

УДК 551

## НЕКОТОРЫЕ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД СКЛАДЧАТОЙ И НЕСКЛАДЧАТОЙ МОЛАССЫ ВЕНДА (ЗАПАДНАЯ МЕГАЗОНА ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА, ВОСТОК И СЕВЕРО-ВОСТОК РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2013 г. А. В. Маслов\*, В. Н. Подковыров\*\*,  
Д. В. Гражданкин\*\*\*, Ю. Н. Федоров\*\*\*\*, Э. З. Гареев\*\*\*\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7  
e-mail: maslov@igg.uran.ru

\*\*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН  
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

\*\*\*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН  
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3

\*\*\*\*"КогалымНИПИнефть"  
625000, г. Тюмень, ул. Республики, 41  
\*\*\*\*\* г. Бургас, Болгария

Поступила в редакцию 21.01.2011 г.

В статье приведены результаты сопоставления некоторых литогеохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород (аргиллитов, алевроаргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов) складчатой (Башкирский и Кваркушко-Каменногорский мегантиклинории) и нескладчатой (Шкаповско-Шиханская впадина и Вычегодский прогиб) молассы венда. Показано, что значимых различий химического состава указанных образований не наблюдаются. Положение полей составов тонкозернистых обломочных образований складчатой и нескладчатой молассы венда на диаграммах  $\text{SiO}_2$ –( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ) и F1–F2 достаточно сходно – все они в основном отвечают области составов, характерной для активных континентальных окраин (АСМ). Примерно так же позиционируются на указанных диаграммах и поля составов аргиллитов, алевроаргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов типичных синорогенных осадочных последовательностей (мезо-кайнозойский Сицилийский домен Альпийского складчатого пояса, поздненеопротерозойский Саксо-Тюрингский домен варисского складчатого пояса Центральной Европы, мезо-кайнозойский предгорный бассейн Лагонегро и миоцен-плейстоценовый – Индо-Гангский). (Co, Th, Zr, La, Sc)-систематика тонкозернистых обломочных пород ашинской, сызвической и валдайской серий и бижбулякского комплекса также близка к систематике названных элементов в модельных осадочных последовательностях. Все это предполагает близость обстановок формирования проанализированных нами породных ассоциаций.

Ключевые слова: литогеохимия, тонкозернистые обломочные породы, венд, складчатая моласса, нескладчатая моласса, восток и северо-восток Русской платформы, западная мегазона Урала.

В середине 1980-х гг. в изучении обломочных ассоциаций наметилась определенная тенденция в сторону генетической/геодинамической интерпретации их химического состава [8, 40, 41, 57, 67, 68 и др.]. Опубликованные к настоящему времени многочисленные результаты реконструкций палеогеодинамических обстановок формирования различных осадочных последовательностей [39, 42, 43, 47, 48, 50, 51, 56, 62, 65, 66, 69, 72 и др.] основаны преимущественно на анализе разнообразных парных и треугольных диаграмм. Хотя такие диаграммы не имеют решающего значения для установления локальных палеогеодинамических обстановок формирова-

ния обломочных пород, некоторая корреляция между ними и литохимическими характеристиками песчаников и алевроаргиллитов с их помощью может быть все же получена. Так, например, в работах [40, 41] для идентификации различных геодинамических обстановок накопления палеозойских граувакк Австралии были использованы дискриминационные факторы, в состав которых входит большинство петрогенных оксидов. Считается, что отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}} + \text{MgO})$  также позволяют наметить области составов обломочных пород, формировавшихся в различных геодинамических обстановках [40].

Для этих же целей используется и диаграмма  $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  [67].

Подавляющее большинство подобных исследований посвящено анализу палеогеодинамических обстановок формирования осадочных ассоциаций, связанных с дивергентным режимом развития спрединговых океанов и им подобных структур, существенно меньше информации приводится для осадочных последовательностей коллизионного этапа. Достаточно сказать, что для осадочного выполнения такой хорошо изученной и весьма крупной структуры как позднепалеозойский Предуральский краевой прогиб нам удалось найти не более 20–25 полных химических анализов обломочных пород. Значительно больше такой информации имеется в настоящее время для предгорного бассейна, охватывавшего в позднем венде восточные и северо-восточные районы Восточно-Европейской платформы (Мезенская, Верхнекамская и Шкаповско-Шиханская впадины) и ту или иную часть современного западного склона Среднего и Южного Урала, но она все еще требует обсуждения.

В настоящей работе сделана попытка в какой-то мере заполнить указанный пробел на основе анализа литогеохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород венда области сочленения Русской платформы и Урала. Рассмотрению данных по венду предпослан краткий обзор литогеохимических характеристик аналогичных по гранулометрическому составу пород ряда зарубежных осадочных последовательностей, также формировавшихся в синколлизийных обстановках.

Первый из подобных примеров тонкозернистых осадочных образований, накапливавшихся в обстановке коллизии – глинистые сланцы и алевроаргиллиты мела, эоцена, олигоцена и миоцена **Сицилийского сегмента/домена Альпийского складчатого пояса**, входящие в состав нескольких тектоностратиграфических единиц – **Monte Soro, Upper Scagliose, Troina, Nicosia и нумидийского флиша** (формация Nicosia) [38, 52]. **Остров Сицилия** является частью складчато-надвигового Апеннинско-Магрибинского пояса и рассматривается как фоландовый террейн, состоящий из относительно слабо деформированного плато Hyblean и **орогенного домена**, сложенного несколькими тектоническими покровами, включающими перечисленные выше тектоностратиграфические единицы. Формирование рассматриваемой структуры происходило в палеогене и неогене вследствие коллизии Африканской и Европейской плит [44, 53].

Химический состав тонкозернистых обломочных пород мела–миоцена Сицилийского домена, как и других, рассматриваемых в настоящем разделе осадочных образований, приведен в табл. 1. На диаграмме  $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  точки составов указанных образований локализованы как в области осадочных пород, сформированных в обстановках пас-

сивных континентальных окраин, так и в двух других областях данной диаграммы (рис. 1а), при этом общая ориентировка образуемого ими поля существенно иная, нежели ориентировка линий, разделяющих классификационные области. На диаграмме F1–F2<sup>1</sup> фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород сосредоточены как в поле РМ, так и в поле АСМ (рис. 1б).

Другой пример синколлизийных структур на Апеннинском полуострове – **бассейн Лагонегро (Lagonegro)** [59, 60]. **Возраст выполняющих его образований** – нижний-средний триас–миоцен [58, 61]. На протяжении значительной части указанного интервала времени, в позднем мелу и олигоцене, в бассейне Лагонегро накапливались терригенно-карбонатные отложения, чередующиеся с мощными пачками алевролитов и глинистых сланцев (формации Galestri, Flysch Rosso, Numidian Flysch и др.).

На диаграмме  $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  точки составов тонкозернистых обломочных пород бассейна Лагонегро сосредоточены в основном вдоль границы, разделяющей области осадочных образований, сформированных в обстановках активных континентальных окраин и океанических островных дуг (рис. 1в). На диаграмме F1–F2 **выполняющие бассейн Лагонегро алевролиты, алевроаргиллиты и аргиллиты** локализованы преимущественно в области составов, свойственных пассивным континентальным окраинам, часть же точек попадает в область значений, присущих континентальным вулканическим дугам (рис. 1г).

Расположенный к югу от Гималаев **Индо-Гангский предгорный бассейн** выполнен среднемиоценовыми–плейстоценовыми аллювиальными и озерными отложениями серии Сивалик, мощность которых достигает 5000 м [30]. Роль тонкозернистых обломочных пород в разрезах серии Сивалик относительно невелика. Литогеохимическая информация о составе сиваликских отложений в литературе практически отсутствует и для восполнения указанного пробела мы использовали данные о составе донных осадков озера Mansar расположенного в суб-Гималаях в регионе Джамму. Питание его обломочным материалом происходит за счет размытия нижнесиваликских отложений. Мощность относительно слабоконсолидированных осадков в озере составляет порядка 40 м [46]. Озерные глины сложены в основном иллитом, хлоритом и мусковитом.

На диаграмме  $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  точки составов тонкозернистых обломочных образований озера Mansar локализованы преимущественно в области

<sup>1</sup> Здесь  $F1 = 0.303 - 0.0447 \times \text{SiO}_2 - 0.972 \times \text{TiO}_2 + 0.008 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.208 \times \text{FeO} - 3.082 \times \text{MnO} + 0.14 \times \text{MgO} + 0.195 \times \text{CaO} + 0.719 \times \text{Na}_2\text{O} - 0.032 \times \text{K}_2\text{O} + 7.51 \times \text{P}_2\text{O}_5$ ,  $F2 = 43.57 - 0.421 \times \text{SiO}_2 + 1.988 \times \text{TiO}_2 - 0.526 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.61 \times \text{FeO} + 2.72 \times \text{MnO} + 0.881 \times \text{MgO} - 0.907 \times \text{CaO} - 0.177 \times \text{Na}_2\text{O} - 1.84 \times \text{K}_2\text{O} + 7.244 \times \text{P}_2\text{O}_5$ .

**Таблица 1.** Медианные, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов (мас. %) и значения ряда индикаторных отношений и модулей в тонкозернистых обломочных породах ряда модельных син-коллизийных осадочных последовательностей

