

Е.А. Кулиш¹, В.В. Покалюк¹, Н.С. Курлов², Ю.П. Мечников²

¹Институт геохимии окружающей среды НАН Украины,

²Криворожская комплексная геологическая партия

ГЛЕЕВАТСКИЕ МЕТАКОНГЛОМЕРАТЫ КРИВБАССА — КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОЛАССЫ ИЛИ ПРИБРЕЖНО-БАССЕЙНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ?

Изложены материалы литологии, петрографии, стратиграфии, петрохимии метаконгломератов и вмещающих их отложений глееватской свиты Кривбасса на основании изучения геологического разреза Криворожской сверхглубокой скважины. Приведены количественные подсчеты параметров слоистости, степени окатанности и сортировки галечного материала, гранулометрии песчаного заполнителя. Сделан вывод о прибрежно-бассейновом генезисе метаконгломератов и определены перспективы их металлоносности.

Введение. При анализе опубликованной литературы по глееватским метаконгломератам Кривбасса мы столкнулись с тем, что при общей, пожалуй, наилучшей изученности Кривбасса в целом в докембрии Украинского щита (УЩ) и при чрезвычайной важности изучения конгломератов для познания геологической истории докембрия, эти грубообломочные образования Кривбасса изучены недостаточно для обоснованного суждения об их генезисе. Во многом это обусловлено тем, что породы глееватской свиты Кривбаса являются непродуктивными на железо, как основной вид полезного ископаемого в Криворожском бассейне. Поэтому количество скважин, вскрывших глееватские метаконгломераты, невелико; описания метаконгломератов носят общий и несистемный характер. Отсутствуют какие-либо статистически значимые количественные подсчеты формы и состава галек, гранулометрии пород, мощностей прослоев и т.п., то есть тех признаков, которые несут непосредственную информацию об условиях осаждения. По сравнению с подобными породами других докембрийских регионов, в частности Балтийского щита, глееватские метаконгломераты и вмещающие их отложения изучены на данный момент в гораздо меньшей степени. Изучение глееватских метаконгломератов имеет большое значение в связи с тем, что они могут выступать в качестве эталонов (из-за слабого метаморфизма и большой мощности) при сопоставлениях с другими, более глубокометаморфизованными разновидностями конгломератов на Украинском щите. Все это явилось основанием для более пристального рассмотрения имеющихся материалов по литологии, петрографии, стратиграфии, геохимии этих образований с целью определения их генезиса и потенциальной рудоносности.

Обзор изученности и проблема происхождения глееватских метаконгломератов. Различные аспекты изучения (стратиграфия, литология, петрография и пр.) глееватской свиты и метаконгломератов в её разрезе затрагивались в работах [3–8, 10, 12, 14–18, 24–26, 28–30]. Так называемые глееватские метаконгломераты входят в состав самой верхней (наиболее молодой) стратифицированной докембрийской толщи Криворожского железорудного бассейна — глееватской свиты. Эта толща сложена главным образом метатерригенными породами — метаконгломератами, метапесчаниками, метаалевролитами с редкими маломощными линзами карбонатных пород (мраморизованных доломитов). Максимальная мощность глееватской свиты составляет около 2000 м в центральной части Криворожской структуры (рудник им. Фрунзе — рудник им. Ленина). С этой свитой связаны наиболее мощные проявления докембрийских метаконгломератов не только в Криворожском бассейне, но и в пределах всего УЩ. Образования свиты подстилаются без видимого несогласия метатерригенно-хемогенными отложениями гданцевской свиты, наиболее характерной чертой которой является парагенезис карбонатных пород (доломитов) с метапесчаниками, углистыми метапелитовыми сланцами, а также подчиненными

прослоями хомогенных железистых кварцитов и редкими линзами метаультрабазитов [23]. Глееватская и гданцевская свиты совместно составляют так называемую верхнюю (по старой терминологии) свиту Кривбасса (наджелезородную, надсаксаганскую). Между гданцевской и глееватской свитами подразумевается существенный перерыв в осадконакоплении, который зафиксирован во многих стратиграфических схемах. Хотя в разрезах этот перерыв нигде конкретно не задокументирован (в виде каких-либо базальных горизонтов или метаморфизованных кор выветривания). Г.И. Каляев считал переход между гданцевской и глееватской свитами постепенным [7]. Большинство исследователей относят глееватскую свиту к верхам палеопротерозоя [3, 6–8]. Существует также мнение о рифейском или рифей-палеозойском возрасте глееватской свиты [5, 12, 16] на основании находок остатков рифейских и палеозойских микроорганизмов. Глееватская свита подвержена региональному метаморфизму в зеленосланцевой фации; локально (в Анновском районе) степень метаморфизма повышается до эпидот-амфиболитовой фации. Здесь же наблюдается гранитизация пород глееватской свиты в виде субсогласных инъекций аплит-пегматоидных гранитов. Очевидно, что глееватская свита древнее процессов метаморфизма и гранитизации. В отчете Н.С. Курлова и др. (1998) приводятся датировки вышеуказанных секущих тел гранитов, полученные свинцовым методом по циркону — 1890 ± 75 и 2000 ± 70 млн лет, а также радиогенный возраст биотитов (К-Аг метод) из сланцев и метапесчаников глееватской свиты — 1870–2020 млн лет. Все эти цифры очень близки и соответствуют времени метаморфизма осадочных толщ Кривбасса и формирования гранитоидов кировоградского комплекса. В материалах государственной геологической карты масштаба 1:200 000 за 2002 год [2] глееватская свита вычленена из объема криворожской серии и представлена самостоятельно в качестве наиболее молодой метаосадочной толщи (свиты) Кривбасса, имеющей палеопротерозойский возраст и несогласно залегающей на подстилающих отложениях гданцевской свиты. Это же принято и в последней корреляционной хроностратиграфической схеме докембрия УЩ (2004) [9]; верхняя возрастная граница глееватской свиты указана на рубеже 2000 млн лет.

О генезисе отложений глееватской свиты широко известно мнение Г.И. Каляева [6, 7], который считал их молассами и связывал с заключительными орогенными стадиями развития геосинклинального процесса в краевых и внешних зонах геосинклинали Большого Кривого Рога. При этом фациальная обстановка накопления глееватских конгломератов в понимании Г.И. Каляева определяется зоной перехода между наземными аллювиальными и морскими прибрежными фациями. Более подробной расшифровки способа седиментации конкретных литотипов, в частности конгломератов, не приведено. В работе [7] показан сводный разрез верхней свиты центральной части Кривбасса (по материалам Фрунзенского профиля) и относительно подробное описание состава и строения метаконгломератов глееватской свиты. Общая мощность толщи, вмещающей метаконгломераты по Фрунзенскому профилю, составляет около 1800 м. Приведенные соотношения между основными литотипами внутри этой толщи таковы (в %): метаконгломераты — 35–40, метапесчаники — 25–30, сланцы — 20–25, доломиты — 10. Суммарная мощность пластов метаконгломератов достигает 700 м. Именно большая мощность конгломератоносной толщи и ее грубообломочный состав позволили Г.И. Каляеву «уверенно считать ее молассовой формацией» [8, стр. 18].

Против молассовой формации при наименовании глееватских метаконгломератов выступал А.П. Никольский [14, 15], подчеркивая внутриформационный характер метаконгломератов (присутствие галек доломитов и др., возникших за счет размыва несколько ранее отложенных осадков верхней свиты).

