Попов, 1985). Эта эндемичная фауна, включающая *Plectorthis numerosa* Nikitin et Popov, *Titanambonites magnus* Nikitin, *Ishimia ishimensis* Nikitin, *I. radiate* Nikitin, *Shlyginia declivis* Nikitin et Popov, *Sowerbyella verecunda* Nikitin et Popov, *Strophomena digna* Nikitin et Popov, *Macrocoelia platys* Cooper, *Esilia tshetverikovae* Nikitin et Popov, *Triplesia globosa* Nikitin et Popov, была определена как относящаяся к целиноградскому горизонту верхов среднего–низов верхнего ордовика (Никитин, Попов, 1985). Нами в этих известняках (пробы Z-1276, Z-14103) были найдены конодонты *Panderodus cf. P. gracilis*, *Protopanderodus? nogamii*, *Belodina cf. B. compressa*, *Dapsilodus sp.*, *Protopanderodus sp.?*, *Triangulodus sp.*, характерные для сандбийского яруса верхнего ордовика (рис. 6, табл. I).

В средней части разреза свиты в известняках обнаружен прослой с брахиоподами *Triplesia globosa* Nikitin et Popov, 1985 (Никитин, Попов, 1985), а в мелкозернистых песчаниках самой верхней части свиты собраны граптолиты *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), *G. artschalensis* Pavlinov, брахиоподы *Plectorthis numerosa* Popov, *Lehimia ishimensis* Nikitin, *Titanambonites magnus* Nikitin, *Esilia tohetvericovae* Nikitin et Popov и другие формы, отнесенные к нижней части лландейльско-го яруса (верхи дарривильского яруса) (Никитин, 1963, 1972). Нами в средней и верхней частях разреза крещеновской свиты новых находок органических остатков, в том числе конодонтов, хорошей сохранности обнаружено не было. Известняки здесь представлены в основном водорослевыми, реже криноидными разностями с редкими остатками трилобитов.

Таблица I



Таблица 1. Конодонты из карбонатов известняково-доломитовой толщи и крещеновской свиты.

1, 2, 12 – *Protopanderodus? nogamii* (Lee, 1975): 1 – S-элемент, проба Z-14103, экз. СМ 1/11467 (×68); 2 – Pa-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×100), 12 – S-элемент, проба Z-14103, экз. СМ 1/11467 (×57); 3–5, 10, 11 – *Panderodus cf. P. gracilis*: 3 – P-элемент, проба Z-14103, экз. СМ 1/11467 (×120); 4 – P-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×132); 5 – P-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×97); 10 – S-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×65); 11 – S-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×67); 6 – *Belodina sp.*, S-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×45); 7, 8, 9, 13 – *Belodina compressa* (Branson et Mehl, 1933): 7 – M-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×76); 8 – S-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×89); 9 – S-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×85); 13 – S-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×56); 14 – *Triangulodus sp.*, M-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×44); 15, 18 – *Periodon flabellum* Lindstrom, 1955: 15 – Sb-элемент, проба Z-1275, экз. СМ 1/11467 (×59); 18 – Sc-элемент, проба Z-1275, экз. СМ 1/11467 (×75); 16 – *Drepanodus sp.*, S-элемент, проба Z-1289, экз. СМ 1/11467 (×67); 17 – *Drepanodus sp.*, S-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×58); 19 – *Dapsilodus sp.*, S-элемент, проба Z-1276, экз. СМ 1/11467 (×77).

Новые данные по конодонтам из известняков нижней части крещеновской свиты, указывающие на ее сандбийский (позднеордовикский) возраст, противоречат лландейльскому (среднеордовикскому) объему свиты, установленному по граптолитам и брахиоподам в 60–70-х годах XX века и вошедшему в региональную стратиграфическую схему Казахстана (Решения..., 1991). Однако для уверенного изменения возраста крещеновской свиты не хватает новых данных о возрасте терригенных и карбонатных пород ее верхней части.

ФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Ордовикские комплексы северо-западного обрамления Кокчетавского массива в целом слабо охарактеризованы находками органических остатков. Раковинная фауна присутствует только в биокластических известняках крещеновской свиты верхнего ордовика и представлена эндемичными таксонами, которые с большой долей условности позволяют определить возраст вмещающих отложений (Никитин, 1974; Никитин, Попов, 1985; Nikitin et al., 2006). Поэтому ранее возраст куприяновской и крещеновской свит определялся на основании находок граптолитов в терригенных породах на нескольких стратиграфических уровнях (Никитин, 1963, 1972; Цай, 1974).

Попытки извлечения конодонтов из известняков и доломитов в различных толщах показали, что они в этих породах также встречаются редко. Из пород известняково-доломитовой толщи, залегающей в основании видимого разреза и ранее фаунистически не охарактеризованной, было отобрано 12 проб, но только в трех были обнаружены единичные элементы *Periodon flabellum* и *Drepanodus sp.* (рис. 6). В биокластических известняках крещеновской свиты также обнаружено 50 конодонтовых элементов, среди которых доминируют *Panderodus cf. P. gracilis*, а остальные таксоны представлены лишь несколькими элементами. Все конодонты

имеют хорошую сохранность и невысокие индексы окраски (CAI 2), соответствующие термальному прогреву отложений не выше 150°.