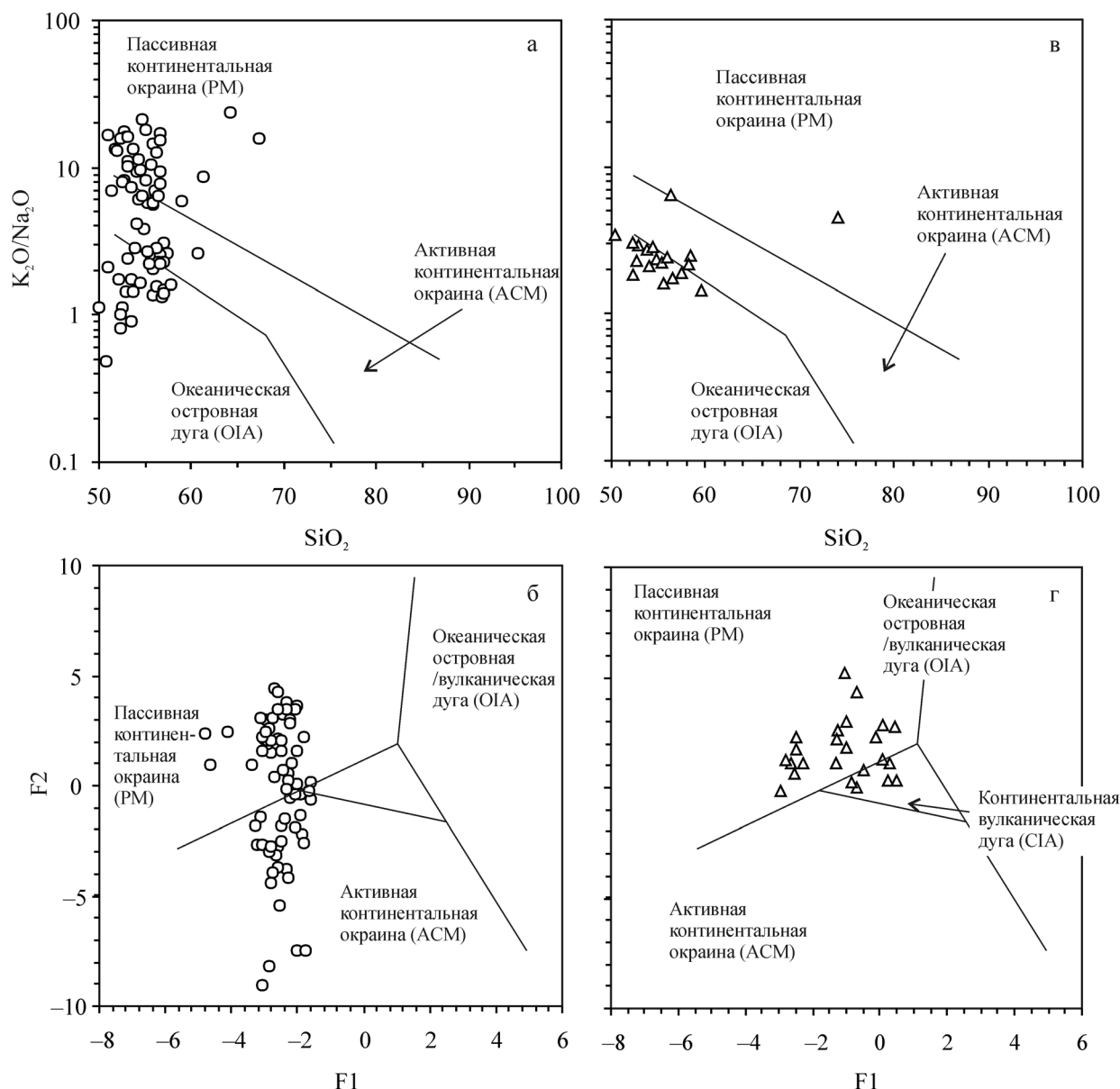
Компонент /индикаторное отношение	Сицилийский домен	Индо-Гангский бассейн	Саксо-Тюрингский домен	Бассейн Лагонегро
SiO <sub>2</sub>	<u>54.59 ± 2.66</u> 48.16–64.17	<u>60.12 ± 7.05</u> 50.38–72.61	<u>71.45 ± 5.05</u> 62.90–84.00	<u>55.33 ± 5.45</u> 50.39–74.13
TiO <sub>2</sub>	<u>0.98 ± 0.25</u> 0.11–1.65	<u>0.69 ± 0.06</u> 0.56–0.80	<u>0.59 ± 0.14</u> 0.29–0.94	<u>0.85 ± 0.16</u> 0.67–1.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>19.25 ± 2.73</u> 14.10–26.03	<u>12.65 ± 2.17</u> 11.31–17.92	<u>13.45 ± 2.52</u> 8.00–18.20	<u>17.67 ± 2.77</u> 10.94–21.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	<u>8.23 ± 2.77</u> 3.49–19.51	<u>4.19 ± 1.15</u> 2.64–6.92	<u>4.43 ± 1.26</u> 0.87–6.12	<u>6.99 ± 0.82</u> 4.68–7.77
MnO	<u>0.03 ± 0.15</u> 0.01–0.97	<u>0.07 ± 0.01</u> 0.05–0.08	<u>0.05 ± 0.01</u> 0.02–0.07	<u>0.06 ± 0.03</u> 0.01–0.15
MgO	<u>2.26 ± 0.68</u> 1.39–4.61	<u>2.39 ± 0.43</u> 1.71–2.99	<u>1.54 ± 0.54</u> 0.43–2.39	<u>3.14 ± 1.18</u> 1.74–5.63
CaO	<u>0.40 ± 0.35</u> 0.08–1.70	<u>1.78 ± 2.34</u> 0.69–11.47	<u>0.95 ± 0.53</u> 0.04–2.03	<u>3.26 ± 1.92</u> 0.47–5.63
Na <sub>2</sub> O	<u>0.73 ± 0.45</u> 0.16–1.83	<u>1.18 ± 0.60</u> 0.75–3.50	<u>2.89 ± 1.17</u> 0.03–4.29	<u>0.91 ± 0.30</u> 0.36–1.37
K <sub>2</sub> O	<u>3.03 ± 1.66</u> 0.61–7.80	<u>2.45 ± 0.50</u> 1.29–3.24	<u>2.80 ± 0.88</u> 1.42–5.40	<u>2.29 ± 0.35</u> 1.67–3.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.10 ± 0.04</u> 0.04–0.28	<u>0.14 ± 0.02</u> 0.08–0.18	<u>0.14 ± 0.05</u> 0.03–0.27	<u>0.07 ± 0.02</u> 0.05–0.11
ппп	<u>8.98 ± 1.74</u> 5.66–14.54	<u>9.87 ± 3.79</u> 4.97–18.97	<u>1.80 ± 1.13</u> 0.79–4.84	<u>8.87 ± 1.50</u> 5.23–11.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	<u>0.36 ± 0.06</u> 0.22–0.50	<u>0.24 ± 0.06</u> 0.16–0.33	<u>0.19 ± 0.05</u> 0.10–0.29	<u>0.32 ± 0.06</u> 0.15–0.42
TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0.049 ± 0.009</u> 0.007–0.073	<u>0.055 ± 0.007</u> 0.041–0.060	<u>0.04 ± 0.01</u> 0.04–0.06	<u>0.051 ± 0.005</u> 0.045–0.066
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	<u>0.17 ± 0.36</u> 0.04–2.05	<u>0.48 ± 0.53</u> 0.29–2.71	<u>1.03 ± 0.70</u> 0.01–3.02	<u>0.40 ± 0.12</u> 0.16–0.63
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0.16 ± 0.09</u> 0.04–0.54	<u>0.19 ± 0.04</u> 0.07–0.27	<u>0.21 ± 0.06</u> 0.11–0.35	<u>0.14 ± 0.03</u> 0.10–0.19
ГМ	<u>0.53 ± 0.07</u> 0.35–0.76	<u>0.31 ± 0.08</u> 0.20–0.47	<u>0.26 ± 0.06</u> 0.11–0.39	<u>0.46 ± 0.09</u> 0.22–0.59
ФМ	<u>0.19 ± 0.06</u> 0.09–0.50	<u>0.11 ± 0.04</u> 0.06–0.18	<u>0.08 ± 0.03</u> 0.02–0.13	<u>0.18 ± 0.04</u> 0.09–0.24
НКМ	<u>0.22 ± 0.08</u> 0.08–0.56	<u>0.27 ± 0.05</u> 0.19–0.37	<u>0.40 ± 0.05</u> 0.32–0.50	<u>0.19 ± 0.04</u> 0.15–0.28
CIA	<u>77 ± 6</u> 60–90	<u>65 ± 5</u> 54–67	<u>58 ± 6</u> 53–73	<u>63 ± 11</u> 50–81
n	77	19	22	17

Примечание. В числителе – медианное значение и величина стандартного отклонения, в знаменателе – минимальное и максимальные значения, n – число проанализированных образцов.

составов, сформированных в обстановках активных континентальных окраин (рис. 2а), тогда как на диаграмме F1–F2 они сосредоточены как в области РМ, так и в области АСМ; относительно небольшая часть точек попадает здесь и в область СІА (рис. 2б). На треугольной диаграмме Th–Co–Zr/10 фигуративные точки алевроаргиллитов и глинистых сланцев озера Mansar в основном расположены в области составов континентальных вулканических дуг,

однако некоторая часть их попадает и в область ОІА (рис. 3а).

Субсинхронные формированию Авалонско-Кадомского орогена, главным образом, граувакковые позднепротерозойские осадочные последовательности, сформированные преимущественно в задуговых бассейнах, можно видеть в **Саксо-Тюрингской зоне/домене варисского складчатого пояса** Центральной Европы [54, 55]. Входящие



**Рис. 1.** Положение фигуративных точек состава синколлизийных алевролитов, алевроаргиллитов и аргиллитов Сицилийского домена Апеннинско-Магрибинского складчато-надвигового пояса (а, б) и бассейна Лагонегро (в, г) на диаграммах  $SiO_2$ –( $K_2O/Na_2O$ ) и F1–F2.

в состав этих последовательностей алевроаргиллиты и мелкозернистые глинистые алевролиты на диаграмме  $SiO_2$ –( $K_2O/Na_2O$ ) образуют совокупность точек, сосредоточенную главным образом в области составов, присущих активным континентальным окраинам (рис. 2в), некоторая же их часть расположена в области пассивной континентальной окраины. На диаграмме F1–F2 эти же образования практически полностью отвечают отложениям активной континентальной окраины (рис. 2г), а относительно небольшая часть точек попадает и в поле CIA. На диаграмме La–Th–Sc точки составов анализируемых нами пород сосредоточены преимущественно в области осадочных обра-

зований, свойственных активным континентальным границам (рис. 3б).

Суммируя сказанное выше можно сделать ряд выводов. На диаграмме  $SiO_2$ –( $K_2O/Na_2O$ ) точки составов тонкозернистых обломочных образований рассмотренных нами синколлизийных последовательностей достаточно часто располагаются в области значений  $SiO_2$  и  $K_2O/Na_2O$ , характерных для обстановок активных континентальных окраин, однако в ряде случаев их можно видеть также в областях пассивных окраин и океанических островных дуг; в итоге образуемые ими поля ориентированы почти перпендикулярно границам классификационных областей (PM, ACM и OIA). На ди-

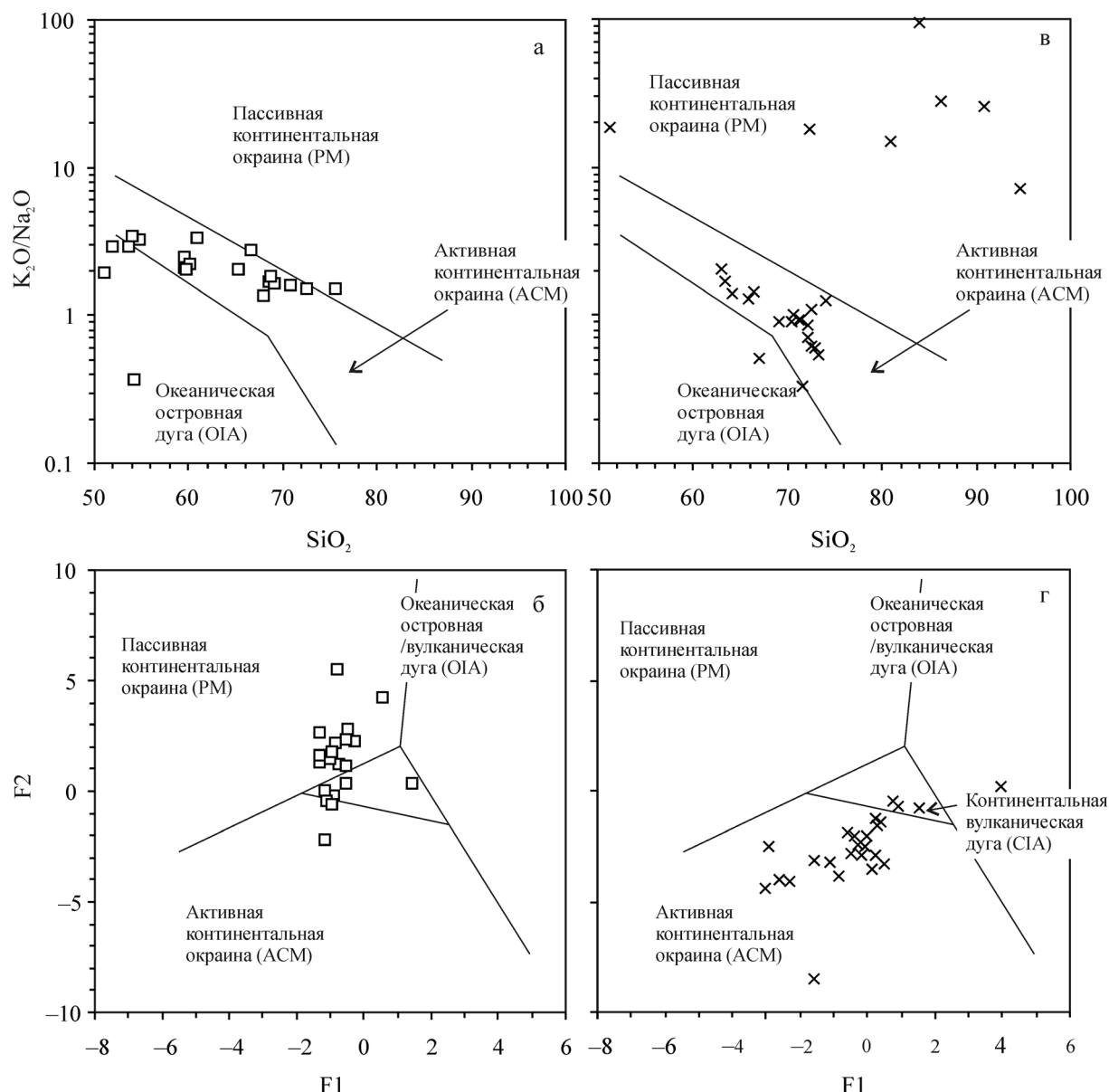


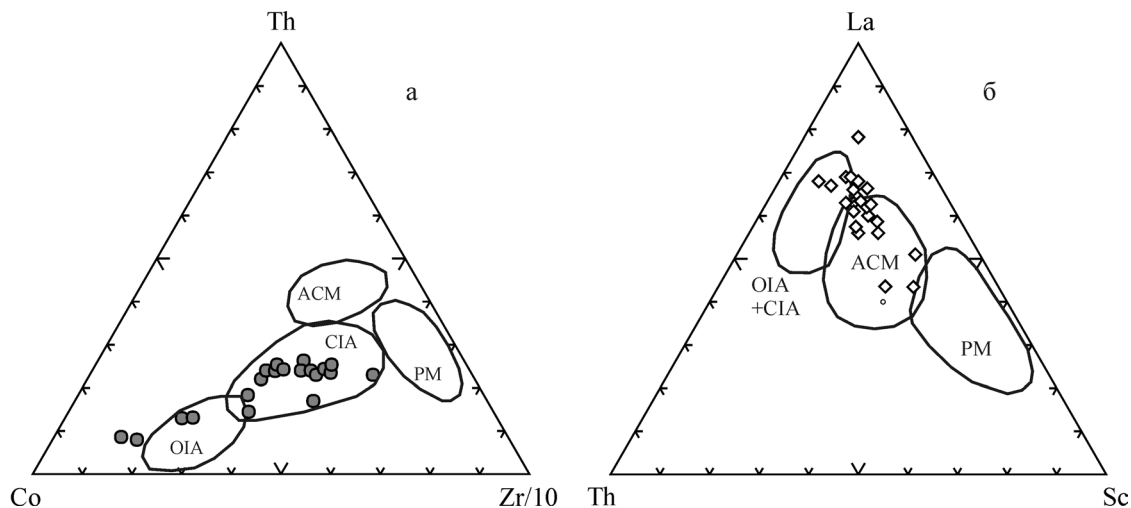
Рис. 2. Положение фигуративных точек состава синколлизонных алевролитов, алевроаргиллитов и аргиллитов Индо-Гангского предгорного бассейна (а, б) и Саксо-Тюрингского домена (в, г) на диаграммах  $SiO_2$ –( $K_2O/Na_2O$ ) и  $F_1$ – $F_2$ .