В работах И.С. Паранько с соавторами [16–18, 29] о генезисе метаконгломератов сказано, что они являются образованиями конусов выноса и прибрежных дельт. При этом авторы [29] не считают ассоциацию метаморфизованных псефито-пелитовых отложений глееватской свиты типичными молассами геосинклиналей, поскольку, по их мнению, вообще проблематично отнесение Криворожской структуры к разряду геосинклиналей. Для метаконгломератов ими принято название «молассоидная формация» (в смысле отличная от молассовой геосинклинальной). В составе свиты они выделяют две

формации, образующие фациальный латеральный ряд — метаконгломератовую моласоидную и метапесчаниково-сланцевую. Собственно метаконгломераты представляют собой образования конусов выноса (то есть — наземных фаций, прим. наше). К каким именно из наземных фаций конусов выноса (аллювиальным, пролювиальным и др.) принадлежат глееватские метаконгломераты, эти авторы не раскрывают. Вероятно, подразумевается смешанный пролювиально-аллювиальный генезис.

Т.П. Михницкая [12] считает глееватские метаконгломераты и связанные с ними осадки также главным образом наземными образованиями предгорных конусов выноса; собственно метаконгломераты отнесены ею к речному аллювию: метаконгломераты «являются собой образования конусов выноса, которые постепенно переходят по мере удаления от источника сноса в прибрежные отложения дельт, а те, в свою очередь, замещаются прибрежно-морскими осадками»; «конгломераты соответствуют русловым фациям главных потоков, а алевро-песчаные отложения — в основном межрусловым фациям конусов выноса и аккумулятивных шлейфов» [12, стр. 101].

Наиболее полно и детально глееватские метаконгломераты были изучены при бурении Криворожской сверхглубокой скважины Н.С. Курловым (1998). Был вскрыт разрез конгломератовмещающей толщи истинной мощностью около 750 м и подробно задокументированы сведения о слоистости, гранулометрических парагенезах, структурно-текстурных характеристиках пород. К сожалению, результаты этих работ в полной мере до сих пор не опубликованы и существуют в виде фондовых материалов.

Как видно из приведенного, в понимании генезиса глееватских метаконгломератов нет ясности. До настоящего времени доминирует представление о наземном способе отложения глееватских метаконгломератов в подгорных пролювиально-аллювиальных конусах (шлейфах) выноса (то есть типичные континентальные молассы). Это мнение настолько укоренилось в применении к глееватским метаконгломератам, что считается порой аксиоматичным. Однако генезис грубообломочных пород вообще определить не так просто, как это может показаться на первый взгляд. Даже в молодых неметаморфизованных комплексах часто трудно установить, являются ли конгломераты аллювиальными, либо это отложения селевых потоков, либо пролювиальные, либо прибойно-обломочные. От решения этих генетических задач зависит перспективный прогноз на многие виды полезных ископаемых. Определение фациального (генетического) типа конгломератов имеет важнейшее значение для оценки их потенциальной рудоносности. *По нашим наблюдениям в глееватских метаконгломератах обнаруживаются многочисленные признаки, свидетельствующие об их прибрежно-бассейновом (волноприбойном) генезисе. Освещению этих вопросов и посвящена данная статья.*

Прежде всего необходимо определить понимание термина «моласса», поскольку он имеет весьма широкую трактовку и объединяет порой различные в геотектоническом и фациальном отношении отложения. Наиболее характерные черты моласс — грубообломочный состав пород (песчаники, конгломераты) и большие мощности их накоплений (сотни метров и первые километры). При этом выделяют как морские молассы, так и континентальные. В определении моласс существуют два основных подхода — геотектонический и литолого-фациальный. В первом случае к молассам относят полифациальные (морские, лагунные, континентальные) осадки, связанные с крупными геотектоническими орогенными циклами первого ранга (стадиями) развития геосинклинальных зон. Другой подход на первое место ставит фациальную обстановку (вне зависимости от платформенного или геосинклинального режима развития территории и отложения осадков). В этом случае под молассами подразумевают исключительно наземные (континентальные) терригенные породы. Исходя из литолого-фациальных генетических позиций, объединение морских и наземных отложений в единую формацию является не вполне корректным. Поэтому в настоящее время большая часть отечественных исследователей считают молассами в литологическом (а не тектоническом) отношении только наземные образования. Сопряженные с ними морские прибрежные отложения В.И. Поповым [19] предложено называть шлировыми формациями.

Следуя В.И. Попову, под молассами здесь мы понимаем главным образом наземные континентальные терригенные (подгорные и равнинные) отложения (в классическом выражении это пролювиально-аллювиальные породы) без отнесения их к какой-либо конкретной геодинамической стадии развития земной коры (платформенной, геосинклинальной и пр.).

В связи с этим основной нашей задачей было изучение литолого-генетических признаков глееватских отложений с целью установления генезиса метаконгломератов и связанных с ними пород. Был изучен разрез глееватской свиты, вскрытый Криворожской сверхглубокой скважиной (скв. 20500, СГ-8).

Результаты исследований. Общее строение разреза, соотношения литотипов, виды породных парагенезов и характер ритмичности. Сводная колонка конгломератовмещающей толщи в разрезе сверхглубокой скважины (по материалам Н.С. Курлова, 1998) представлена на рис. 1. Общая истинная мощность толщи (с учетом углов наклона слоистости в керне) составляет примерно 730 м (в интервале 161,2–1509,4 м по стволу скважины). Главные члены общего породного парагенезиса толщи – метаконгломераты, метаалевролиты и средне-тонкозернистые метапесчаники. В резко подчиненных количествах встречаются маломощные прослои метапелитовых сланцев и карбонатных пород (доломитов). В целом по конгломератовмещающей толще соотношения между литотипами таковы (в %): метаконгломераты – 50, метаалевролиты – 32, метапесчаники – 18, маломощные (до 1,5 м) прослои мраморизованных доломитов – 0,25. Таким образом, наиболее важными составными членами толщи являются метаконгломераты и метаалевролиты – гранулометрически контрастные литотипы.

Общий разрез конгломератовмещающей толщи в самом общем виде состоит из трех существенно конгломератовых пачек мощностью (снизу вверх) 100, 70 и 350 м, разделенных сланцевыми (метаалевролитовыми) пачками мощностью 65 и 55 м (рис. 1).

Внутри конгломератовых пачек роль метаалевролитов сильно снижается с соответствующим увеличением роли самих метаконгломератов и метапесчаников. Так, в верхней, наиболее мощной 350-метровой конгломератовой пачке (инт. 270–916 м) соотношения между литотипами таковы (в %): метаконгломераты – 79, метапесчаники – 16, метаалевролиты – 5, мраморизованные доломиты – 0,6. В нижней конгломератовой пачке соотношения между литотипами следующие: метаконгломераты – 57, метапесчаники – 37, метаалевролиты – 6. Для средней конгломератовой пачки эти соотношения таковы: метаконгломераты – 69, метапесчаники – 30, метаалевролиты – 1,3.

Таким образом, внутри существенно конгломератовых пачек определяющим является элементарный парагенезис метаконгломератов и метапесчаников с полутора-пятикратным преобладанием первых над вторыми. В составе конгломератовых пачек присутствует в небольшом объеме также элементарный парагенезис метаконгломератов и сланцев.

В составе сланцевых пачек переслаивания также можно выделить два элементарных парагенезиса: 1 – переслаивание метаалевролитов, несколько различающихся по зернистости и количеству слюдяного цемента; 2 – то же, но с добавлением прослоев метапесчаников.