Находки конодонтов позволили определить, что известняково-доломитовая толща, которая ранее условно относилась к кембрию, охватывает интервал нижнего ордовика–низов среднего ордовика. Стратиграфический диапазон известняков основания крещеновской свиты, установленный по брахиоподам как соответствующий целиноградскому горизонту (верхи среднего–низы верхнего ордовика), по конодонтам сужается до его верхней части, которая сопоставляется с нижней частью сандбийского яруса верхнего ордовика.

Бедность конодонтового комплекса позволяет дать лишь приблизительную оценку его палеофаунистической и палеогеографической характеристики. *Periodon flabellum* и *Drepanodus sp.*, обнаруженные в известняках известняково-доломитовой толщи, типичны для пелагических глубоководных обстановок и значительно реже присутствуют в мелководных фациях. Комплекс конодонтов крещеновской свиты с доминированием элементов *Panderodus* и хиолиновых элементов? *Triangulodus sp.* характерен для мелководных отложений тепловодных морей и с точки зрения биогеографической приуроченности не отличается от других мелководно-морских комплексов Казахстана, относящихся к Австрало-Азиатской провинции (Толмачева, 2014).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН, а содержаний элементов-примесей – в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН методом ICP-MS (относительная погрешность 5–10%).

Выделение аксессуарных цирконов для U–Th–Pb геохронологических исследований проводилось по

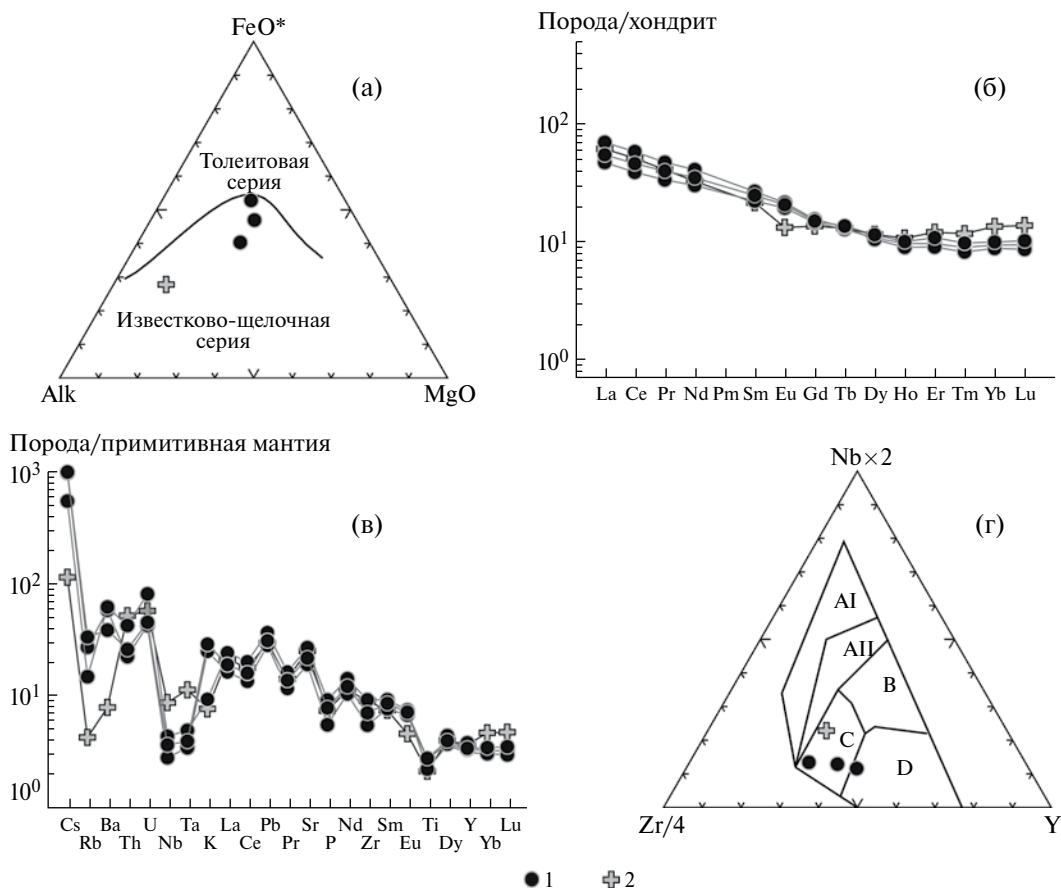


Рис. 7. (а) Диаграмма AFM (Irvine et al., 1971), (б) графики распределения PЗЭ, нормированных по хондриту (Sun, McDonough, 1989), (в) мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), (г) диаграмма Zr/4–Nb×2–Y для литокластических туфов средней подсветы куприяновской свиты.

1 – обломки пород в литокластических туфах, 2 – цемент литокластических туфов. Рис. 7г: AI, AII – поля внутриплитных щелочных и толейтовых базальтов, B – базальты типа E-MORB, D – базальты типа N-MORB, C – базальты вулканических дуг (Meschide, 1986).

стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение морфологических особенностей циркона осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа CAMEBAX SX50 в режиме катодолюминесценции.