аграмме  $F_1$ – $F_2$  синорогенные тонкозернистые обломочные образования Сицилийского домена, бассейна Лагонегро, Индо-Гангского предгорного бассейна и Саксо-Тюрингской зоны/домена также не имеют однотипного распределения: в ряде случаев можно видеть примерно равное распределение точек составов в областях PM и ACM, тогда как в других – они либо сосредоточены в основном в области ACM, либо в области PM при некоторой роли и “континентально-островодужных образований”. (Co, Th, Zr, La, Sc)-систематика тонкозернистых обломочных пород указывает на принадлежность их либо “континентально-островодужным

образованиям” (CIA), либо активным континентальным окраинам (ACM), что в целом не противоречит принадлежности их синколлизонным/синорогенным осадочным последовательностям, устанавливаемой на основании использования других независимых методов.

Обратимся теперь к анализу данных по литогеохимическим особенностям складчатой и нескладчатой молассы венда области сочленения Русской платформы и Урала. В конце 1970-х гг. было показано, что в валдайскую стадию развития Русской платформы оформились крупнейшие плитные структуры – синеклизы и краевые впадины, выпол-





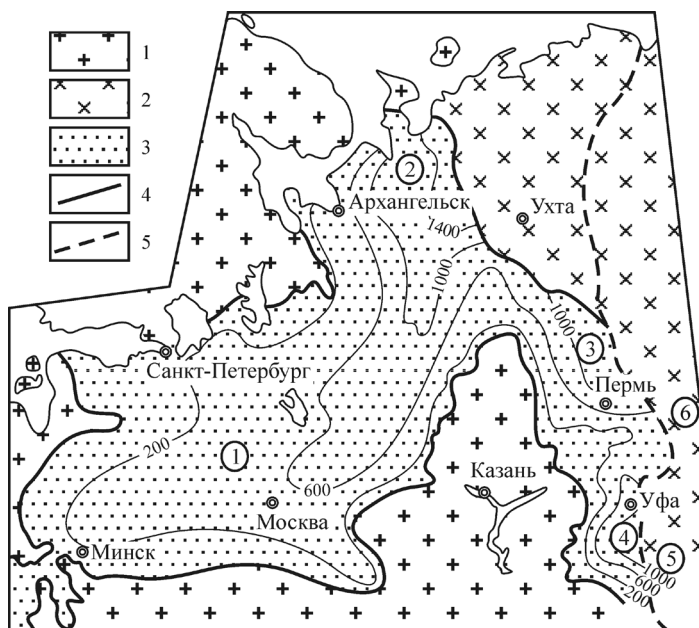
**Рис. 3.** Положение фигуративных точек состава тонкозернистых обломочных синколлизонных образований Индо-Гангского предгорного бассейна (а) и Саксо-Тюрингской зоны (б) на диаграммах Th–Co–Zr/10 и La–Th–Sc.

Области составов осадочных образований: PM – пассивных континентальных окраин, ACM – активных континентальных окраин, CIA – континентальных вулканических дуг, OIA – океанических островных дуг.

ненные преимущественно ниже- и верхнемолассовыми формациями, принадлежащими молассоидной мегаформации [4, 16]. По данным Ю.Р. Беккера [4], вендская моласса, представленная двумя градациями – складчатой и нескладчатой, – прослеживается с небольшими перерывами вдоль Урала с юга на север на протяжении почти 800 км. Хорошо обнаженная на западном склоне Урала складчатая моласса (ашинская, сылвицкая и другие серии) сменяется на востоке Русской платформы в Шкаповско-Шиханской, Верхнекамской и Мезенской впадинах нескладчатыми эквивалентами (верхнебавлинский/бижбулякский и ласьвинский комплексы, валдайская серия и др.) (рис. 4).

На **Южном Урале**, на западном крыле Башкирского мегантиклинория, на глинистых известняках катавской свиты каратауской серии верхнего рифея с конгломератами в основании залегает толпаровская свита (600–650 м) ашинской серии, представленная грубоплитчатыми желтовато-серыми и серыми песчаниками с маломощными прослоями гравелитов, конгломератов и, редко, аргиллитов [10, 17, 32]. Порода толпаровской свиты согласно перекрыты отложениями суировской свиты (мощность ~300 м), объединяющей алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников и пластами микститов. Отложения толпаровской и суировской свит выполняют крупную врезанную долину [17], формирование которой было связано, возможно, с гляциоэвстатическими событиями раннего венда [21]. Указанные свиты сопоставляются с имеющей более широкое распространение бакеевской свитой (максимальная мощность до 140 м), сложенной табачными и светлыми зеленовато-серыми песчаниками, в том

симальная мощность до 140 м), сложенной табачными и светлыми зеленовато-серыми песчаниками, в том



**Рис. 4.** Схема распространения поздневендских отложений на территории Восточно-Европейской платформы, по данным [7] с некоторыми изменениями.

1 – дорифейский фундамент, 2 – рифейский фундамент, 3 – область распространения отложений верхнего венда, 4 – граница отложений, выраженная нулевой изопахитой, 5 – граница Восточно-Европейской платформы. Цифры в кружках: 1 – Московская синеклиза, 2 – Мезенская впадина, 3 – Верхнекамская впадина, 4 – Шкапово-Шиханская впадина, 5 – западный склон Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий), 6 – западный склон Среднего Урала (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий).

числе часто ожелезненными, алевролитами с глауконитом и прослоями гематитовых руд [3]. По данным изохронного Rb-Sr метода, возраст глауконита из песчаников бакеевской свиты составляет  $617 \pm 12$  млн. лет [11]. Бакеевская свита в свою очередь перекрыта аркозовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами урюкской свиты (200–300 м). Глауконит из песчаников данного литостратиграфического подразделения имеет K-Ar возраст 582–569 млн. лет [36]. Басинская свита (до 1000 м) представлена преимущественно песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами. Возраст глауконита (K-Ar метод), **выделенного из песчаников басинской свиты**, варьирует от 600 до 557 млн. лет [36]. Кук-караукская свита (200–250 м) состоит из мелко- и среднегалечниковыми конгломератами и в подчиненном количестве – песчаниками и алевролитами. Завершает разрез ашинской серии зиганская свита (500–600 м), объединяющая неравномерно переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты. Подчиненную роль в ее разрезах играют гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты. Вся описанная выше осадочная последовательность ашинской свиты относится Ю.Р. Беккером [4, 5] к докембрийской складчатой молассе.

На западном склоне **Среднего Урала** к складчатой молассе, по мнению Ю.Р. Беккера [4], принадлежат отложения сыльвицкой серии, включающей старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. В то же время, ряд авторов полагает, что в разрезе венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория присутствует несколько спарагмитовых<sup>2</sup> и флишеидно-молассовых формаций, а по представлениям М.Л. Ключиной [19], в указанном возрастном интервале можно видеть три формации: спарагмитовую (танинская, гаревская и койвинская свиты) и черносланцевую (бутонская, керноская, старопечнинская и перевалокская свиты), а также флишево-молассовую. Последняя объединяет чернокаменскую (типичные флишевые образования) и усть-сылвицкую (моласса) свиты. Несколько ранее М.Л. Ключина [18] выделяла в основании серебрянской осадочной последовательности формации редкогалечных тиллитовидных конгломератов (танинская свита), фалаховую (гаревская свита), терригенно-карбонатную (койвинская свита) и черносланцевую (бутонская свита). Завершающая разрез серебрянской серии керноская свита в указанной работе относилась к верхнему венду и также считалась фалаховой формацией. Вверх по разрезу она сменялась флишеидной (старопечнинская, перевалокская и чернокаменская свиты) и молассовой (усть-сылвицкая свита) формациями.

Старопечнинская свита (до 500 м) представлена в нижней части редкогалечными конгломератами, а

в верхней – песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях серебрянской серии породы старопечнинской свиты залегают с перерывом и выполняют серию врезанных долин [1, 13]. Перевалокская свита (250–300 м) объединяет темно-серые аргиллиты и мелкозернистые алевролиты. Чернокаменская свита (до 1500–1800 м) представляет последовательность преимущественно зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. U-Pb возраст цирконов из одного из прослоев вулканических туфов, присутствующих в основании разреза свиты, составляет  $557 \pm 13$  млн. лет [32]. Завершают разрез сыльвицкой серии полимиктовые и полевошпато-кварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов усть-сылвицкой свиты (500–600 м).

Наиболее полные разрезы нескладчатой молассы (каировская и шкаповская серии, объединяемые в бижбулякский комплекс [35]) известны в **Шкаповско-Шиханской впадине** [4]. Каировская серия объединяет байкибашевскую и старопетровскую свиты, шкаповская – салиховскую и карлинскую. Байкибашевская свита (10–85 м) сложена разнотектоническими аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов, аргиллитов и алевролитов. Старопетровская свита (85–320 м) представлена алевроаргиллитами, аргиллитами и подчиненными им прослоями алевролитов. В средней части свиты обособляется пачка красно-коричневых аргиллитов с прослоями пепловых туфов. Салиховская свита (100–450 м) объединяет средне- и мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов и алевропелитов. Карлинская свита (500–600 м) сложена преимущественно алевролито-аргиллитовыми породами.

В пределах **Верхнекамской впадины** согласно [35] к нижнему венду относится веслянская свита (85 м), сложенная песчаниками, гравелитами и конгломератами. Выше с разрывом залегает верхневендская осадочная последовательность ласьвинского комплекса. Последний объединяет две серии – бородулинскую (кыквинская и верещагинская свиты) и кудымкарскую (велвинская и краснокамская свиты). Кыквинская свита (111 м) сложена темно-серыми аргиллитами с прослоями полимиктовых и полевошпато-кварцевых гравелитов, песчаников и алевролитов. В состав верещагинской свиты (до 380 м) входят пестроцветные алевроаргиллиты, туфоаргиллиты и туффиты, алевролиты и песчаники. Велвинская свита (до 315 м) характеризуется циклическим чередованием аргиллитов и глауконитосодержащих алевролитов. Краснокамская свита (до 500 м) объединяет красноватые и пестроцветные полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами<sup>3</sup>.

<sup>2</sup> По данным [14, 15, 20], к спарагмитовой формации принадлежит весь комплекс отложений серебрянской серии.

<sup>3</sup> Литогеохимические данные для тонкозернистых обломочных пород венда Верхнекамской впадины в нашем распоряжении отсутствуют и далее этот объект не рассматривается.