Конкретные примеры всех четырех элементарных парагенезов приведены на рис. 2. Очевидно, что все они отражают виды различных фациальных обстановок седиментации, существовавших в период накопления исследуемой толщи пород. Из этих четырех парагенезов доминирующее значение имеют два: парагенез «А» – метаконгломерат + метапесчаник средне-тонкозернистый с большой примесью алевритовых зерен и слюдяного (исходно глинистого) цемента; парагенез «В» – переслаивание метаалевролитов, несколько различных по зернистости и количеству цемента. Так что, в самом общем виде можно предполагать существование двух главных видов фациальных обстановок при формировании исследуемого комплекса отложений. Дальнейшее изучение конкретных свойств пород (гранулометрических, литолого-морфологических, петрохимических и др.) должно быть увязано с этими конкретными парагенезами и направлено на выявление фациальных

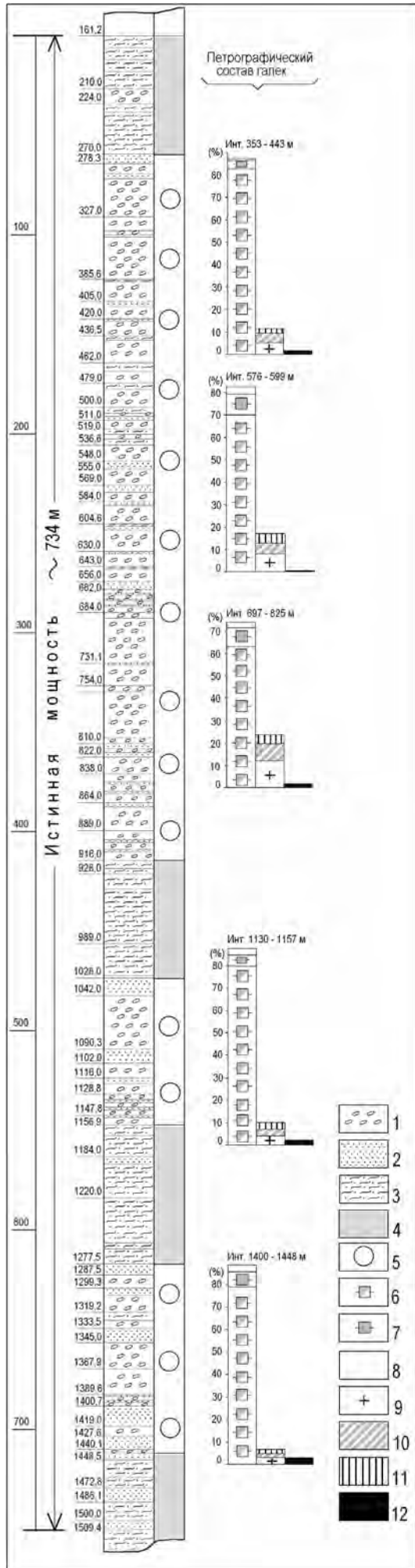


Рис. 1. Сводная колонка конгломератовмещающей толщи глеватской свиты в разрезе Криворожской сверхглубокой скважины (скв. 20500, СГ-8) (по материалам Н.С. Курлова, 1998) с вынесенным петрографическим составом галек конгломератов
 1 — метаконгломераты полимиктовые; 2 — метапесчаники Би-Пл-Би, Кв-Пл-Би, Пл-Кв-Би средне-тонкозернистые с большой примесью алевроитового материала и слюдистого (биотитового) цемента; 3 — метаалевролиты Кв-Пл-Би, Пл-Кв-Би, нередко с гранатом; 4 — смешенно сланцевые пачки переслаивания; 5 — существенно конгломератовые пачки переслаивания; 6-12 — гальки: 6 — кварцитов серых, темно-серых; 7 — кварцитов сахаровидных белых, светло-серых; 8 — кварца; 9 — плагιοгранитоидов; 10 — карбонат-тремолититов; 11 — мраморов и доломитов; 12 — железистых кварцитов, амфиболитов и др.

критериев отложения каждого из них. Следует отметить, что редкие маломощные прослои доломитов (инт. 604,6–606,4; 643,0–644,0 м) связаны с парагенезом «А», то есть метаконгломерат + метапесчаник.



Рис. 2. Виды породных гранулометрических парагенезов конгломератовмещающей толщи глееватской свиты

А — метаконгломерат + метапесчаник средне-тонкозернистый; Б — метаконгломерат + метаалевролит; В — метаалевролит (с переменным содержанием порфиробластического граната); Г — метаалевролит + метапесчаник средне-тонкозернистый

Ритмичность конгломератовмещающей толщи является главным образом двухкомпонентной (метаконгломерат + метапесчаник, метаконгломерат + метаалевролит, метапесчаник + метаалевролит). Повторяющиеся трехкомпонентные макроритмы, такие как метаконгломерат + метапесчаник + метаалевролит, или метапесчаник + метаалевролит + метапелит, как правило, не характерны (последние свойственны трансгрессивным циклам седиментации платформенных терригенных формаций). В большинстве случаев мощность отдельных ритмов составляет 1–10 м. Изредка в виде ритмичных серий небольшой мощности наблюдаются мелкоритмичные циклы метаконгломерат + метапесчаник с параметрами переслаивания менее метра.

Границы между слоями метаконгломератов и метапесчаников, метаконгломератов и метаалевролитов определяются по достаточно резкому исчезновению галек, однако непосредственные контакты выражены не четко в связи с близостью или идентичностью состава прослоев метапсаммоалевролитов и матрикса метаконгломератов.

Общий анализ слоистости. Анализ макрослоистости выступает на первый план в условиях метаморфизованного докембрия, где мезо-микрослоистость в породах нередко изменена или уничтожена тектоно-метаморфическими процессами. Под макрослоистостью здесь мы понимаем масштаб ритмичности для терригенных пород, измеряемый от первых десятков сантиметров до первых метров и определяемый однородностью конкретных слоев, отличающихся друг от друга составом, гранулометрией и прочими признаками. Макрослоистость дает важную информацию, позволяющую судить о взаимоотношениях членов породных парагенезов, а также сопоставлять между собой различные сложные метаморфизованные породные комплексы.

Статистический анализ мощностей макрослоев для различных литотипов по всей конгломератовмещающей толще показал следующее (рис. 3). Основное количество отдельных слоев *метапесчаников* (50% от всех случаев), формирующих моду, имеют мощности от 0,27 до 2,2 м (медианное значение равно 0,59 м). В остальных случаях преобладают мощности до 5 м. Максимальные значения («выбросы») — до 9 м. Последние состоят,

очевидно, из нескольких слоев, разделенных тонкими прослойками и формируют уже отдельные метапесчаниковые горизонты.

Соответствующим образом, мода мощностей слоев *метаконгломератов* (50% случаев) характеризуется значениями 0,9–4,2 м (медианное значение равно 1,66 м). Реже отмечаются мощности до 9 м. Максимальные значения составляют 30 м; которые характеризуют, очевидно, уже отдельные метаконгломератовые горизонты, состоящие из нескольких слоев.

Слой *метаалевролитов* имеют главным образом мощности 0,4–5,4 м (медианное значение равно 2,1 м). Реже встречаются мощности до 13 м. Максимальные значения — 22,4 м.