U–Th–Pb геохронологические исследования цирконов выполнены методом LA-ICP-MS в Университете Маквори, Сидней, Австралия по методике (Jackson et al., 2004). Была использована система лазерной абляции New Wave/Merchantek LUV213, совмещенная с ICP масс-спектрометром Agilent 7500s. Диаметр кратера составлял 40 мкм. Калибровка производилась по стандартному циркону Red JG (Jackson et al., 2004). Для контроля качества аналитических данных использовались стандартные цирконы Mud Tank (Black, Gulson, 1978; Yuan et al., 2008) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995; Yuan et al., 2008). Для них в ходе исследований получены следующие средние конкордантные оценки возраста (млн лет): Mud Tank = 723.5 ± 4.5 ($n = 19$),

91500 = 1065.3 ± 17.1 ($n = 20$) и Red JG = 600.5 ± 3.7 ($n = 75$), которые находятся в хорошем соответствии с оценками возраста, полученными U–Pb методом (ID-TIMS) (Yuan et al., 2008). Обработка экспериментальных данных производилась с помощью программы GLITTER 4.0 (GEMOC).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические породы слагают разного размера обломки в грубых литокластических туфах средней подсветы куприяновской свиты. Изучение химического состава обломков эффузивов и цементирующего их кристаллокластического туфа показало, что они соответствуют базальтам, трахизальтам и андезитам. Породы характеризуются низкими и умеренными содержаниями K₂O и TiO₂ и относятся к известково-щелочной серии

(рис. 7а). Вулканиды и туфы куприяновской свиты обладают дифференцированным распределением РЗЭ (рис. 7б) с незначительным обогащением легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 4.3-7.7$) при отсутствии Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 0.7-1.08$). Для них характерно обеднение высокозарядными элементами (Nb, Ta, Ti, Zr) на фоне обогащения крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Th, U), что типично для набсубдукционных комплексов (рис. 7в). Дискриминационная диаграмма $Zr/4-Nb \times 2-Y$, на которой вулканиды и туфы попадают в поле базальтов островных дуг, подтверждает отнесение этих пород к островодужным образованиям (рис. 7г) (Meschide, 1986).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Обломочные цирконы были извлечены из песчаников, образующих маломощные прослои среди карбонатных пород ниже-среднеордовикской известняково-доломитовой толщи. Песчаники представлены мелко-среднезернистыми кварцевыми разностями с карбонатно-кремнистым цементом. Среди акцессорных минералов наиболее распространены циркон, рутил и турмалин.

Проба Z-14108 ($53^{\circ}20'38.6''$ с.ш., $67^{\circ}01'08.8''$ в.д.) отобрана из песчаников нижней части разреза известняково-доломитовой толщи (рис. 3, 4, 6). Из пробы было выделено 141 зерно цирконов, имеющих разные цветовые оттенки и размеры. Большинство зерен имеет размер менее 50 мкм и только 15 зерен – около 100 мкм. Все зерна хорошо окатанные, во многих случаях трещиноватые, содержат включения и в отдельных зонах метамиктизированы.

Выполнены U–Th–Pb исследования 102 зерен циркона и получено 108 конкордантных оценок возраста. Среди полученных результатов минимальный конкордантный возраст составляет 742 ± 4 млн лет, а максимальный – 2805 ± 20 млн лет.

На кривой плотности вероятности конкордантные возрасты обломочных цирконов из пробы Z-14108 образуют четыре отчетливые группы: позднемезопротерозойскую с диапазоном возраста от 1027 ± 72 до 1193 ± 31 млн лет и отчетливыми максимумами 1125 (доминирующий) и 1172 млн лет; раннемезопротерозойскую с возрастными интервалами от 1227 ± 24 до 1569 ± 42 млн лет и максимумами 1332 и 1453 млн лет (доминирующий); позднепалеопротерозойскую с диапазоном возрастов от 1602 ± 15 до 2019 ± 19 млн лет с несколькими максимумами: 1682, 1745, 1816 (не отчетливый) и 1880 млн лет (доминирующий); архейскую с возрастными интервалами от 2506 ± 14 до

2805 ± 20 млн лет с пиком 2688 млн лет. Среди всех максимумов наиболее значительным является максимум 1453 млн лет. Также имеются единичные неопротерозойские оценки возраста в диапазоне $742 \pm 4-761 \pm 6$ млн лет (рис. 8а).

Проба Z-14115 ($53^{\circ}21'05.5''$ с.ш., $67^{\circ}00'40.7''$ в.д.) отобрана из песчаников верхней части разреза известняково-доломитовой толщи (рис. 3, 6). Из пробы было выделено 144 зерна цирконов разнообразных цветовых оттенков и размеров. Большинство зерен имеет размер 50–80 мкм и только несколько около 100 мкм. Все зерна хорошо окатанные. U–Th–Pb исследования были проведены для 112 зерен циркона и получено 87 конкордантных оценок возраста. Минимальный конкордантный возраст составляет 807 ± 6 млн лет, а максимальный – 2811 ± 21 млн лет.