В расположенном севернее **Вычегодском прогибе** наиболее полный разрез верхневендских отложений вскрыт скв. Кельтма 1. Он расчленяется нами [31] на три толщи. Первая из них (инт. 2790–2309 м) сложена тонко переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками пятнистой окраски. В толще выделена кельтменская ископаемая микробиота [6, 71]. Вторая (инт. 2309–1725 м) сложена тонко и грубо переслаивающимися светло-серыми мелкозернистыми косоволнистослоистыми песчаниками, алевролитами и темно-серыми аргиллитами. Она выделяется также в Яренской, Сторожевской, Сереговской и Котласской скважинах, и содержит богатый комплекс остатков мягкотелых организмов. Третья толща (инт. 1725–1330 м) сложена грубо переслаивающимися светло-серыми среднезернистыми косослоистыми песчаниками, зеленовато-серыми тонкослоистыми алевролитами и голубовато- и коричневатого-серыми тонкослоистыми аргиллитами. В скважинах, соседних с Кельтменской, эта толща содержит комплекс макроостатков ископаемых арумбериоморфных организмов.

При рассмотрении литогеохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород складчатой и нескладчатой молассы венда нами использованы более 50 полных силикатных анализов аргиллитов и алевроаргиллитов ашинской серии, выполненных в разные годы методами классической “мокрой химии” и РФА в ЦКЛ ПГО “Башкиргеология”, ИГ БФАН СССР (банк данных Э.З. Гареева) и ИГГ УрО РАН, более 140 анализов аргиллитов и алевроаргиллитов сылвицкой серии, почти 60 анализов аргиллитов и алевроаргиллитов бижбулякского комплекса (коллекция М.В. Ишерской) и столько же силикатных анализов пород валдайской серии (коллекция В.Н. Подковырова), выполненных методом РФА в ИГГ УрО РАН. Распределение проанализированных образцов по разрезам названных осадочных последовательностей можно найти в [12, 23–26, 31]. Тонкозернистые терригенные породы ашинской серии характеризуются медианным содержанием  $\text{SiO}_2 \sim 60\%$ . В сходных с ними по гранулометрическому составу породах Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория медианное содержание оксида кремния составляет 60.5%. Несколько выше данный параметр в аргиллитах и алевроаргиллитах венда Шкаповско-Шиханской впадины и Вычегодского прогиба (табл. 2), однако, с учетом значений стандартных отклонений, тонкозернистые обломочные образования всех рассматриваемых нами осадочных последовательностей практически не различимы.

Медианные содержания оксида алюминия в аргиллитах и алевроаргиллитах складчатой грации вендской молассы почти тождественны (табл. 2); несколько ниже они в аналогичных по гранулометрическому составу породах нескладчатой молассы, но статистически различий по данному параметру между всеми исследуемыми нами объектами

также нет. Это же можно сказать и о  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (табл. 2).

На диаграмме НКМ–ФМ [37] фигуративные точки состава тонкозернистых обломочных пород венда всех анализируемых нами объектов сосредоточены преимущественно в полях IV, V и VI (рис. 5). Если же рассматривать локализацию точек для каждого из них, то можно обнаружить и некоторые индивидуальные черты. Так, алевроаргиллиты и аргиллиты бижбулякского комплекса Шкаповско-Шиханской впадины и валдайской серии Вычегодского прогиба по своему составу отвечают хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистым и гидрослюдистым со значительным количеством частиц полевых шпатов глинистым породам (поля V и VI), тогда как тонкозернистые обломочные породы сылвицкой серии в основном сосредоточены в поле V. Алевроаргиллиты и аргиллиты ашинской серии соответствуют по своему химическому составу хлорит-гидрослюдистым и хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистым глинистым породам (поля IV и V).

Диаграмма K/Al–Mg/Al [70] (рис. 5б) подтверждает выводы, полученные выше при анализе диаграммы НКМ–ФМ: в составе исследованных нами тонкозернистых обломочных пород преобладает гидрослюда с тем или иным количеством хлорита и полевых шпатов.

На диаграмме АКМ В.К. Головенка [9] поля составов алевроаргиллитов и аргиллитов венда Шкаповско-Шиханской впадины, Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория и Вычегодского прогиба имеют достаточно компактное расположение и сконцентрированы в области составов, типичных для исходно гидрослюдистых глинистых пород (рис. 5в). Значительная часть точек составов тонкозернистых обломочных пород ашинской серии Южного Урала также тяготеет к указанной области.

Если обратиться к рассмотрению присущих алевроаргиллитам и аргиллитам указанных объектов медианных значений ряда индикаторных отношений, то и тут мы увидим достаточно большое их сходство (табл. 2). Так, величина  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_{2\text{медиана}}$  варьирует от  $0.25 \pm 0.03$  (Вычегодский прогиб) до  $0.28 \pm 0.04$  (Башкирский мегантиклинорий). В среднем постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS) данный параметр составляет 0.30.

Медианная величина  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в тонкозернистых обломочных породах Шкаповско-Шиханской впадины, Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория и Вычегодского прогиба варьирует от 0.050 до 0.054. Несколько меньше она в алевроаргиллитах и аргиллитах ашинской серии (0.047), однако различие максимального и минимального ее значений для данного объекта существенно выше. В PAAS значение  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  равно 0.053.

По медианным значениям  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  существенное сходство присуще, напротив, тонкозернистым обломочным образованиям венда западного склона Южного и Среднего Урала и Вычегодского про-



**Таблица 2.** Медианные, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов (мас. %) в тонкозернистых обломочных породах венда и значения ряда индикаторных отношений и модулей

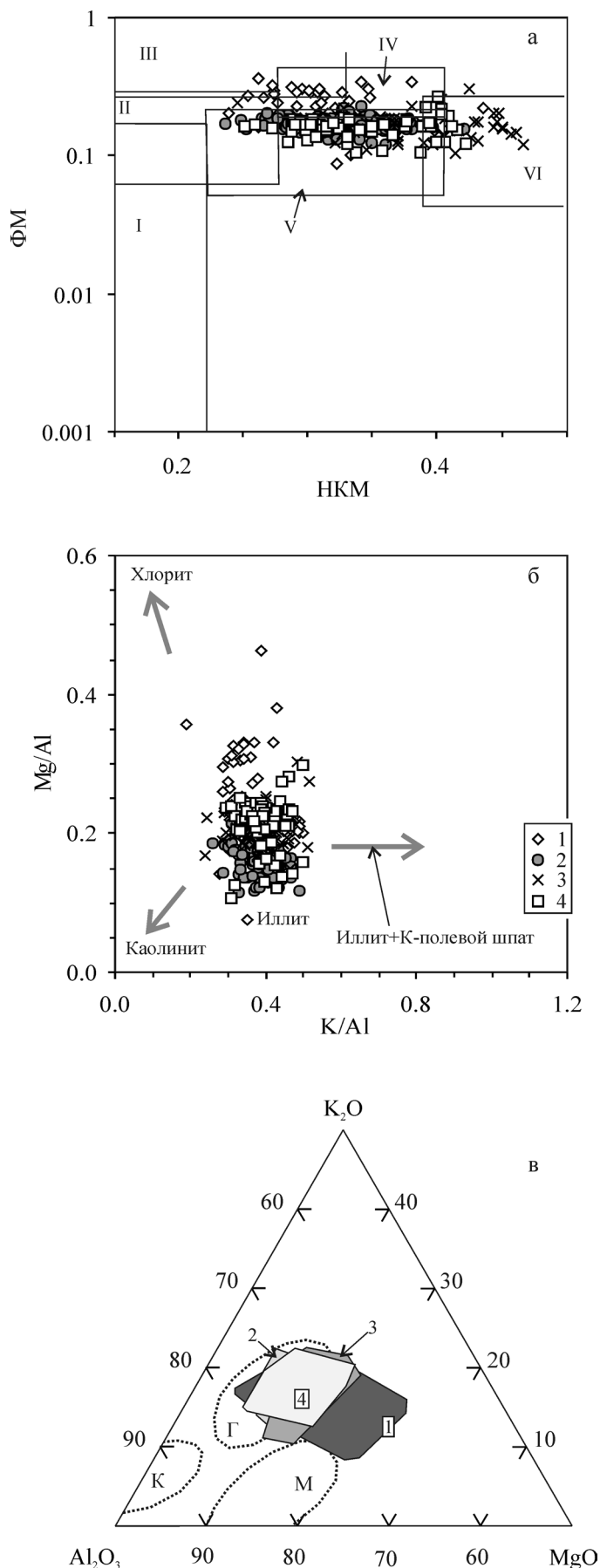
Компонент /индикаторное отношение	Башкирский мегантиклинорий	Шкаповско-Шиханская впадина	Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий	Вычегодский прогиб	РААС [45]
SiO <sub>2</sub>	59.85 ± 4.66 50.91–74.22	61.03 ± 4.12 49.41–67.63	60.54 ± 2.19 50.92–65.46	62.25 ± 2.63 53.65–66.59	62.80
TiO <sub>2</sub>	0.81 ± 0.23 0.49–1.41	0.76 ± 0.13 0.43–1.26	0.88 ± 0.08 0.67–1.23	0.83 ± 0.10 0.56–1.13	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.02 ± 1.70 11.44–19.95	15.55 ± 1.81 10.02–20.10	17.00 ± 1.26 14.59–22.52	15.50 ± 1.33 12.99–20.89	18.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	8.59 ± 2.24 4.73–14.37	6.91 ± 1.24 3.58–10.65	7.54 ± 0.94 5.31–10.87	7.53 ± 1.12 4.95–10.27	6.50 <sup>#</sup>
MnO	0.12 ± 0.10 0.07–0.80	0.10 ± 0.09 0.05–0.66	0.07 ± 0.05 0.03–0.35	0.10 ± 0.04 0.03–0.18	–
MgO	3.36 ± 1.02 1.10–5.94	2.71 ± 0.49 2.02–4.89	2.46 ± 0.26 1.77–3.03	2.95 ± 0.53 1.73–4.33	2.20
CaO	0.62 ± 0.78 0.14–4.54	0.53 ± 1.77 0.19–13.09	0.46 ± 0.22 0.12–1.47	0.83 ± 0.69 0.35–4.90	1.30
Na <sub>2</sub> O	1.48 ± 0.33 0.90–2.40	2.20 ± 0.46 1.10–3.08	1.40 ± 0.44 0.40–2.42	1.50 ± 0.47 0.50–2.60	1.20
K <sub>2</sub> O	3.92 ± 0.90 1.52–5.44	3.68 ± 0.85 2.10–6.04	4.13 ± 0.61 2.80–6.80	3.77 ± 0.60 2.53–5.21	3.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17 ± 0.05 0.02–0.31	0.13 ± 0.24 0.08–1.37	0.17 ± 0.06 0.08–0.66	0.16 ± 0.12 0.04–0.97	0.16
ппп	5.10 ± 0.89 2.25–7.21	4.77 ± 1.61 2.57–12.04	4.80 ± 0.77 3.30–7.30	4.64 ± 0.83 3.45–8.20	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0.28 ± 0.04 0.15–0.38	0.26 ± 0.05 0.18–0.38	0.28 ± 0.03 0.22–0.43	0.25 ± 0.03 0.20–0.35	0.30
TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.047 ± 0.015 0.035–0.097	0.050 ± 0.006 0.037–0.068	0.052 ± 0.004 0.039–0.064	0.054 ± 0.005 0.036–0.060	0.053
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.38 ± 0.27 0.06–1.58	0.62 ± 0.19 0.20–1.18	0.34 ± 0.12 0.10–0.74	0.39 ± 0.14 0.11–0.79	0.32
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24 ± 0.05 0.12–0.32	0.24 ± 0.04 0.15–0.33	0.24 ± 0.03 0.16–0.31	0.24 ± 0.03 0.18–0.31	0.20
ГМ	0.44 ± 0.08 0.23–0.68	0.39 ± 0.07 0.27–0.62	0.42 ± 0.04 0.32–0.57	0.38 ± 0.04 0.31–0.52	0.43
ФМ	0.20 ± 0.06 0.09–0.36	0.16 ± 0.04 0.11–0.31	0.16 ± 0.02 0.12–0.23	0.17 ± 0.03 0.11–0.27	0.15
НКМ	0.31 ± 0.03 0.24–0.44	0.38 ± 0.05 0.25–0.47	0.32 ± 0.03 0.24–0.42	0.33 ± 0.05 0.25–0.42	0.26
СИА	69 ± 5 53–75	63 ± 4 50–72	69 ± 2 61–75	66 ± 4 47–72	70
n	56	57	141	57	

Примечание. В числителе – медианное значение и величина стандартного отклонения, в знаменателе – минимальное и максимальное значения, n – число проанализированных образцов. <sup>#</sup> – FeO<sub>общ.</sub> Прочерк – нет данных.