Таким образом, средние параметры мощностей слоев метапесчаников в 2–3 раза меньше, чем метаконгломератов и метаалевролитов. Показательно, что статистические параметры мощностей макрослоистости метаконгломератов и метаалевролитов весьма близки между собой (рис. 3). Такая схожесть макрослоистости метаконгломератов и метаалевролитов говорит о возможной тесной генетической связи этих чрезвычайно контрастных гранулометрических типов пород. Тем более, что заполнитель метаконгломератов имеет очень близкий состав с самостоятельными (безгалечными) прослоями метаалевролитовых сланцев. Гидродинамический механизм формирования таких парагенезов еще недостаточно ясен. Такие соотношения отличаются от предгорного аллювия, для которого также наблюдаются парагенезы галечных и алевритовых пород, но с присутствием гравелитовой и крупнопсаммитовой составляющей. Здесь же крупнозернистые псаммиты и гравелиты, как правило, отсутствуют. Скорее всего, такие соотношения между галечным и алевритовым материалом могли реализоваться именно в бассейновых условиях при переработке смешанных пролювиально-аллювиальных отложений. Переработка этих осадков в литоральной зоне бассейна привела к фациальному разделению галечного и алевритового материала на синхронные, примерно изомощностные слои.

Мезо- и микрослоистость проявлена в целом слабо. Для метаконгломератов она вообще не характерна. Метапесчаники и метаалевролиты как правило имеют массивные, реже неяснослоистые текстуры. Это составляет их главную текстурную особенность. Четкая мезо-микрослоистость наблюдается редко и главным образом в метапесчаниках. Средние параметры мезослоистости — от первых сантиметров до первых дециметров. В метаалевролитовых сланцах она проявлена цветом (темнее-светлее), изменения которого связаны с содержанием алевритового кварца и темноцветных минералов. Более темные прослои, обогащенные биотитом (исходно более тонкообломочные разности с большим содержанием глинистой фракции) содержат, как правило, в большей степени и новообразованный порфиробластический гранат в количествах до 10–15%. Неконтрастная перемежаемость гранатосодержащих и безгранатовых слоев весьма характерна для метаалевролитовых сланцев. Границы между такими слоями нечеткие. Микрослоистость (первые миллиметры) наблюдается редко.

Косая слоистость, знаки ряби и другие подобные морфологические признаки в породах нами не установлены из-за чрезвычайно монотонной массивной текстуры сланцев и метапесчаников, а также по причине сложного обнаружения таких элементов в керне.

Вещественный состав и литогенетические признаки отложений

Метаконгломераты. по составу обломков относятся к полимиктовым. Характеризуются в большинстве случаев значительной сгруженностью галек (50–80%), хорошей их окатанностью, большой мощностью конгломератовых слоев (1–9 м) и существенно конгломератовых пачек переслаивания (70–350 м), относительным постоянством состава и структурно-текстурных признаков. По размеру галечного материала преобладают среднегалечные (2,5–5 см) разновидности метаконгломератов, хотя нередки и крупногалечные (5–10 см) и мелкогалечные (1–2,5 см). Изредка отмечаются мелкие окатанные валуны.

Петрографический состав галечного материала. По количественным соотношениям и составу обломков весь галечный материал можно разделить на три группы. К первой,



Рис. 3. Статистические параметры мощностей макрослоев конгломератовмещающей толщи глееватской свиты в разрезе Криворожской сверхглубокой скважины
Данные отражают истинные мощности слоев (с учетом угла наклона слоистости в керне). Цифры в скобках — количество слоев в выборках

главенствующей, относятся гальки серых, темно-серых хемогенных кварцитов, белых (светло-серых) сахаровидных кварцитов и жильного кварца. В связи с динамометаморфизмом разделить их порой сложно, однако в целом гальки хемогенных кварцитов доминируют, гальки белых кварцитов резко подчинены, кварцевые — встречаются эпизодически. Совместная доля галек этой группы составляет 75-85%. Значительно меньшую часть (15–25%) составляет вторая группа, к которой относятся гальки, встречающиеся постоянно в количествах около 5–10% каждой разновидности пород — гранитоидов, карбонат-тремолитовых пород и мраморизованных доломитов (кальцит-доломитовых мраморов). И третью группу составляют гальки, встречающиеся эпизодически и в сумме не превышающие 5% — гальки железистых (магнетитовых) кварцитов, амфиболитов, серицит-кварцевых метапесчаников-метагравелитов. Изредка в отдельных маломощных прослоях количество галек железистых кварцитов поднимается до 5%, а галек амфиболитов до 6%.

Соотношения между гальками различного петрографического состава, подсчитанные в различных частях разреза конгломератовмещающей толщи методом последовательных замеров (200 галек в каждой «точке» наблюдения) показаны на рис. 1. Снизу вверх по разрезу конгломератовмещающей толщи эти соотношения испытывают малозначимые колебания, так, что в целом можно считать состав галечного материала достаточно однородным по всей толще. Средний состав обломков (1100 галек) следующий: кварциты серые, светло-серые — 48%; кварциты темно-серые — 26%; кварциты сахаровидные белые, светло-серые, буровато-серые — 6,8%; кварц — 2,9%; плагиогранитоиды — 7,1%; карбонат-тремолититы — 4,5%; доломиты и доломитовые мраморы — 3,5%; амфиболиты (метабазиты) — 1,5%; железистые кварциты — 0,5%; метапесчаники-метагравелиты кварцевые на базальном серицитовом цементе — 0,2%. Крупногалечные метаконгломераты по сравнению с мелкогалечными несколько более разнообразны по петрографическому составу галек и обогащены гальками второй и третьей групп, особенно гранитоидов (до 13%), то есть, доля доминирующих кварцитовых галек в них несколько снижается.

Гальки хемогенных кварцитов играют главную роль в составе метаконгломератов, они неоднородны по цвету и текстурно-структурным признакам. Среди них различаются: 1 — серые однородные, пятнистые, полосчатые; 2 — темно-серые однородные тонкозернистые, пятнистые, полосчатые. Между обоими разновидностями наблюдаются взаимопереходы. В шлифах кварциты имеют мозаичную структуру различной зернистости — от тонкомозаичнозернистой (0,02 мм) до мелко-среднемозаичнозернистой (0,25 мм). Нередки полосчатые разновидности, в которых полосы имеют различную зернистость. Количество других минералов в гальках кварцитов незначительно. Чаще всего это тонкочешуйчатый биотит, реже амфибол (тремолит-актинолит) или хлорит, а также тонкая вкрапленность магнетита согласно элементам полосчатости. В тонкозернистых кварцитах наблюдаются примазки углистого вещества. Нередки чистые монокварцевые мозаичные кварциты. Очевидно, что основная масса кварцитовых галек образовалась за счет размыва хемогенных кварцевых роговиков и кварцито-сланцев нижезалегающих железо-кремнистых формаций криворожской серии.

Гальки сахаровидных кварцитов белых, светло-серых, буровато-серых характеризуются средне-крупномозаичным строением, наличием в ряде случаев псаммовидных текстур и структур. Исходная природа их (кластогенная или хемогенная) не вполне ясна, поскольку структуры, напоминающие бластопсаммитовую, могут быть образованы и в результате бластокатаклаза по хемогенным кварцитам. Вероятно, эти гальки образовались за счет разрушения белых кварцитов гданцевской свиты.

Гальки кварца (серого прозрачного и буроватого) часто разбиты сетью густых нитьевидных трещин с развитием по ним гидроокислов железа.