На кривой плотности вероятности конкордантные возрасты обломочных цирконов из пробы Z-14115 образуют отчетливые группы: поздне-мезопротерозойскую с возрастными интервалами от 1031 ± 27 до 1187 ± 35 млн лет с двумя сближенными максимумами 1085 и 1170 (доминирующий) млн лет; раннемезопротерозойскую с диапазоном

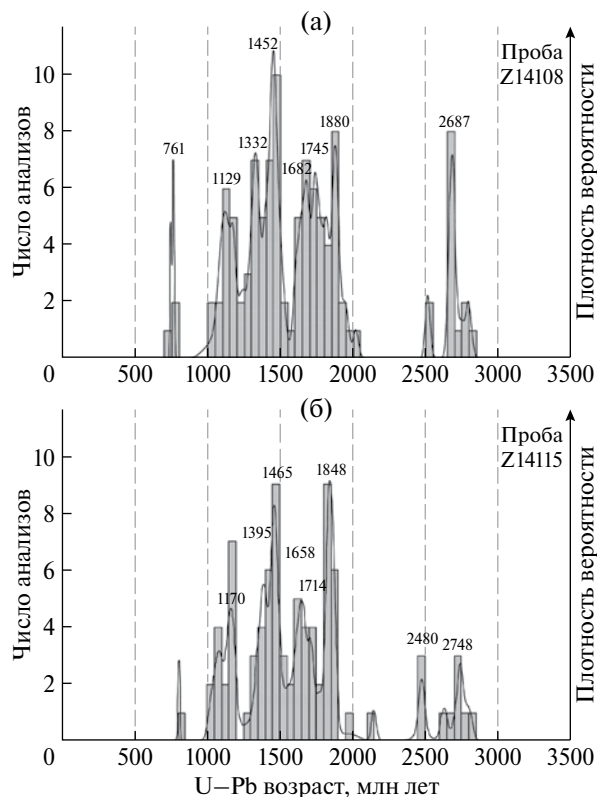


Рис. 8. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из песчаников известняково-доломитовой толщи. (а) – нижняя пачка (проба Z-14108), (б) – верхняя пачка (проба Z-14115).

возрастов от 1274 ± 39 до 1596 ± 22 млн лет и максимумами 1394 и 1465 млн лет; позднепалеопротерозойскую с возрастными интервалами 1613 ± 30 до 1876 ± 22 млн лет и максимумами 1658, 1714, 1848 млн лет (доминирующий); раннепалеопротерозойскую, которая представлена тремя оценками возраста с узким диапазоном от 2473 ± 42 до 2483 ± 21 млн лет и максимумом ~ 2480 млн лет; архейскую с возрастными интервалами от 2631 ± 19 до 2811 ± 21 млн лет и максимумом 2745 млн лет. Среди всех максимумов наиболее значимыми являются 1465 и 1848 млн лет. Кроме того, имеются единичные неопротерозойские (807 ± 6 млн лет) и раннепалеопротерозойские (1972 ± 65 и 2146 ± 16 млн лет) оценки возраста (рис. 8б).

Совместное рассмотрение результатов геохронологического изучения обломочных цирконов из проб Z-14115 и Z-14108. В общей сложности были проанализированы 227 зерен циркона из указанных выше проб. Все изученные зерна в основном имеют размеры 50–80 мкм, реже 100 мкм и более, они

отличаются хорошей окатанностью. Для этих цирконов получены 195 оценок возраста с приемлемой степенью дискордантности.

Визуальное сравнение гистограмм и кривых плотности вероятности для обеих проб показывает их большое сходство. Возрастные границы мезопротерозойских, палеопротерозойских и архейских групп, пропорции количества цирконов между этими группами очень близки. Небольшие различия имеются только в оценках возраста единичных цирконов и значениях возрастных максимумов. Количественное сопоставление полученных геохронологических данных для двух проб по программе “Overlap – Similarity Programm” (Gehrels, 2012) подтвердило это: сходство наборов возрастов обломочных цирконов из песчаников разных частей разреза известняково-доломитовой толщи нижнего–среднего ордовика составляет 0.866, а перекрытие – 0.863.

Конкордантные возрасты суммарного набора обломочных цирконов из обеих проб находятся в интервале от 742 ± 4 ($D = 6.5\%$) до 2811 ± 21 млн лет ($D = 5.8\%$).

В суммарном наборе присутствуют 4 неопротерозойских, 95 мезопротерозойских (48.7% от всех полученных значений), 75 палеопротерозойских (38.5%) и 21 архейская (10.8%) оценки возраста.

Неопротерозойские оценки возраста на кривой плотности вероятности образуют три сближенных максимума: 743, 761 (доминирует) и 809 млн лет. Позднемезопротерозойская группа оценок возраста охватывает диапазон от 1027 ± 72 до 1236 ± 21 млн лет с максимумом 1168 млн лет. Раннемезопротерозойская группа имеет диапазон оценок возраста от 1262 ± 20 до 1569 ± 42 млн лет с максимумами 1460 (доминирующий) и 1345 млн лет. Позднепалеопротерозойская группа с интервалом оценок возраста от 1592 ± 22 до 1972 ± 65 млн лет имеет максимумы 1668 и 1863 млн лет (доминирующий). Наиболее древняя палеопротерозойская группа представлена тремя оценками возрастов в узком диапазоне от 2473 ± 42 до 2483 ± 21 млн лет, которые вместе с позднеархейскими оценками возраста образуют максимум ~ 2514 млн лет. Другие архейские оценки возраста образуют компактную группу с диапазоном от 2631 ± 19 до 2811 ± 21 млн лет и отчетливым максимумом 2693 млн лет (рис. 9а).