гиба (0.38, 0.34 и 0.39); алевроаргиллиты и аргиллиты Шкаповско-Шиханской впадины, напротив, обладают более высокой медианной величиной данного параметра (0.62). Для РААС величина Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O составляет 0.32. Если же обратиться к анализу минимальных и максимальных значений данного отношения, то можно видеть, что алевроаргиллиты и аргиллиты ашинской серии Южного Урала и бижбулякского комплекса Шкаповско-Шиханской впадины характеризуются как преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O, так и обратным соотношением названных оксидов.

Медианная величина K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в тонкозернистых обломочных породах всех рассматриваемых нами вендских осадочных последовательностях практически тождественна (табл. 2). Не выявляются различия между ними и при анализе минимальных и максимальных величин данного параметра.

Значения гидролизатного модуля ГМ = (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO + MnO)/SiO<sub>2</sub> [37] для алевроаргиллитов и аргиллитов варьируют от 0.38 (венд Вычегодского прогиба) до 0.44 (ашинская серия Баш-



кирского мегантиклинория), что позволяет рассматривать их, в соответствии с представлениями [37], как сиаллиты и сиферлиты.

Медианные значения фемического модуля  $\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$  [37] также как и ГМ не обнаруживают значительных вариаций (табл. 2). Рассматривая же величины ФМ для индивидуальных образцов алевроаргиллитов и аргиллитов различных регионов можно отметить повышенный разброс минимальных и максимальных значений данного параметра в осадочных последовательностях венда Башкирского мегантиклинория и Шкаповско-Шиханской впадины.

Максимальное медианное значение модуля нормированной щелочности  $\text{НКМ} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  [37] присуще тонкозернистым обломочным породам венда Шкаповско-Шиханской впадины (0.38), тогда как сходные по гранулометрическому составу образования западного склона Южного и Среднего Урала, а также Вычегодского прогиба характеризуются несколько меньшими величинами  $\text{НКМ}_{\text{медиана}}$  (соответственно, 0.31, 0.32 и 0.33). В то же время, коридор значений НКМ для алевроаргиллитов и аргиллитов всех четырех осадочных последовательностей практически идентичен (табл. 2).

Достаточно близки для рассматриваемых нами в настоящей работе образований и значения химического индекса изменения  $\text{CIA} = 100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [64], предполагающие, что накопление их происходило преимущественно в обстановках семиаридного-семигумидного климата.

Таким образом, значимые различия химического состава тонкозернистых терригенных пород складчатой и нескладчатой молассы венда Башкирского и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинориев, а также Шкаповско-Шиханской впадины и Вычегодского прогиба не наблюдаются. Это дает нам возможность без каких-либо

**Рис. 5.** Положение точек составов тонкозернистых обломочных пород венда на диаграммах НКМ–ФМ (а), K/Al–Mg/Al (б) и АКМ (в).

1–2 – мегантиклинории: 1 – Башкирский, 2 – Кваркушко-Каменногорский, 3 – Шкаповско-Шиханская впадина, 4 – Вычегодский прогиб. Поля глинистых пород на диаграмме НКМ–ФМ: I – с преобладанием каолинита, II – состоящих из монтмориллонита (преимущественно), каолинита и гидрослюда, III – с преобладанием хлорита и примесью Fe-гидрослюда, IV – преимущественно хлорит-гидрослюдистого состава, V – хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава, VI – гидрослюдистого состава с примесью полевых шпатов. Поля глинистых пород на диаграмме АКМ: К – каолинита, Г – гидрослюда, М – монтмориллонита.

специальных оговорок рассмотреть положение образуемых ими полей на ряде дискриминантных диаграмм, с помощью которых традиционно реконструируются палеогеодинамические обстановки формирования осадочных последовательностей.

Как и при характеристике модельных объектов в качестве основных инструментов при анализе литогеохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород венда, слагающих осадочные последовательности складчатой и нескладчатой молассы нами использованы диаграммы  $\text{SiO}_2$ –( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ) и F1–F2, а также La–Th–Sc и Th–Co–Zr/10 [41]; вспомогательную роль играет диаграмма Hf–La/Th [49], дающая возможность судить об общем типе источников сноса для тонкозернистых обломочных пород, слагающих разрезы складчатой и нескладчатой молассы венда.

На диаграмме  $\text{SiO}_2$ –( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ) точки составов алевроаргиллитов и аргиллитов ашинской серии (**складчатая моласса Башкирского мегантиклинория**) сосредоточены преимущественно в области составов, характерных для обстановок активных континентальных окраин (АСМ) (рис. 6а). На диаграмме F1–F2 примерно половина точек локализована в области составов, отвечающей осадочным образованиям пассивных окраин континентов, тогда как остальные располагаются в области АСМ (рис. 6б). В качестве же источника кластики для ашинской серии, исходя из соотношений Hf и La/Th в аргиллитах и алевроаргиллитах, выступала достаточно зрелая континентальная кора (рис. 6в).

На диаграммах La–Th–Sc и Th–Co–Zr/10 (рис. 7а) точки составов алевроаргиллитов и аргиллитов ашинской серии достаточно компактно расположены, соответственно, в полях АСМ и СІА, что в целом не противоречит и приведенным выше данным.

Достаточно сходное с описанным выше положение на указанных диаграммах характерно и для точек составов тонкозернистых обломочных образований сыльвицкой серии (**складчатая моласса Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория**) (рис. 8, рис. 7б). Единственное отличие – практически полное отсутствие среди исследованных нами образцов тех, что по своим литохимическим характеристикам отвечают осадочным образованиям пассивной континентальной окраины. В то же время часть точек алевроаргиллитов и аргиллитов верхнего венда западного склона Среднего Урала на диаграмме La–Th–Sc тяготеет к полю РМ. В качестве источника сноса для алевроаргиллитов и аргиллитов старопечнинской, перевалокской, чернокаменской и усть-сылвицкой свит здесь также выступает зрелая континентальная кора.

Тонкозернистые обломочные породы бижбулякского комплекса (**нескладчатая моласса Шкаповско-Шиханской впадины**) на диаграмме  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  расположены преимущественно в области составов, характерных для активных континентальных окраин, однако значительная часть их попадает и в область океанических островодуж-

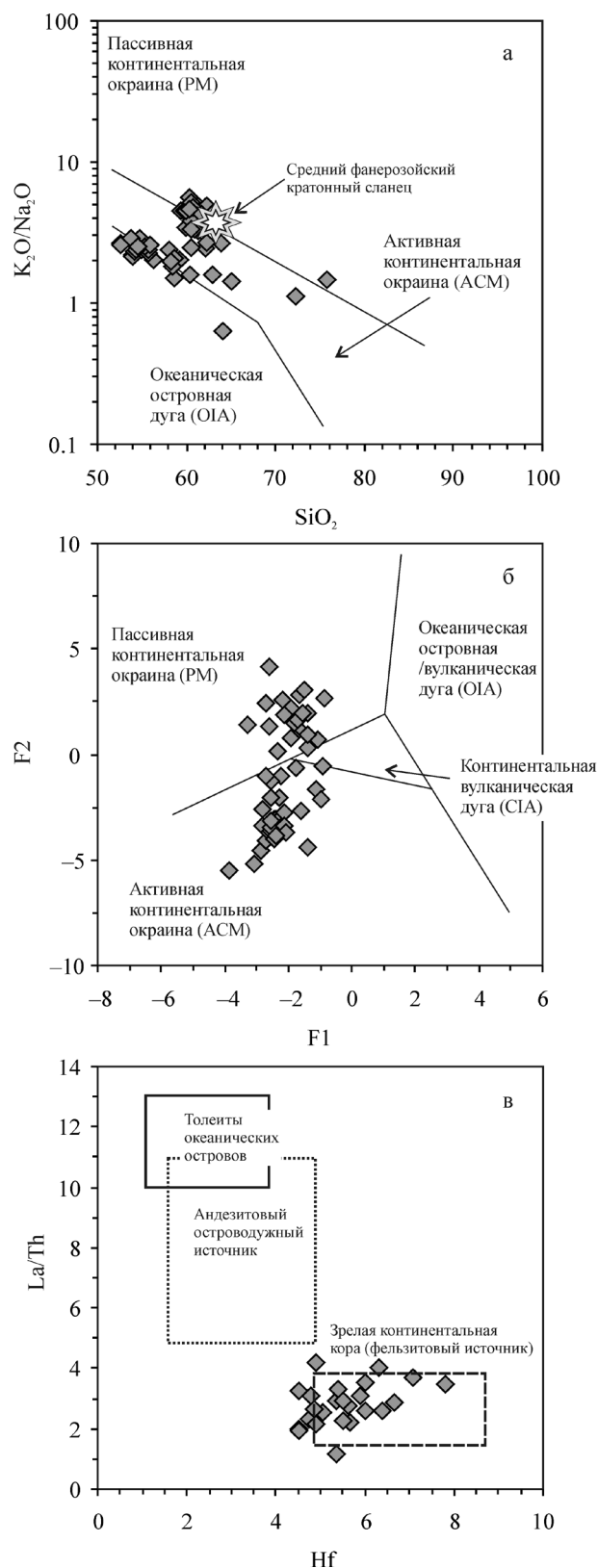
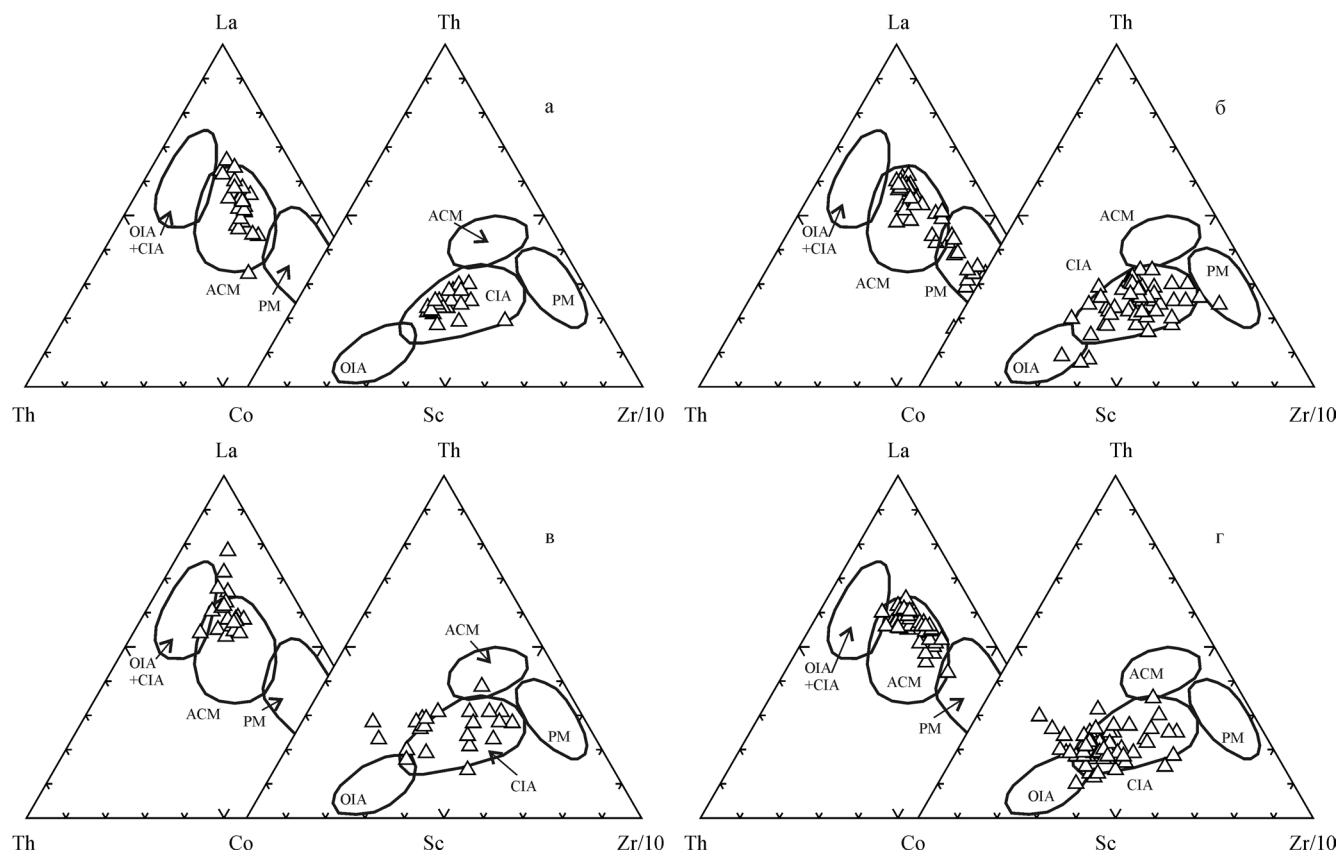


Рис. 6. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов и аргиллитов венда Башкирского мегантиклинория на диаграммах  $\text{SiO}_2$ –( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ) (а), F1–F2 (б) и Hf–La/Th (в) (области различных по составу источников показаны по данным [49, 63]).