Гальки гранитоидов относятся к плагиогранитоидному ряду (плагиограниты, плагиогранито-гнейсы, плагиомигматиты, пегматиты); среди них преобладают розовато-серые разновидности, в меньшей мере серые. Калишпат, как правило, отсутствует. Розоватый цвет обусловлен гидроокислами железа.

Гальки карбонат-тремолитовых пород имеют зеленовато-серый цвет, среднезернисто-пятнистую текстуру, обусловленную выделениями светлых карбонатных бластических (до 1–2 мм) зерен в массе нематобластового тремолита.

Гальки белых, серых, зеленовато-серых и темно-серых мраморизованных доломитов и мраморов имеют как тонкозернистую (почти до скрытозернистой) так и мозаично-бластовую (от мелко- до крупномозаичной) структуру. Весьма характерно, что внешние зоны карбонатных галек часто изменены. Центральные части имеют мозаичную структуру; во внешних зонах бластические зерна постепенно мутнеют и становятся тусовыми до скрытозернистых. Вокруг доломитовых галек нередки тремолитовые каймы. По всей вероятности, эти явления связаны с контактовыми метасоматическими явлениями на границах галек и цемента в постседиментационный период. В гальках доломитов часто отмечаются линзы углистого вещества, а также полосовидные скопления алевритового и тонкопсаммитового кварца. В зависимости от количества тонкорассеянного углистого вещества цвет галек меняется от белого до темно-серого. В гальках мраморов (как и в самих мраморах гданцевской свиты) А.М. Снежко обнаружены остатки сине-зеленых водорослей, онколитов, водорослевых колоний [8].

Гальки полосчатых магнетитовых кварцитов часто микроскладчаты. Кроме магнетита и кварца в них отмечаются тонкочешуйчатые биотит и тремолит.

Гальки метабазитов представлены темно-серыми зеленоватыми амфиболитами биотит-плагиоклаз-амфиболового состава.

Гальки зеленовато-серых кварцевых метапесчаников-метагравелитов на базальном серицитовом цементе. Похожие породы встречаются в криворожском разрезе в составе скелеватской свиты, а также в латовской толще. В шлифах гальки обладают отчетливой метапсаммитовой структурой (разнозернистые полуугловатые обломки кварца). Благодаря крупным обломкам прозрачного кварца (до 3 мм) в массе серицита породы напоминают своим внешним видом рассланцованные кератофиры. В работах [24, 25] есть указание на присутствие в гальках метаконгломератов обломков кварцевых порфиров; возможно, за такие были приняты как раз данные метапесчаники.

Морфометрия галек. Метаконгломераты по всей толще в различной степени разлинзованы. Деформациям подвержены в наибольшей мере гальки мягких пород — амфиболитов, сланцев, карбонат-тремолитовых пород, доломитов, в меньшей степени — кварцитов, в наименьшей — гранитоидов. Часто отмечаются вдавленные друг в друга гальки, а также хвостатые, растащенные, сплюснутые, разлинзованные. В участках интенсивного разлинзования отношение вытянутой и уплощенной осей в гальках кварцитов достигает 17 (рис. 4). Даже гранитные гальки в таких зонах разлинзованы. Исходная форма галек в таких участках не поддается восстановлению. Участки разлинзования чередуются с участками слабой деформированности галек. В последних были проведены морфометрические замеры. К сожалению, объем выборки таких наименее разлинзованных галек невелик — около 250. Но и этого количества достаточно для получения предварительных статистических данных по таким основным характеристикам как степень окатанности и сортировки галечного материала.

При работе с керном, как правило, не удается измерить истинные оси галек (длину, ширину, толщину), поэтому мы использовали лишь видимые максимальный и минимальный диаметры без соотнесения этих размеров к конкретным осям галек.

Для определения степени окатанности при визуальных наблюдениях мы применяли пятибалльную шкалу А.В. Хабакова (1933), по которой гальки в зависимости от степени окатанности соответствуют следующим баллам: 0 — неокатанные остроугольные обломки (щебень); 1 — слабо окатанные, обладающие лишь слегка окатанными углами и ребрами; 2 — умеренно окатанные, со сглаженными ребрами, в очертании которых еще отчетливо заметны прямолинейные отрезки; 3 — хорошо окатанные; 4 — идеально окатанные. Средняя степень окатанности (ОК(ср)) выводилась как арифметическое среднее от баллов всех галек в конкретной выборке.

Форма галек тесно связана с их петрографическим составом. Так, гранитная галька почти всегда изометрична (первая и третья квартили отношения диаметров $d(\max)/d(\min)$ равны соответственно 1,2 и 1,7; мода — 1,2; медиана — 1,4). Галька кварцитов — уплощенная (первая и третья квартили отношения $d(\max)/d(\min)$ равны 1,5 и 2,5; мода — 1,5; медиана — 1,75). Очень интересно то, что несмотря на различия в удлинении гранитных

и кварцитовых галек, степень окатанности их практически одинакова (рис. 5-а) — преобладают умеренно и хорошо окатанные (2–3 баллы — 77–79%) со значительной долей идеально окатанных¹ (4 балл — 11–17%) и незначительным количеством слабо окатанных (1 балл — 3,4–5,6%). Средняя степень окатанности гранитоидных и кварцитовых галек равна, соответственно 2,68 и 2,43. Этот факт (практически одинаковая степень окатанности гранитоидных и кварцитовых галек) свидетельствует в пользу волноприбойного их происхождения. Поскольку в случае аллювиального генезиса эти обломки, имея разноудаленные от области седиментации источники сноса, имели бы и различную степень окатанности. При волноприбойном генезисе обломки пород, независимо от состава и удаленности источников сноса, имея при этом близкие величины твердости и способности к истиранию, приобретают и аналогичную степень окатанности.

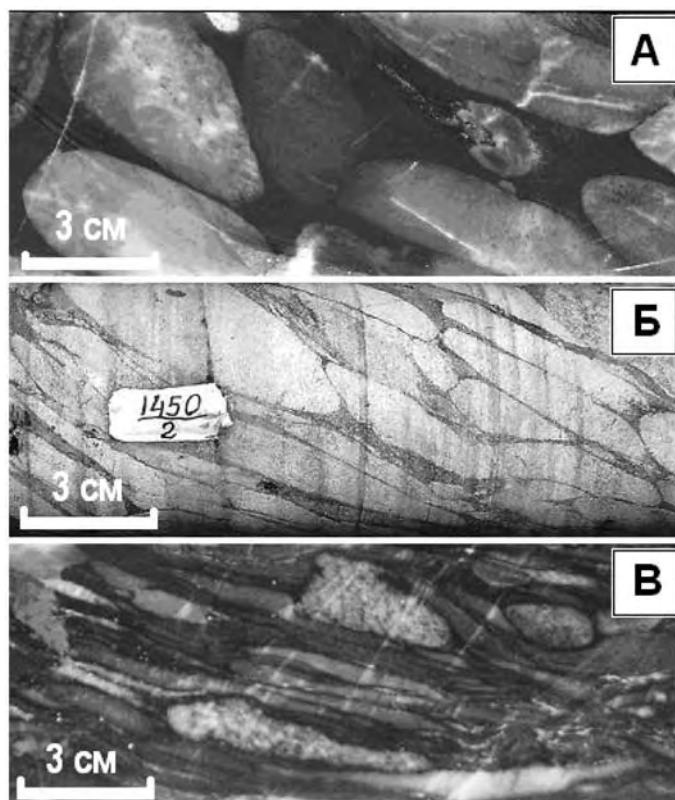


Рис. 4. Различная степень динамо-метаморфического разлинзования галек глееватских метаконгломератов. *А* — почти неразлинзованные, *Б* — умеренно разлинзованные, *В* — интенсивно разлинзованные

Хорошо проявлена зависимость степени окатанности галек гранитоидов и кварцитов от их размеров (рис. 5–б). Наиболее хорошо окатаны средние и крупные обломки (ОК(ср) = 2,76). Мелкие обломки окатаны несколько хуже (ОК(ср) = 2,21).