Возможные источники сноса обломочных цирконов. Как показывают результаты U–Pb геохронологических исследований, все обломочные цирконы в песчаниках известняково-доломитовой толщи имеют докембрийские оценки возраста. Учитывая структурное положение ордовикских толщ Марьевской зоны, источники сноса докембрийских цирконов могли располагаться только восточнее – в пределах Кокчетавского массива. Здесь широко распространены верхнедокембрийские кварцито-сланцевые толщи (кокчетавская

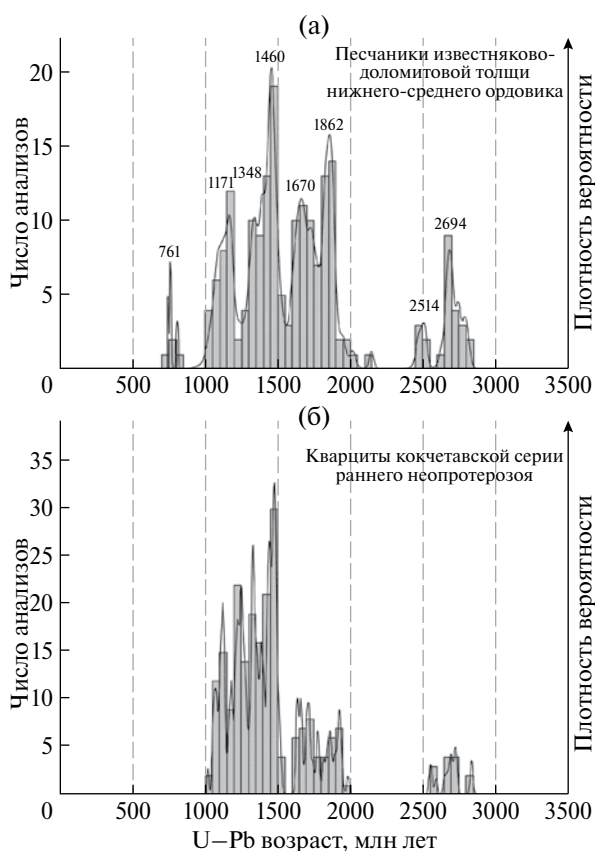


Рис. 9. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов. (а) – песчаники известняково-доломитовой толщи нижнего–среднего ордовика (пробы Z-14108 и Z-14115), (б) – кварциты кокчетавской серии раннего неопротерозоя (по Дегтярев и др., 2015; Kovach et al., 2017).

серия), характерной особенностью которых является присутствие в кварцитах горизонтов и линз циркон-рутилового шлиха, представляющих собой палеороссыпи (Данилов, Панкратова, 1965). В последние годы проведено изучение цирконов этих россыпей (Дегтярев и др., 2015; Kovach et al., 2017). Установлено, что конкордантные возрасты обломочных цирконов из трех циркон-рутиловых рудопроявлений Кочетавского массива находятся преимущественно в интервалах 1017–1528, 1628–1946 и 2653–2739 млн лет с максимумами возрастов 1116 ($n = 19$), 1245 ($n = 27$), 1332 ($n = 26$), 1380 ($n = 21$), 1469 ($n = 40$), 1648 ($n = 11$), 1709 ($n = 9$), 1776 ($n = 5$), 1856 ($n = 6$), 1921 ($n = 9$) и 2703 ($n = 6$) млн

лет. Отдельные зерна имеют раннепротерозойские (1968–2331 млн лет) и неоархейские (2547–2597 и 2816–2841 млн лет) величины конкордантных возрастов. Следовательно, основные источники сноса при накоплении кварцито-сланцевых толщ имели мезопротерозойский возраст, меньшую роль играли палеопротерозойские и неоархейские источники (Дегтярев и др., 2015).

Нами было проведено сравнение результатов изучения обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Кочетавского массива и известняково-доломитовой толщи Марьевской зоны с использованием программы “Overlap – Similarity