**Рис. 7.** Положение полей составов алевроаргиллитов и аргиллитов венда Башкирского (а) и Кваркушко-Каменногогорского (б) мегантиклинориев, Шкаповско-Шиханской впадины (в) и Вычегодского прогиба (г) на диаграммах La–Th–Sc и Th–Co–Zr/10.

Условные обозначения см. рис. 3.

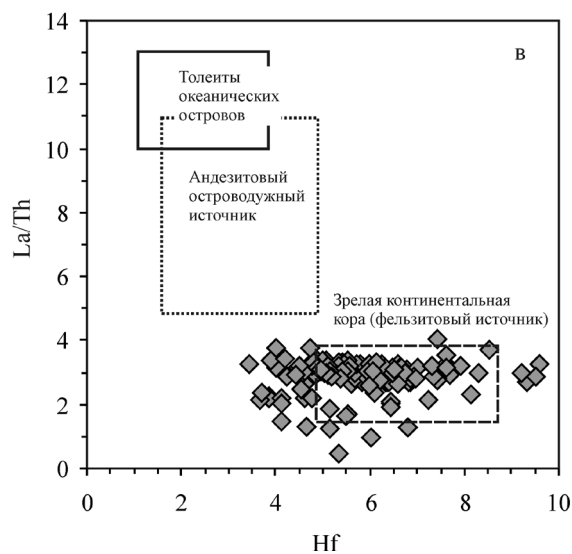
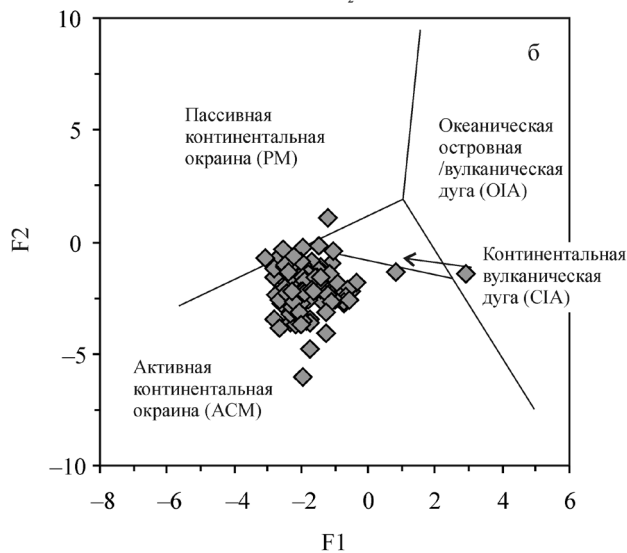
ных образований (рис. 9а). На диаграмме F1–F2 за исключением нескольких точек подавляющее большинство сосредоточено в области ACM (рис. 9б). На диаграмме La–Th–Sc рассматриваемые нами образования также в основном тяготеют к области ACM (рис. 7в), но некоторые образцы аргиллитов и алевроаргиллитов, вследствие повышенных концентраций La, сопоставимы с осадочными образованиями, присущими океаническому и континентальным вулканическим дугам. Это находит подтверждение и на диаграмме Hf–La/Th, где существенная часть образцов тонкозернистых обломочных образований бижбулякского комплекса, вследствие низких содержаний Hf, сопоставима с осадочными образованиями, источниками кластики для которых могли являться островодужные андезиты или толеиты океанических островов (рис. 9в); в то же время значения La/Th в них остаются на уровне тех, что присущи зрелой континентальной коре.

Алевроаргиллиты и аргиллиты валдайской серии (нескладчатая моласса Вычегодского прогиба) на диаграмме  $\text{SiO}_2$ –( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ) также как и аналогичные по гранулометрическому составу образования ашинской и сылвицкой серий и бижбулякско-

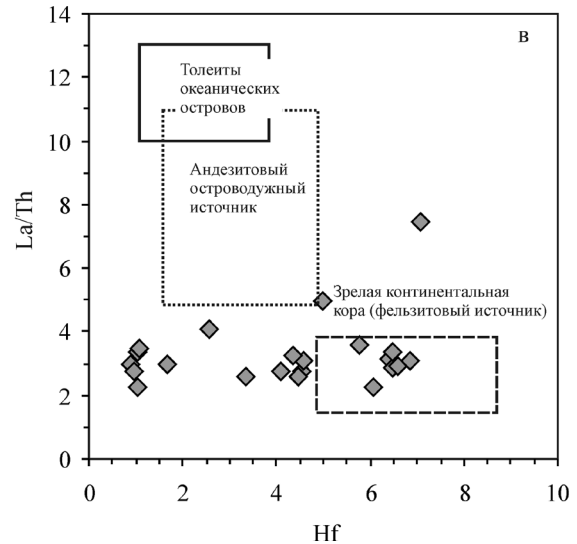
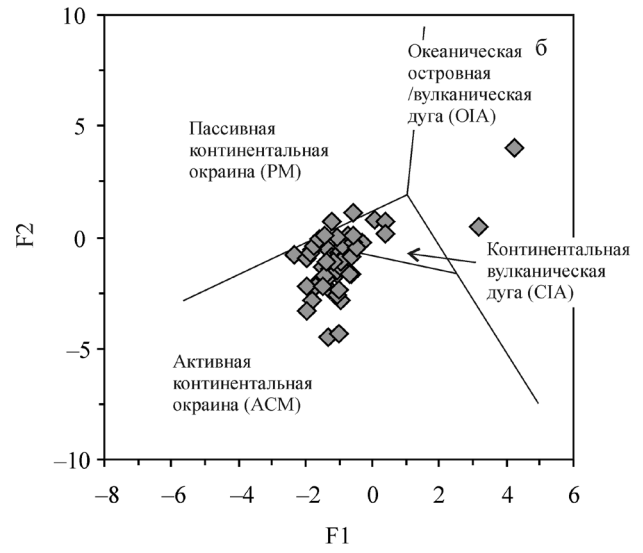
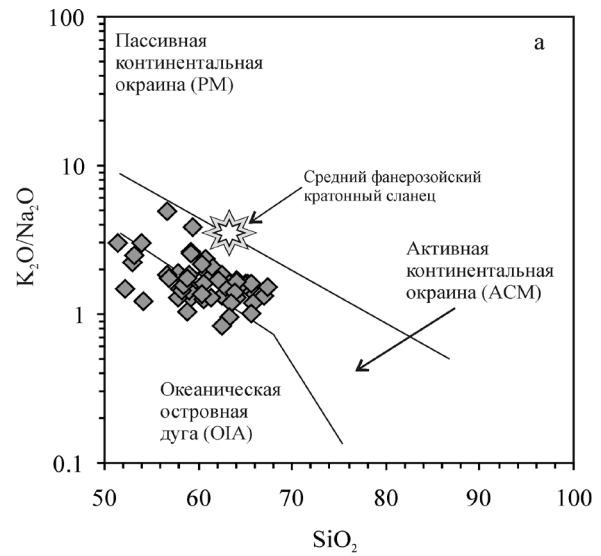
го комплекса сосредоточены почти исключительно в области, характерной для обстановок активных континентальных окраин (рис. 10а). Сходное положение характерно для них и на диаграмме La–Th–Sc; на диаграмме Th–Co–Zr/10 точки составов тонкозернистых обломочных пород венда Вычегодского прогиба, напротив, тяготеют к области составов, типичных для континентальных островных дуг (рис. 7г). На диаграмме F1–F2 они также локализованы в области ACM (рис. 10б). По содержанию Hf рассматриваемые образования заметно отличаются от состава пород, образующихся при размыве зрелой континентальной коры, но по величине отношения La/Th, напротив, сопоставимы с ними (рис. 10в). Можно предполагать, что в составе размывавшегося при формировании осадочных последовательностей венда Шкаповско-Шиханской впадины и Вычегодского прогиба субстрата сравнительно большую роль играли тоналиты, андезиты и им подобные образования.

В целом, положение полей составов тонкозернистых обломочных образований венда всех четырех проанализированных нами объектов на диаграммах  $\text{SiO}_2$ –( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ) и F1–F2 достаточно сходно –

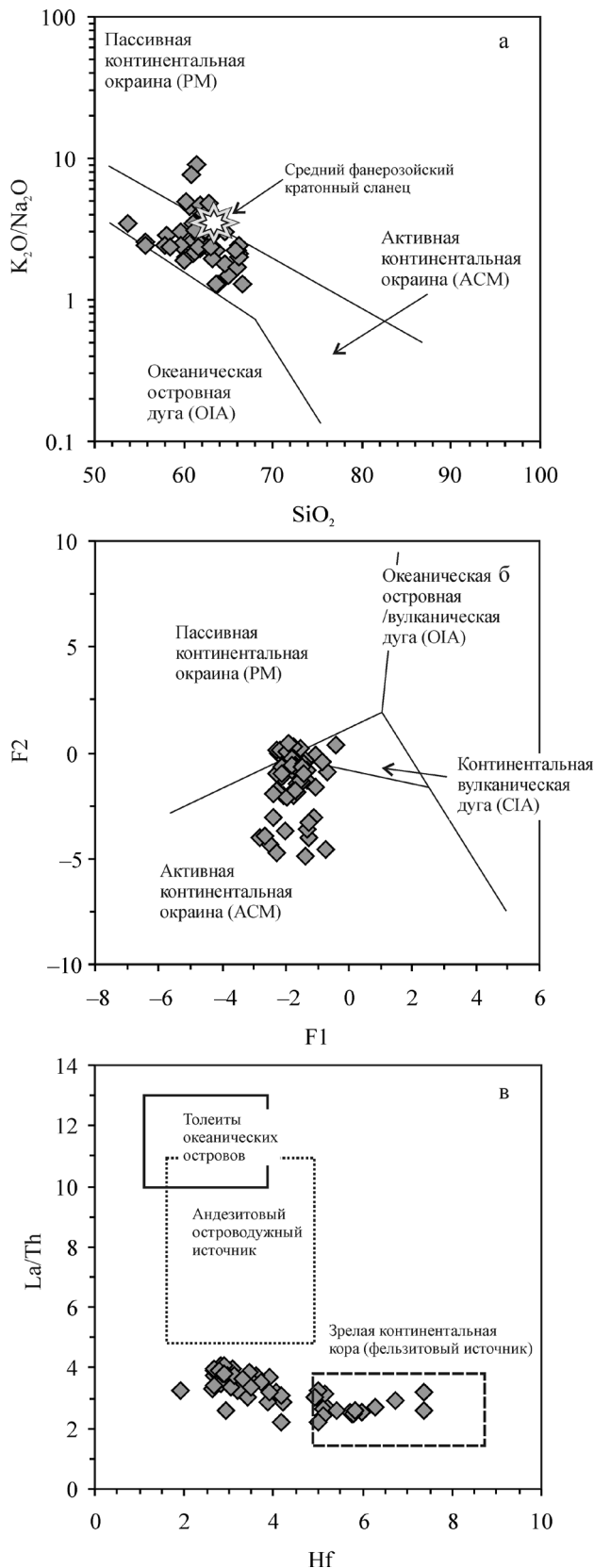




**Рис. 8.** Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов и аргиллитов сывлицкой серии на диаграммах  $\text{SiO}_2$ –( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ) (а), F1–F2 (б) и Hf–La/Th (в).



**Рис. 9.** Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов и аргиллитов бижбулякского комплекса на диаграммах  $\text{SiO}_2$ –( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ) (а), F1–F2 (б) и Hf–La/Th (в).