Гальки амфиболовых и карбонатных пород почти всегда ксеноморфны, раздавлены и линзовидны, вследствие чего не удастся установить их исходную форму. В редких случаях отмечаются слабдеформированные полуугловатые, умеренно и хорошо окатанные гальки этих пород.

Медианный размер галек в исследованных неразлинзованных интервалах изменяется в пределах 21,3–32,5 мм (использовался усредненный размер, равный сумме минимального и максимального диаметров, деленной на два). Значения нижней и верхней

¹Как показано Л.И. Четвериковым [27, стр. 84], «в геометрии образования формы гальки главную роль играет геометрия типа анизотропии физического свойства — способности породы к ее истиранию». Поэтому идеально окатанные гальки гранитов имеют изометричную форму, близкую к шаровидной, а идеально окатанные гальки кварцитов в той или иной мере уплощены.

квартилей размера галек колеблются, соответственно 14,0–21,5 и 27,5–42,5 мм. Стандартное отклонение и эксцесс, являясь мерой сортированности галек, изменяются соответственно от 9,2 до 14,6 мм и от -0,74 до +2,1. Коэффициент сортировки по Траску соответствует значениям от 1,35 до 1,52, что характеризует высокую степень отсортированности галечного материала.

Сгруженность галек в целом высокая (50–85%), однако часто гальки не соприкасаются друг с другом; наблюдаются также отдельные хорошо окатанные «плавающие» гальки в массе средне-мелкопсаммит-алевритового заполнителя (рис. 6-а).

Ориентировка галек проявлена отчетливо в слаборазлинованных участках по удлинению кварцитовых галек, имеющих черепицевидную укладку. Наложенное динамометаморфическое разлинование затрудняет различение исходной ориентировки галек. Последняя особенно хорошо наблюдается на контактах галечных и песчаных слоев, когда цепочка не соприкасающихся между собой галек, залегающих на слое метапесчаника, имеет субпараллельную черепицевидную ориентировку наподобие «домино».

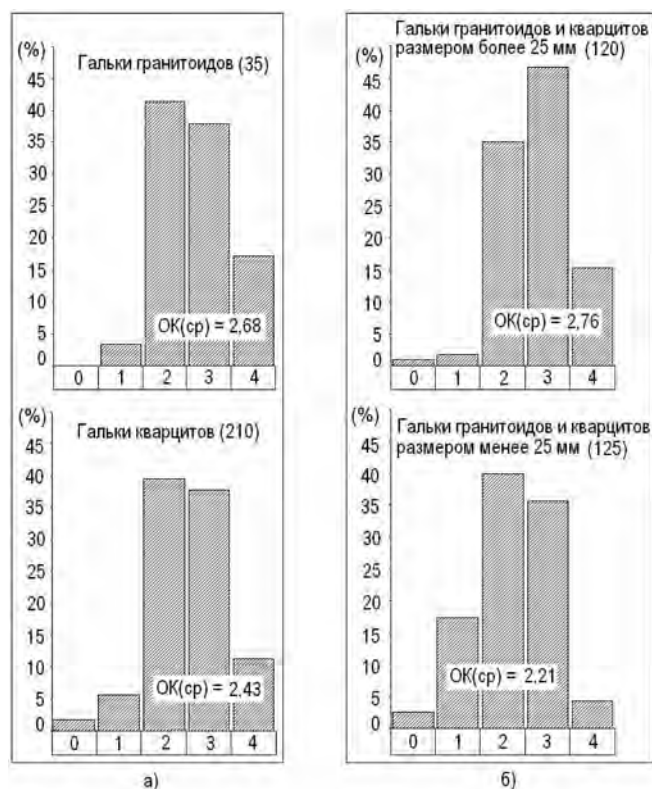


Рис. 5. Гистограммы степени окатанности галечного материала *а) всех размеров включительно; б) различного размера. 0, 1, 2, 3, 4 — баллы окатанности по А.В. Хабакову. В скобках — количество галек в выборке. ОК(ср) — средняя степень окатанности*

Заполнитель (матрикс) метаконгломератов представлен разнозернистым, преимущественно средне-тонкозернистым метапесчаником с большой примесью алевритовых зерен и слюдистого (исходно глинистого) цемента (рис. 6-б). Доминирует обычно мелко-тонкопсаммитовая фракция (0,25–0,05 мм), которая составляет около 60%. Ей подчинена алевропелитовая фракция (30–35%) (рис. 7-г). Средне- и крупнопсаммитовая фракции содержатся в пределах, соответственно: 2–8% и 0–5% и в сумме не превышают 10%.

Порода именуется песчаником, если количество песчаных фракций в ней составляет более 60% [21]. В заполнителе глееватских метаконгломератов песчаная фракция часто содержится в количествах, близких к этой величине, а иногда не превышает её. В этих случаях заполнитель нельзя именовать в строгом смысле метапесчаником. Это смешанная метаморфизованная глинисто-алеврито-псаммитовая порода при доминировании в ней мелко-тонкопсаммитовой фракции.

Минеральный состав заполнителя биотит-плагиоклаз-кварцевый, биотит-кварц-плагиоклазовый, кварц-плагиоклаз-биотитовый, плагиоклаз-кварц-биотитовый с небольшим переменным количеством актинолита (0–10%) и карбоната (0–10%).

Песчаные обломки в заполнителе метаконгломератов представлены главным образом зернами кварца, мозаичного кварцита, такого же, что слагает кварцитовые гальки, а также зернами мутного пелитизированного плагиоклаза. Плагиоклаз представлен олигоклазом, часто полисинтетически сдвойникованным. Соотношение плагиоклазовых и кварцитовых (кварцевых) обломков примерно равное с перевесом в ту или другую сторону. Встречаются также псаммитовые зерна амфиболовых и других сланцев, которые сливаются со слюдястым цементом и трудно диагностируются. Заполнитель так же, как и галечный материал, подвержен динамо-метаморфическим изменениям, часто интенсивно разлинзован. В слаборазлинзованных участках форма песчаных обломков угловатая, полуугловатая, полуокатанная. Обломки плагиоклазов часто имеют таблитчатую форму. Темноцветные минералы представлены главным образом зеленоватым и бурым биотитом (15–35%), нередко хлоритизированным, а в обогащенных карбонатом разностях — актинолит-тремолитом. Заполнитель часто содержит рассеянную вкрапленность идиоморфных зерен магнетита (до 5%) размером 0,03–0,1 мм. По минеральному составу заполнитель можно именовать метаграуваккой или полимиктовым метапсаммо-алевритом.

В заполнителе метаконгломератов, а также во вмещающих метапесчаниках установлены реликты растительных тканей и тонкорассеянное углистое вещество [12, 30], что может косвенно подтверждать бассейновую седиментацию конгломератов и вмещающих их отложений.