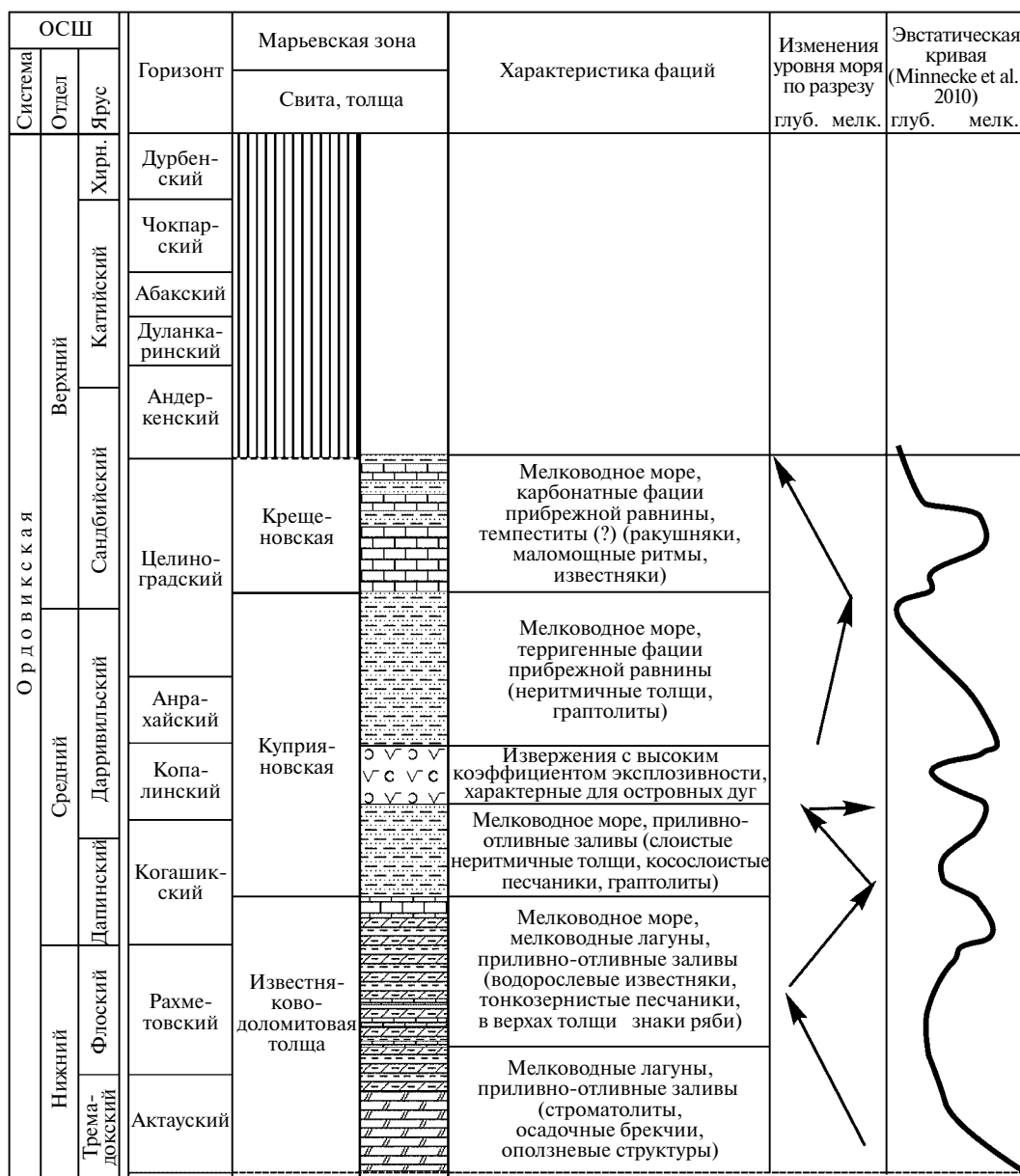


Рис. 10. Эволюция обстановок формирования ордовикских толщ Марьевской зоны. ОСШ – общая стратиграфическая шкала, Хирн. – хирнантский.

Programm". В породах кварцито-сланцевой толщи Кокчетавского массива отсутствуют обломочные цирконы с возрастными 800–760 млн лет, которые были обнаружены в ордовикских песчаниках Марьевской зоны, что хорошо согласуется с раннеопротерозойским возрастом кварцито-сланцевых толщ. В связи с этим позднеопротерозойские оценки возраста при сравнении не учитывались. В результате проведенного сравнения было установлено, что сходство наборов возрастов обломочных цирконов древнее 1000 млн лет из песчаников разных частей разреза известняково-доломитовой толщи нижнего–среднего ордовика Марьевской зоны и суммарного набора возрастов обломочных цирконов из кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива составляет 0.849, а перекрытие этих возрастных наборов – 0.871 (рис. 9б).

Таким образом, наиболее вероятным источником сноса при формировании известняково-доломитовой толщи Марьевской зоны являются раннеопротерозойские кварцито-сланцевые толщи Кокчетавского массива.

ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В Марьевской зоне в почти непрерывном разрезе обнажены толщи значительного стратиграфического интервала от тремадокского яруса нижнего ордовика до нижней части сандбийского яруса верхнего ордовика. Особенности строения разреза и состава пород позволяют предположить, что на протяжении этого временного интервала происходила смена обстановок осадконакопления от закрытых лагун к морскому относительно глубоководному бассейну с нормальной соленостью и активной циркуляцией водных масс (рис. 10). При этом на протяжении всего периода осадконакопления отмечался достаточно высокий уровень терригенного сноса, отразившийся в формировании толщ значительной мощности.

Нижняя часть известняково-доломитовой толщи имеет доломит-алевролитовый состав и характеризуется присутствием строматолитов и осадочных брекчий с ярко выраженной оползневой текстурой, которые содержат обломки карбонатных пород в глинисто-карбонатном цементе. Наблюдаются синседиментационные трещины, заполненные брекчированным материалом. В этой части разреза не наблюдается выраженная слоистость, что может быть связано с достаточно высокой скоростью седиментации при значительной роли суспензионных потоков, осыпей и оползней. На высокоую скорость и неравномерный характер осадконакопления указывает угнетенность строматолитовых построек, почти полное отсутствие следов жизнедеятельности и палеонтологических остатков. Такие обстановки характерны для мелко-

водных лагун и заливов, защищенных от воздействия течений и волн.