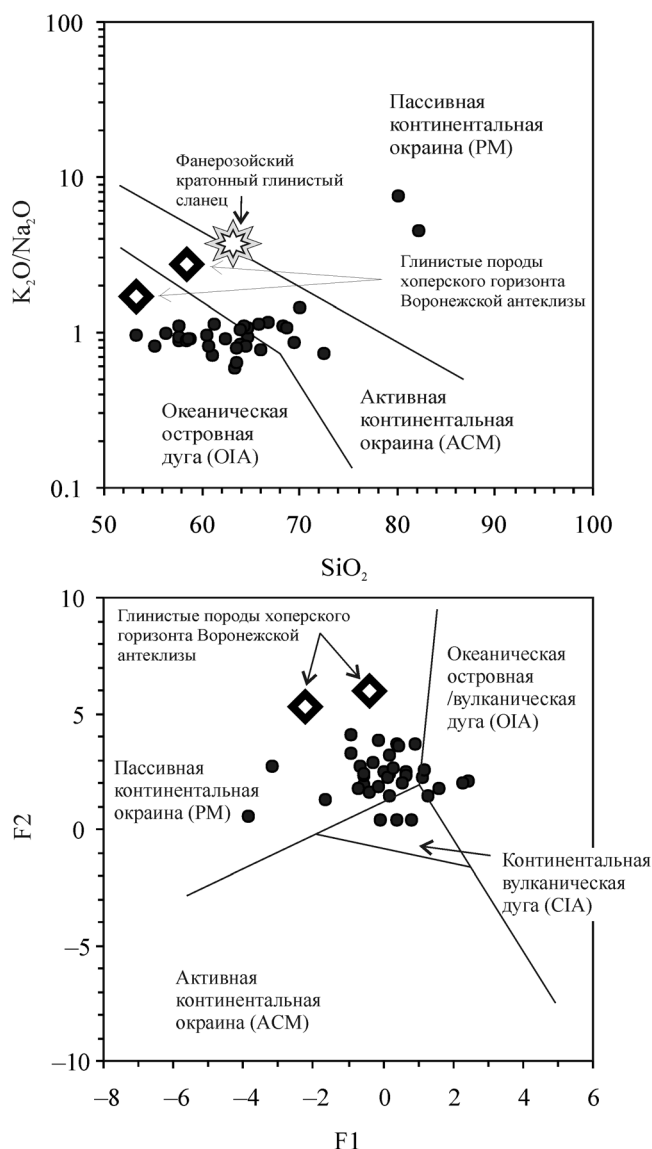


**Рис. 10.** Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов и аргиллитов валдайской серии Вычегодского прогиба на диаграммах  $SiO_2-(K_2O/Na_2O)$  (а),  $F_1-F_2$  (б) и  $Hf-La/Th$  (в).

все они в основном отвечают области составов, характерных для активных континентальных окраин; ряд фигуративных точек составов попадают также в области PM и OIA. В то же время, систематика Hf, La и Th в них несколько различна. Если считать, что имеющиеся в нашем распоряжении аналитические данные корректны, то можно прийти к выводу, что во время формирования осадочных ассоциаций складчатой молассы венда Башкирского и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинориев разрыв в основном затрагивал породные ассоциации цоколя Русской платформы, что, однако, не соответствует данным, в том числе и по Nd-модельному возрасту, приведенным в [27, 28].

Таким образом, описанные выше особенности распределения полей фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород складчатой и нескладчатой молассы венда достаточно близки тем, что были установлены и для синорогенных образований Сицилийского и Саксо-Тюрингского доменов, а также предгорных бассейнов Лагонегро и Индо-Гангского. Преобладающая часть точек составов располагается на диаграммах  $SiO_2-(K_2O/Na_2O)$  и  $F_1-F_2$  в областях значений, характерных для обстановок активных континентальных окраин. Ориентировка индивидуальных полей при этом может не соответствовать ориентировке границ между классификационными областями, что, скорее всего, отражает вовлечение в разрыв различных по геодинамической природе комплексов пород. (Co, Th, Zr, La, Sc)-систематика тонкозернистых обломочных пород модельных объектов указывает на принадлежность их к обстановкам либо CIA (диаграмма Th-Co-Zr/10), либо ACM (диаграмма La-Th-Sc). Это же свойственно аргиллитам и алевроаргиллитам ашинской, сылвицкой и валдайской серий и бижбулякского комплекса. Все сказанное приводит нас к представлениям о том, что обстановки формирования тонкозернистых обломочных пород названных осадочных последовательностей венда были достаточно близки тем, в которых накапливались осадочные образования Сицилийского и Саксо-Тюрингского доменов, а также форландовых бассейнов Лагонегро и Индо-Гангского.

Для сравнения на рис. 11, по данным использованным при подготовке работ [2, 22, 29], показано также расположение на диаграммах  $SiO_2-(K_2O/Na_2O)$  и  $F_1-F_2$  фигуративных точек составов аргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов нижнеплитного структурного этажа Западно-Сибирского платформенного/надрифтового осадочного мегабассейна (пласты-коллекторы ЮВ<sub>7</sub>, ЮВ<sub>6</sub>, ЮВ<sub>5</sub>, ЮВ<sub>4</sub>, ЮВ<sub>3</sub>, ЮВ<sub>2</sub>, ЮВ<sub>2</sub><sup>0</sup>, а также ряд др.), среднего фанерозойского кратонного глинистого сланца, по [45], и глинистых образований хоперского горизонта Воронежской антеклизы (данные Б.В. Аскоченского и В.П. Семенова заимствованы из [37]). На рис. 12 можно видеть локализацию точек состава



**Рис. 11.** Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов и аргиллитов нижнеплитного комплекса Западно-Сибирского мегабассейна, глинистых пород хоперского горизонта Воронежской антеклизы и среднего фанерозойского кратонного сланца на диаграммах  $SiO_2-(K_2O/Na_2O)$  (а) и  $F_1-F_2$  (б).

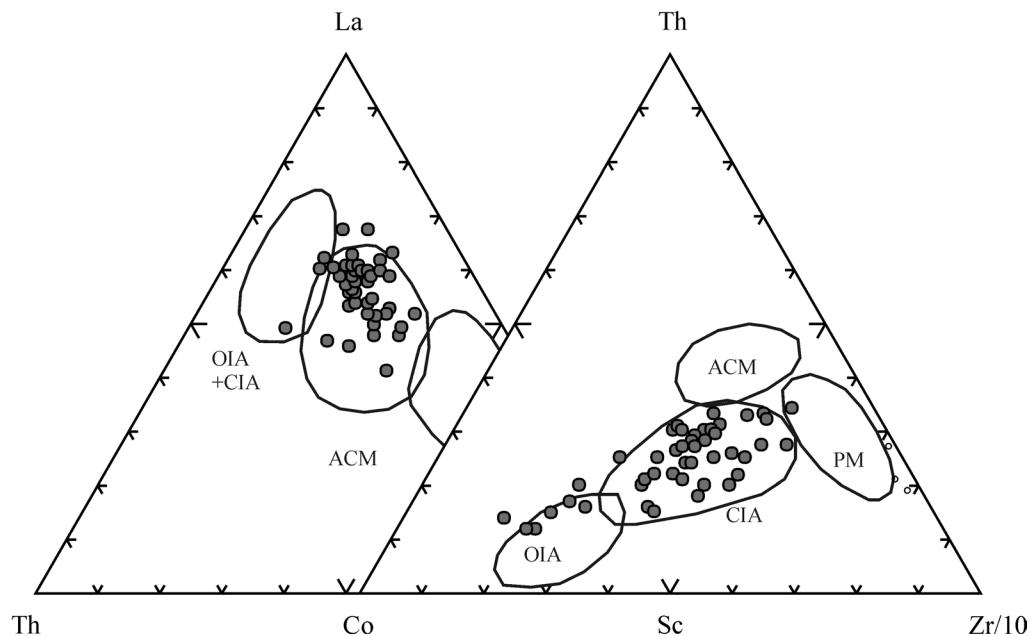
вов аргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов нижнеплитного этажа Западно-Сибирского мегабассейна и на диаграммах  $La-Th-Sc$  и  $Th-Co-Zr/10$ .

Тонкозернистые обломочные образования всех перечисленных объектов вполне могут рассматриваться как примеры пород, сформированных в условиях стабильного тектонического режима, принципиально отличающегося от режима накопления рассмотренных нами в настоящей работе объектов. Однако, на диаграмме  $SiO_2-(K_2O/Na_2O)$  тонкозернистые обломочные образования Запад-

ной Сибири и хоперского горизонта центральной части Русской платформы локализованы примерно поровну в областях ACM и OIA, а точка среднего фанерозойского кратонного сланца находится почти на границе, разделяющей области ACM и PM. На диаграмме  $F_1-F_2$  основная масса точек аргиллитов и алевроаргиллитов Западно-Сибирского мегабассейна сосредоточена в области PM; часть же точек можно видеть в областях CIA и OIA. ( $La, Th, Sc, Co, Zr$ )-систематика аргиллитов и алевроаргиллитов нижнеплитного этажа Западной Сибири указывает как будто бы на принадлежность их к ACM- и CIA-образованиям. Указанные литогеохимические особенности несомненно платформенных тонкозернистых обломочных образований можно объяснить, на наш взгляд, только недостаточной зрелостью и преобладанием в их составе "сигнала" размывавшихся на палеоводосборах породных ассоциаций.

Приведенные выше данные позволяют сформулировать ряд выводов. Так, показано, что не наблюдается значимых различий химического состава тонкозернистых обломочных пород складчатой и нескладчатой молассы венда, разрезы которой вскрыты буровыми скважинами на востоке и северо-востоке Русской платформы и обнажены на дневной поверхности в пределах Башкирского и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинориев. Ранее [32], напротив, предполагалось, что формирование вендских отложений чехла Русской платформы происходило за счет поступления обломочного материала из богатых калиевыми гранитоидами внутриплатформенных областей сноса. Считалось также, что мезенская и решминская свиты Мезенской впадины сложены достаточно зрелыми в литохимическом плане породами, что не вписывается в представления об орогенных процессах на территории Тимана в венде. Сходство же химического состава граувакковых комплексов Южного и Среднего Урала (чернокаменная, басинская и зиганская свиты) и Варангер-Тиманского пояса привело А.В. Сочаву [33, 34] к выводу о формировании их на стадии перехода от рифтинга к спредингу.

Положение полей составов тонкозернистых обломочных образований складчатой и нескладчатой молассы венда на диаграммах  $SiO_2-(K_2O/Na_2O)$  и  $F_1-F_2$  также достаточно сходно – все они в основном отвечают области составов, характерной для активных континентальных окраин (ACM). Примерно так же позиционируются на указанных диаграммах и поля составов аргиллитов, алевроаргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов, проанализированных нами типичных синорогенных осадочных последовательностей (Сицилийский и Саксо-Тюрингский домены, предгорные бассейны Лаго-негро и Индо-Гангский). При этом в ряде случаев индивидуальные поля составов могут иметь иную



**Рис. 12.** Положение точек составов алевроаргиллитов и аргиллитов нижнеплитного комплекса Западно-Сибирского мегабассейна на диаграммах La–Th–Sc и Th–Co–Zr/10.

Условные обозначения см. рис. 3.

ориентировку, нежели границы между классификационными областями, что, на наш взгляд, отражает вовлечение в разрыв различных по геодинамической природе комплексов пород. (Co, Th, Zr, La, Sc)-систематика тонкозернистых обломочных пород ашинской, сылвицкой и валдайской серий и бижбулякского комплекса также близка к систематике названных элементов в модельных осадочных последовательностях. Все это предполагает близость обстановок формирования проанализированных нами ассоциаций тонкозернистых обломочных пород.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 (проект УрО РАН 09-Т-5–1019).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
2. Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Маслов А.В. и др. Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
3. Беккер Ю.Р. Венд Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 76–83.
4. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
5. Беккер Ю.Р. Геологический потенциал древних ихнофоссилий в стратотипе позднего докембрия Южного Урала // Региональная геология и металлогения. 2010. № 43. С. 18–35.
6. Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Семихатов М.А. Уникальная нижневендская кельтминская микробиота Тимана: новые данные о палеонтологии венда и его глобальной характеристике // Докл. АН. 2006. Т. 410, № 3. С. 366–371.
7. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа / Под ред. В.Д. Наливкина и К.Э. Якобсона. Л.: Недра, 1985. 356 с.
8. Геосинклинальный литогенез на границе континент–океан. М.: Наука, 1987. 176 с.
9. Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
10. Горюжанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: Изд-во БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 41–45.
11. Горюжанин В.М. Rb–Sr метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.
12. Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
13. Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мاستилл Т.М., Крупенин М.Т. Беломорская биота эдиакарского типа на Среднем Урале // Докл. АН. 2005. Т. 40, № 6. С. 784–788.
14. Ибраминов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В. и др. Металлогения рифея и венда западного склона Северного и Среднего Урала // Геология и минералогия докембрия северо-востока Европейской платформы и севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С. 76–77.



15. Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В. и др. Металлогения венда–раннего палеозоя западного склона Среднего и Северного Урала // Палеогеография венда–раннего палеозоя (ПВРП-96). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 70–73.
16. Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями) / Ред. Ю.Р. Беккер. М-б 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
17. Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124
18. Ключина М.Л. Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 9–22.
19. Ключина М.Л. Вендская система Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 60 с.
20. Курбацкая Ф.А. О границе рифея и венда на Среднем Урале // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 53–54.
21. Маслов А.В. Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 6. С. 624–639.
22. Маслов А.В. Литохимические особенности отложений различных макрофаций в нижнемезозойском разрезе Северо-Покачевского месторождения (Широтное Приобье) // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: УГГУ, 2007. С. 172–178.
23. Маслов А.В., Ишерская М.В. Вариации Eu/Eu\* в аргиллитах венда Волго-Уральской области и трассирование границы редкинского и котлинского горизонтов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 57–64.
24. Маслов А.В., Ишерская М.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. R3Э, Cr, Ni, Co, Sc, Hf, Th систематика тонкозернистых алюмосиликокластических образований верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины // Известия вузов. Геология и разведка. 2008. № 2. С. 20–27.
25. Маслов А.В., Ишерская М.В., Ронкин Ю.Л. и др. Условия формирования вендских отложений Шкаповско-Шиханской впадины по данным изучения литогеохимических особенностей аргиллитов // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 3. С. 279–300.
26. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А. и др. Некоторые геохимические особенности и условия образования тонкозернистых терригенных пород серебрянской и сыльицкой серий Среднего Урала // Литосфера. 2007. № 2. С. 3–28.
27. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Ишерская М.В., Лепихина О.П. Систематика редкоземельных элементов и Nd модельный возраст аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины // Докл. АН. 2006. Т. 410, № 6. С. 799–803.
28. Маслов А.В., Ронкин Ю.Р., Крупенин М.Т. и др. Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в аргиллитах венда западного склона Среднего Урала // Докл. АН. 2005. Т. 401, № 5. С. 668–672.
29. Маслов А.В., Федоров Ю.Н., Алексеев В.П. и др. Сравнительно-верификационный анализ тонкозернистых терригенных пород рифея и венда Восточно-Европейской и нижнего мезозоя Западно-Сибирской плит // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Материалы междунар. академической конф. Тюмень: ФГУП “ЗапСибНИИГТ”, 2008. С. 152–159.
30. Обстановки осадконакопления и фации / Ред. Х.Г. Рединг. Т. 2. М.: Мир, 1990. 384 с.
31. Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 5. С. 484–504.
32. Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменской свиты сыльицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 3. С. 354–359.
33. Сочава А.В. Основные этапы эволюции осадконакопления в рифее и венде Северной Евразии // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 119–121.
34. Сочава А.В. Петрохимия вендских терригенных отложений Русской платформы и ее складчатого обрамления // Палеогеография венда–раннего палеозоя (ПВРП-96). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 146–149.
35. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. Уфа: ИГ УНЦ РАН, ЦНИИгеолнеруд, БашНИПИнефть, 2000. 81 с.
36. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 184 с.
37. Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
38. Barbera G., Giudice A.L., Mazzoleni P., Pappalardo A. Combined statistical and petrological analysis of provenance and diagenetic history of mudrocks: Application to Alpine Tethydes shales (Sicily, Italy) // Sedimentary Geology. 2009. V. 213. P. 27–40.
39. Batumike M.J., Kampunzu A.B., Cailteux J.H. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Nguba and Kundelungu Groups, Katangan Supergroup, southeast Congo: Implications for provenance, paleoweathering and geotectonic setting // J. African Earth Sci. 2006. V. 44. P. 97–115.
40. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.
41. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
42. Bloch J.D., Timmons J.M., Crossey L.J. et al. Mudstone petrology of the Mesoproterozoic Unkar Group, Grand Canyon, U.S.A.: provenance, weathering, and sediment transport on intracratonic Rodinia // J. Sed. Research. 2006. V. 76. P. 1106–1119.
43. Campo M.D., Guevarab S.R. Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina // J. South American Earth Sci. 2005. V. 19. P. 143–153.

44. *Catalano S., Monaco C., Tortorici L., Torrisi S.* Significance of the Argille Brecciate in the Sicilian thrust belt // *Studi Geologici Camerti*. 2002. P. 63–71.
45. *Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
46. *Das B.K., Al-Mikhlaftib A.S., Kaura P.* Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting // *J. Asian Earth Sciences*. 2006. V. 26. P. 649–668.
47. *Deru X., Xuexiang G., Pengchun L. et al.* Mesoproterozoic–Neoproterozoic transition: Geochemistry, provenance and tectonic setting of clastic sedimentary rocks on the SE margin of the Yangtze Block, South China // *J. Asian Earth Sci.* 2007. V. 29. P. 637–650.
48. *Garzzone C.N., Ikari M.J., Basu A.R.* Source of Oligocene to Pliocene sedimentary rocks in the Linxia basin in northeastern Tibet from Nd isotopes: Implications for tectonic forcing of climate // *GSA Bulletin*. 2005. V. 117, № 9/10. P. 1156–1166.
49. *Gu X.X.* Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 4615–4631.
50. *Hofmann A.* The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt: Implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaean times // *Precambrian Research*. 2005. V. 143. P. 23–49.
51. *Kawano Y., Akiyama M., Ikawa T. et al.* Whole rock geochemistry and Sr isotopic compositions of Phanerozoic sedimentary rocks in the Inner Zone of the Southwest Japan Arc // *Gondwana Research*. 2006. V. 9. P. 126–141.
52. *Lentini F., Carbone S., Catalano S. et al.* Tettonica a thrust neogenica nella catena Appenninico–Maghrebi-de: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia // *Studi Geologici Camerti*. 1990. P. 19–26.
53. *Lentini F., Carbone S., Catalano R. et al.* Sedimentary evolution of basin in mobile belts: examples from the Tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mountains (NE Sicily) // *Terra Nova*. 1995. V. 7. P. 161–170.
54. *Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirowa M. et al.* From Cadomian Subduction to Early Palaeozoic Rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany) // *Orogenic Processes-Quantification and Modelling in the Variscan Belt of Central Europe* / W. Franke, V. Haak, O. Oncken & D. Tanner (Eds). *Spec. Publ. Geol. Soc. (Lond.)* 2000. V. 179. P. 131–153.
55. *Linnemann U., Romer R.L.* The Cadomian Orogeny in Saxo-Thuringia, Germany: geochemical and Nd–Sr–Pb isotopic characterization of marginal basins with constraints to geotectonic setting and provenance // *Tectonophysics*. 2002. V. 352. P. 33–64.
56. *Luepke J.J., Lyons T.W.* Pre-Rodinian (Mesoproterozoic) supercontinental rifting along the western margin of Laurentia: geochemical evidence from the Belt–Purcell Supergroup // *Precambrian Research*. 2001. V. 111. P. 79–90.
57. *Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju.* Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // *Geol. Soc. Am. Spec. Publs.* 1982. № 10. P. 551–561.
58. *Miconnet P.* Evolution mesozoïque du secteur de Lagonegro // *Mem. Soc. Geol. Ital.* 1988. V. 41. P. 321–330.
59. *Mongelli G.* Geochemistry of shales from the southern Apennines (Italy): source-area weathering, sorting, provenance and tectonic setting // *Trends Geochem.* 2002. V. 2. P. 101–124.
60. *Mongelli G.* Rare-earth elements in Oligo-Miocene pelitic sediments from Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy: implications for provenance and source area weathering // *Int. J. Earth Sci.* 2004. V. 93. P. 612–620.
61. *Mostardini F., Merlini S.* Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale // *Mem. Soc. Geol. Ital.* 1986. V. 35. P. 177–202.
62. *Murphy J.B., Fernández-Suárez J., Jeffries T.E.* Litho-geochemical and Sm–Nd and U–Pb isotope data from the Silurian–Lower Devonian Arisaig Group clastic rocks, Avalon terrane, Nova Scotia: A record of terrane accretion in the Appalachian–Caledonide orogen // *GSA Bulletin*. 2004. V. 116, № 9/10. P. 1183–1201.
63. *Nath B.N., Kunzendorf H., Plüger W.L.* Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the fine-grained fraction of the bedload sediments from the Vembanad lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India // *J. Sed. Res.* 2000. V. 70, № 5. P. 1081–1094.
64. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
65. *Paikaray S., Banerjee S., Mukherji S.* Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: Implications on provenance, tectonics and paleoweathering // *J. Asian Earth Sciences*. 2008. V. 32. P. 34–48.
66. *Roddaz M., Debat P., Niki'emab S.* Geochemistry of Upper Birimian sediments (major and trace elements and Nd–Sr isotopes) and implications for weathering and tectonic setting of the Late Paleoproterozoic crust // *Precambrian Research*. 2007. V. 159. P. 197–211.
67. *Roser B.D., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94, № 5. P. 635–650.
68. *Roser B.D., Korsch R.J.* Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chem. Geol.* 1988. V. 67. P. 119–139.
69. *Sifeta K., Roser B.P., Kimura J.-I.* Geochemistry, provenance, and tectonic setting of Neoproterozoic metavolcanic and metasedimentary units, Werri area, Northern Ethiopia // *J. African Earth Sciences*. 2005. V. 41. P. 212–234.
70. *Turgeon S., Brumsack H.-J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 321–339.
71. *Vorob'eva N.G., Sergeev V.N., Knoll A.H.* Neoproterozoic microfossils from the northeastern margin of the East European Platform // *J. Paleontology*. 2009. V. 83. P. 161–196.
72. *Yan Z., Wang Z., Wang T. et al.* Provenance and tectonic setting of clastic deposits in the Devonian Xicheng basin, Qinling Orogen, Central China // *J. Sed. Research*. 2006. V. 76. P. 557–574.

Рецензент М.И. Тучкова

**Some lithogeochemical characteristics of fine-grained clastic rocks in folded and unfolded Vendian molasse (western megazone of the South and Middle Urals, eastern and north-eastern regions of Russian Platform)**

**A. V. Maslov\*, V. N. Podkovyrov\*\*,  
D. V. Grazhdankin\*\*\*, Yu. N. Fedorov\*\*\*\*, E. Z. Gareev\*\*\*\*\***

*\*Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of RAS*

*\*\*Institute of Precambrian Geology and Geochronology of RAS*

*\*\*\*Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS*

*\*\*\*\*KogalymNIPIneft Ltd.,*

*\*\*\*\*\* Burgas, Bulgaria*

The results of comparison of the lithogeochemical characteristics of fine-grained clastic rocks (argillites, shales and fine-grained clayey siltstones) from folded (Asha Group, Bashkirian anticlinorium and Sylvitsa Group, Kvarkysh-Kamennogorsk anticlinoriums, western megazone of the Urals) and unfolded (Bizhbulyak Complex, Shkapovo-Shikhan depression and Valday Group, Vychegodsk depression of eastern and north-eastern regions of Russian Platform) is done in the paper. It is shown that there are no significant differences in chemical composition of these deposits. The location of the data points of fine-grained clastic rocks of folded and unfolded Vendian molasse on the  $\text{SiO}_2\text{--}(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  and F1–F2 diagramms is very similar. The majority of them are localized in the field of active continental margin (ACM). The same position on above-mentioned diagramms is typical for argillites and shales from Lower Cretaceous to Lower Miocene Sicily foreland domain of the Apenninic–Maghrebian thrust belt, the Late Neoproterozoic (Cadomian) Saxo-Thuringia domain of the Central European Variscan fold belt, Miocene-Pliocene Siwalik Group of the Indus-Ganges and Oligocene-Miocene Lagonegro foreland basins. (Co, Th, Zr, La, Sc)-systematization of the fine-grained clastic rocks of Asha, Sylvitsa and Valday Groups and Bizhbulyak Complex also is similar to (Co, Th, Zr, La, Sc)-systematization of the argillites and shales of the Sicily and Saxo-Thuringia domains, Indus-Ganges and Lagonegro foreland basins. All of these data indicate a considerable similarity of the paleogeodynamic conditions for objects, which are analyzed in this paper.

*Key words: lithogeochemical characteristics of fine-grained rocks, folded molassa, unfolded molassa, Vendian, eastern and north-eastern regions of Russian Platform, western megazone of the Urals.*