Прослой метапесчаников (без галек) среди метаконгломератов почти не отличаются от заполнителя близлежащих метаконгломератовых слоев, как по минеральному, так и по гранулометрическому составу, что можно рассматривать как признак близких условий осадконакопления конгломератов и песчаников. Метапесчаники обладают массивной, редко неяснотонкослоистой текстурой, средне-тонкопсаммит-алевритовым гранулометрическим составом. Так же, как и в матриксе метаконгломератов, в них доминирует мелко-тонкопсаммитовая фракция (0,25–0,05 мм) (рис. 7-в).

Крупнопсаммитовая фракция обычно отсутствует или содержится в очень незначительном количестве. Минеральный состав метапесчаников аналогичен составу заполнителя метаконгломератов. Кроме главных минералов — биотита, кварца и плагиоклаза, соотношения между которыми варьируют (но чаще примерно равные, с некоторым преобладанием кварца), породы содержат примесь карбоната, актинолита, роговой обманки, редко граната. В очень редких случаях отмечены единичные обломочные зерна решетчатого микролина размером до 0,3 мм. Биотит часто хлоритизирован. Иногда темноцветный минерал полностью представлен актинолитом или роговой обманкой. В неяснотонкослоистых разностях метапесчаников (и метаалевролитовых сланцев) нередко отмечается тонкое чередование слоев, обогащенных и обедненных карбонатом и актинолитом. Содержание карбоната в цементе метапесчаников поднимается иногда до 25%, но в основном находится в пределах 0–2%. Отдельные слои метапесчаников (и метаалевролитовых сланцев) содержат рассеянную тонкую вкрапленность магнетита в количестве до 5–7%.

Прослой метаалевролитовых сланцев среди метаконгломератов отличаются от метапесчаников лишь несколько более тонкозернистыми структурами. В них снижена роль мелко-тонкопсаммитовой фракции (35%) и доминирует алевро-пелитовая (65%) (рис. 7-б).

Метаалевролитовые сланцы существенно сланцевых пачек переслаивания характеризуются наиболее тонким гранулометрическим составом (рис. 7-а). В них обычно доминируют крупноалевролитовые зерна (0,05–0,01 мм) кварца и плагиоклаза. Мелкопсаммитовая фракция отсутствует, а тонкопсаммитовая содержится в количестве 10–35%, в среднем 25%. Слюдистый цемент, представленный главным образом биотитом, составляет 20–35%. В метаалевролитах часто присутствует порфиробластический гранат до 10–15%, особенно в разностях, обогащенных биотитом. Сланцы иногда содержат также в небольших количествах порфиробластический ставролит (до 5%).

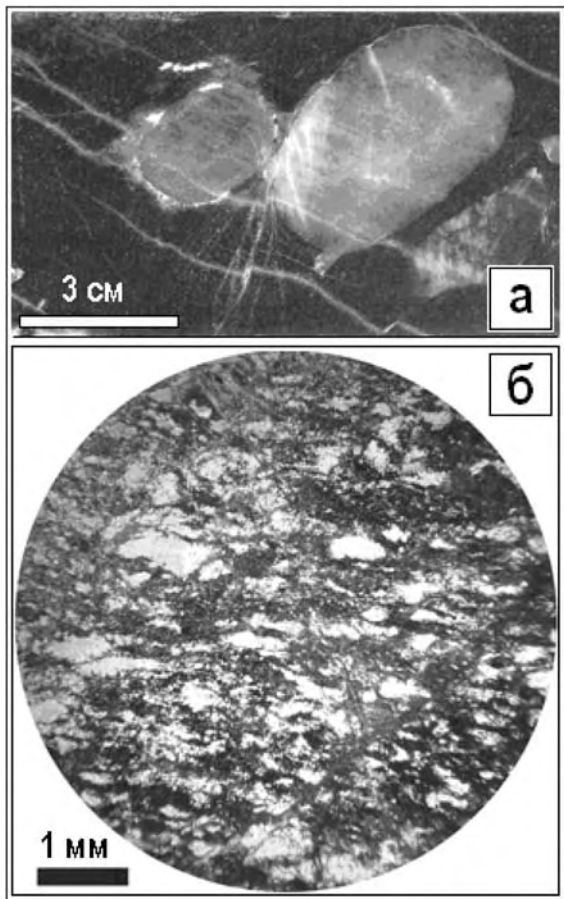


Рис. 6. «Плавающие» хорошо окатанные гальки кварцита в массе средне-мелкопсаммит-алевритового заполнителя (а), метапсаммитовая структура заполнителя (б)

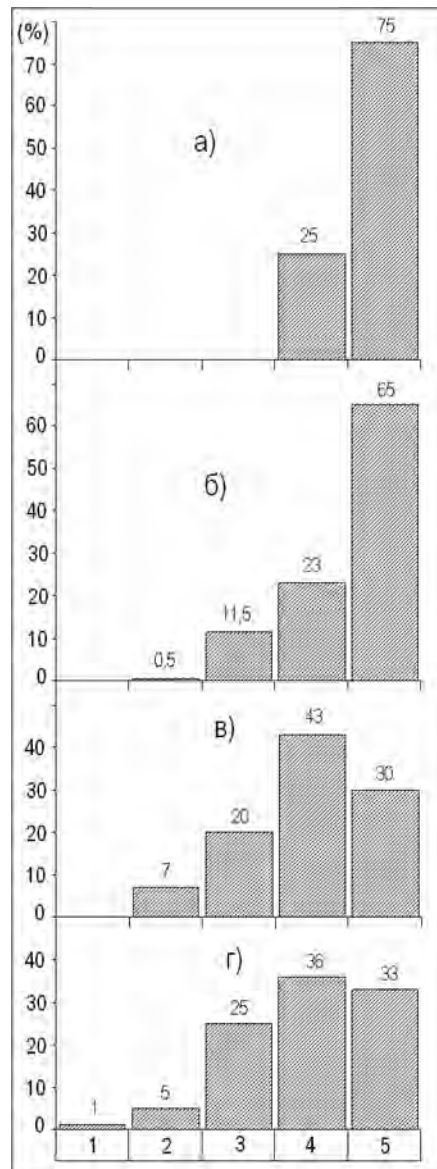


Рис. 7. Средний гранулометрический состав (по подсчетам в шлифах) метапсаммоалевритов конгломератовмещающей толщи глееватской свиты

а) метаалевролиты сланцевых пачек (6 шлифов из разных частей разреза); б) прослой сланцев внутри конгломератовых пачек (8 шлифов из разных прослоев); в) прослой безгалечных метапесчаников внутри конгломератовых пачек (8 шлифов из разных прослоев); г) метапсаммитовый заполнитель (матрикс) метаконгломератов (10 шлифов из разных частей разреза). Гранулометрические фракции: 1 — крупнопсаммитовая (1–0,5 мм); 2 — среднепсаммитовая (0,5–0,25 мм); 3 — мелкопсаммитовая (0,25–0,1 мм); 4 — тонкопсаммитовая (0,1–0,05 мм); 5 — алевропелитовая (<0,05 мм)

Таким образом, вещественный и гранулометрический состав заполнителя метаконгломератов, а также самостоятельных безгалечных слоев метапесчаников и метаалевролитовых сланцев достаточно близок. Во всех метапсаммитах (включая матрикс метаконгломератов) доминирует мелко-тонкопсаммитовая размерность зерен, что наряду с массивными текстурами свидетельствует о единстве происхождения из бассейновой (водно-волновой) среды.