Высокие скорости осадконакопления сохранялись и при формировании верхней – алевролит-доломитовой – части известняково-доломитовой толщи, в которой происходит увеличение терригенной составляющей при спорадическом появлении прослоев серых известняков. Известняки содержат редкие остатки водорослей, беззамковых брахиопод и единичные элементы конодонтов. Здесь часто встречаются тонкополосчатые породы смешанного алевролит-доломитового состава с незначительным преобладанием либо карбонатного, либо терригенного компонента и их частой сменой. Мощность индивидуальных прослоев доломитов и алевролитов изменяется от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Контакты между пластами пород в основном постепенные, реже границы резкие, что характерно для алевролитовых осадков прибрежного морского мелководья. Только для верхней части известняково-доломитовой толщи характерны мощные пачки бордовых, красно-желтых и оранжевых алевролитов с тонкослоистой текстурой. Меньшее содержание доломита, периодическое формирование чистых известняков в верхней части известняково-доломитовой толщи свидетельствуют о более глубоких и мористых обстановках накопления осадочных пород этой части разреза.

Завершается верхняя часть известняково-доломитовой толщи мощным слоем глинистого известняка со строматолитовыми постройками, а также следами ряби и трещинами усыхания на поверхностях напластования карбонатных слоев, отмечающими здесь падение уровня моря.

С началом формирования куприяновской свиты характер осадконакопления изменился. Тонкотерригенная пачка нижней подсвиты имеет характерную первичную сероцветную окраску, обусловленную присутствием органического углерода. Повышенное количество органического углерода характерно для отложений, формирующихся при размыве обогащенных органикой прибрежных мелководных отложений. Активный размыв мелководных толщ подтверждается и наличием глыб онколитового известняка в самых низах разреза куприяновской свиты. Нижняя темноцветная тонкотерригенная пачка вверх по разрезу сменяется неритмичным переслаиванием бурых и зеленых аргиллитов, алевролитов, мелко- и крупнозернистых кварцевых песчаников. Слоистость в основном горизонтальная, местами наблюдается ритмичное переслаивание аргиллитов и алевролитов с мало мощными пластами песчаников. Градационная слоистость не отмечается, что свидетельствует об относительно мелководных условиях накопления этой пачки, но более глубоких, чем об-

становки формирования нижележащих отложений. В самых верхах нижней подсвиты наблюдаются косослоистые песчаники, формирование которых происходило в мелководных обстановках приливо-отливных заливов, близких к субэаральным.

Во время накопления средней подсвиты куприяновской свиты, которая сложена монотонными неслоистыми грубыми литокластическими туфами основного и средне-основного состава, большую роль играли вулканические извержения с высоким коэффициентом explosивности, характерные для островодужных комплексов.

Верхняя подсвита куприяновской свиты образована монотонными зеленоватыми и серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Для них характерны слабо выраженная слоистость и отсутствие ритмичности, что, наряду с редкостью палеонтологических остатков (единичные находки граптолитов), свидетельствует о высокой скорости осадконакопления в относительно глубоководном бассейне.

Переход к крещеновской свите отмечается резким увеличением карбонатности разреза. Разрез этой свиты ранее интерпретировался как карбонатно-глинистый флиш, сложенный пелитоморфными и органогенными известняками, известковистыми алевролитами и аргиллитами (Геология..., 1987). Однако наши наблюдения показали, что четкая ритмичность во всей толще отсутствует, а отдельные пачки характеризуются литологической разнородностью и невыдержанностью по латерали. Градационная слоистость выявлена только в слоистых органогенных известняках нижней части свиты, которая имеет ярко выраженный флишоидный, возможно темпеститовый, характер. Массовые скопления брахиопод, переотложенных на некоторых стратиграфических уровнях нижней части крещеновской свиты, свидетельствуют о локальном развитии баровых фаций.

Таким образом, в северо-западном обрамлении Кокчетавского массива устанавливается общий тренд к углублению обстановок осадконакопления от раннего к позднему ордовику с периодическими поднятиями уровня моря в дапинское и раннедарривильское время (рис. 10). Такая смена обстановок не соответствует кривой эвстатических колебаний уровня моря в ордовике (Munnecke et al., 2010) и указывает на ее тектонические причины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное изучение осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, включающее детальное картирование опорных участков, изучение особенностей строения разрезов, палеонтологические и геохимические исследования, а также датирование обломочных цирконов, позволяет получить большой объем прин-

ципально новых данных и внести значительные изменения в существующие стратиграфические схемы и модели тектонической эволюции.

По конодонтам установлен ранне-среднеордовикский возраст наиболее древней известняково-доломитовой толщи, ранее условно относимой к кембрию. Залегающая выше туфогенно-терригенная куприяновская свита отнесена к среднему ордовику. Особенности состава средне-основных туфов, слагающих среднюю подсвиту этой свиты, свидетельствуют об их формировании в набсубдукционных обстановках в пределах островной дуги. Нижняя часть разреза терригенно-карбонатной крещеновской свиты, венчающей разрез Марьевской зоны, по конодонтам отнесена к нижней части сандбийского яруса верхнего ордовика.

Изучение обломочных цирконов из терригенных пород известняково-доломитовой толщи нижнего-среднего ордовика показало, что основным источником сноса при ее накоплении являлись раннепротерозойские кварцито-сланцевые толщи Кокчетавского массива.

Характер разреза и литологические особенности осадочных пород свидетельствуют об изменении условий осадконакопления в пределах Марьевского палеобассейна на протяжении ордовика. В течение этого времени происходил переход от закрытых лагун к морскому относительно глубоководному бассейну с нормальной соленостью и активной циркуляцией водных масс. Формирование туфогенно-терригенной куприяновской свиты значительной мощности позволяет считать, что в среднем ордовике уровень терригенного сноса был максимальным. Общий тренд к углублению обстановок осадконакопления от раннего к позднему ордовику прерывался периодическими поднятиями уровня моря в дапинское и раннедарривильское время.

Сравнение ордовикских комплексов Марьевской, Стерлитамакской и Иманбурлукской зон, образующих западное и северо-западное обрамления Кокчетавского массива, показывает их существенные различия и формирование в различных геодинамических обстановках.

Новые данные о возрастах стратифицированных толщ Марьевской зоны могут быть использованы при составлении новой региональной стратиграфической схемы Казахстана.

Благодарности. Авторы благодарят А.Б. Котова за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Работы по получению и обработке материалов для статьи выполнены за счет средств РФ (проект 14-27-00058). Лабораторные исследования обломочных цирконов выполнены с использованием оборудования, поддерживаемого DEST

Systemic Infrastructure Grants, ARC LIEF, NCRIS/AuScore, промышленного партнера Университета Маквори, при поддержке гранта ARC FT110100685 (Белоусова Е.А.). Исследования Т.Ю. Толмачевой, Н.Б. Кузнецова и Т.В. Романюк поддержаны РФФИ (проекты 15-05-05109, 16-05-00519, 16-05-00530).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
- Данилов Ю.С., Панкратова Н.Л. Докембрийские циркон-рутиловые россыпи Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан) // Известия АН Каз.ССР. Сер. Геол. 1965. № 1. С. 21–34.
- Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А. и др. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северного Казахстана) // Докл. АН. 2015. Т. 464. № 5. С. 554–558.
- Копятеквич Р.А., Фрид Н.М., Шлыгин Е.Д. и др. Ордовик Восточно-Кокчетавского прогиба // Геология (тематический сборник статей аспирантов и соискателей). Алма-Ата: Мин-во высшего и среднего специального образования Каз.ССР, 1967. Вып. III. С. 3–17.
- Никитин И.Ф. Новые данные по стратиграфии ордовика Северного Приишимья в Центральном Казахстане // Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 76–85.
- Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 244 с.
- Никитин И.Ф. Новые плектамбонитаеи (Brachiopoda) среднего ордовика Казахстана // Палеонтол. журн. 1974. № 3. С. 55–67.
- Никитин И.Ф., Попов Л.Е. Ордовикские строфомениды (брахиоподы) Северного Приишимья (Центральный Казахстан) // Ежегодник Всесоюзного геологического общества. 1985. Т. XXVII. С. 34–44.
- Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Ч. I. Докембрий и палеозой. Алма-Ата: ИГН им. К.И. Сатпаева, 1991. 148 с.
- Толмачева Т.Ю. Биостратиграфия и биогеография конодонтов ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2014. 264 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 356).
- Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А. Конодонты из глыб грубообломочной толщи на р. Иманбурлук (западное обрамление Кокчетавского массива, Северный Казахстан): реконструкция неизвестных осадочных толщ нижнего палеозоя // ПАЛЕОСТРАТ-2016. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН, Москва, 26–28 января 2016 г. Программа и тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 2016. 89 с.
- Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е. и др. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Докл. АН. 2011. Т. 438. № 5. С. 644–648.
- Цай Д.Т. Граптолитовые зоны ордовика Казахстана // Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. I. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 216–224.
- Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана. 2001. № 2. С. 4–12.
- Четверикова Н.П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1960. 99 с.
- Black L.P., Gulson B.L. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // BMRJ. Aust. Geol. Geophys. 1978. V. 3. P. 227–232.
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A. et al. Cambrian-Lower Ordovician complexes of the Kokchetav Massif and its fringing (northern Kazakhstan): structure, age and tectonic setting // Geotectonics. 2016. V. 30. № 1. P. 71–142.
- Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canada // J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A. et al. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2017. doi: 10.1016/j.gr.2016.09.012.
- Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
- Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: a synopsis // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2010. V. 296 (3). P. 389–413.
- Nikitin I.F., Popov L.E., Bassett M.G. Late Ordovician rhynchonelliformean brachiopods of north-central Kazakhstan // Studies in Palaeozoic palaeontology. Eds. Bassett M.G., Deisler V.K. Nat. Mus. Wales Geol. Ser. 2006. V. 25. P. 223–294.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses // Geostand. Newsl. 1995. V. 19. P. 1–23.
- Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N. et al. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chem. Geol. 2008. V. 247. P. 100–118.

Рецензенты А.Б. Котов, В.А. Захаров