Хорошим диагностическим признаком бассейновых условий накопления псаммоалевритов глееватской свиты (в том числе прослоев псаммоалевритов среди конгломератов) являются также концентрации в них исходно тонкообломочных железистых минералов, превращенных при метаморфизме в тонкую рассеянную вкрапленность идиоморфных зерен магнетита. Содержания магнетита в псаммоалевритах достигают 5–7%. Мощности таких магнетитсодержащих пластов в разрезе сверхглубокой скважины составляют до первых десятков метров. Они четко фиксируются на каротажных диаграммах магнитной восприимчивости, чередуясь с немагнитными пластами точно такого же гранулометрического и петрографического состава, но без магнетита. Границы магнитных и немагнитных пластов резкие, четкие. Наблюдается зависимость количества магнетита и размеров его зерен от общего гранулометрического состава вмещающих отложений. Магнетитсодержащими являются, как правило, метапсаммиты мелко-тонкозернистые. В метаалевритах, особенно в их тонких разновидностях (сланцах плагиоклаз-кварц-биотитовых с гранатом) количество магнетита резко снижается до 1–1,5%. В метаморфизованных тонкопсаммитовых осадках с преобладающим размером обломочных зерен 0,06–0,08 мм размеры зерен магнетита составляют 0,02–0,05 мм. В более крупнозернистых отложениях (в мелкозернистых метапсаммитах) размеры зерен магнетита возрастают до 0,06–0,18 мм. Такая связь однозначно свидетельствует об исходно россыпной природе концентраций магнетита. В Анновском районе Кривбасса (неподалеку от места расположения сверхглубокой скважины) в пределах распространения монотонной толщи микрогнейсов глееватской свиты магнитной съемкой установлена так называемая Центральная-Анновская магнитная аномалия, протягивающаяся с юга на север на 12 км и обусловленная серией пластов (2–3) по 30–80 м точно таких же магнетитсодержащих метапсаммоалевритов, разделенных немагнитными пластами и в сумме составляющими горизонт мощностью около 260 м. Выдержанность горизонта на таком значительном расстоянии и его мощность свидетельствуют о бассейновом способе седиментации (литоральные россыпи), а также о периодах активного поступления в бассейн частиц железистых минералов. Важно отметить, что в разрезе сверхглубокой скважины прослой магнетитсодержащих магнитоактивных метапсаммитов встречаются нередко внутри самих метаконгломератов.

Петрохимические признаки. Основной характеристикой петрохимической изменчивости терригенных пород является, как известно, соотношение Al_2O_3 и SiO_2 . Поэтому показательна дифференциация всех метапсаммоалевритов глееватской свиты (выборка 69 анализов по скв. 20500 и СГ-8) на двухкомпонентной диаграмме по этим компонентам (рис. 8-а). Сразу обращает внимание то, что фигуративные точки формируют сгущения в виде отдельных роев, отвечающих, очевидно, различным литологическим разновидностям пород.

Намечается два основных роя точек. Первый связан преимущественно с метапесчаниками, второй — преимущественно с метаалевролитовыми сланцами. Дискретность этих роев хорошо проявляется на гистограммах распределения значений SiO_2 , Al_2O_3 , имеющих бимодальный характер. Эта бимодальность является следствием гранулометрической дискретности псаммоалевритовых парагенезов глееватской свиты (с одной стороны — мелко-тонкозернистые псаммиты, с другой — алевролиты), которая связана с двумя близкими фаціальными гидродинамическими обстановками в период их формирования.

Параметры указанных роев по алюминию и кремнию таковы (%): 1 (преимущественно метапесчаники) — $Al_2O_3 = 6–12$, $SiO_2 = 65–75$; 2 (преимущественно метаалевролитовые сланцы) — $Al_2O_3 = 12–18$, $SiO_2 = 54–66$. Отмеченная бимодальность хорошо

проявляется также по содержанию общего железа, магния и титана, которые положительно коррелируются между собой и с алюминием (метаалевролиты обогащены этими элементами по сравнению с метапесчаниками вследствие большего содержания в них железо-магнезиальных слюд, в первую очередь биотита). Калий, натрий и кальций одномодальны. Факторный и кластерный анализы также показывают четкое разделение выборки псаммо-алевритов на вышеуказанные две группы (кластеры). Таким образом, петрохимически среди псаммо-алевритов устанавливаются два наиболее значимых литолого-петрохимических типа пород, отражающих различия в фациальных условиях накопления. Средние составы этих литотипов (кластеров) следующие (%): кластер-1 (24 пробы) — преимущественно метапесчаники мелко-тонкозернистые (включая заполнитель метаконгломератов) — $\text{SiO}_2 = 70,7$; $\text{TiO}_2 = 0,26$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9,45$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,00$; $\text{FeO} = 5,36$; $\text{MnO} = 0,048$; $\text{MgO} = 2,43$; $\text{CaO} = 2,02$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,69$; $\text{K}_2\text{O} = 1,93$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,062$; $\text{SO}_3 = 0,213$; $\text{CO}_2 = 0,36$; Ппп = 3,12; кластер-2 (45 проб) — преимущественно метаалевролиты — $\text{SiO}_2 = 58,39$; $\text{TiO}_2 = 0,50$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,97$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,42$; $\text{FeO} = 6,00$; $\text{MnO} = 0,101$; $\text{MgO} = 4,53$; $\text{CaO} = 2,29$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,83$; $\text{K}_2\text{O} = 3,27$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,088$; $\text{SO}_3 = 0,34$; $\text{CO}_2 = 0,22$; Ппп = 3,80.

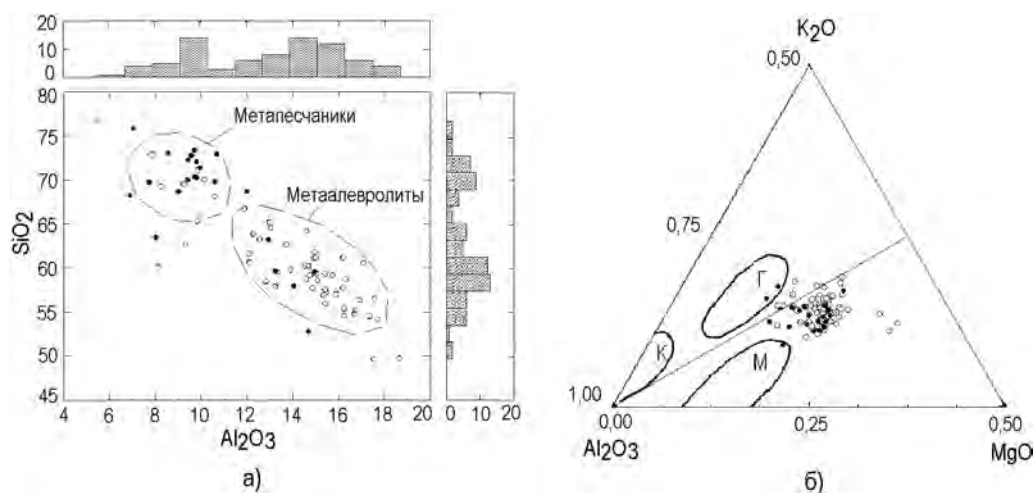


Рис. 8. Расположение фигуративных точек состава метапесчаников (закрашены) и метаалевролитов (незакрашены) глееватской свиты на диаграммах: а) Al_2O_3 - SiO_2 ; б) Al_2O_3 - K_2O - MgO (поля глин: каолинитовых (К), гидрослюдистых (Г), монтмориллонитовых (М) — по В.К. Головёнку [1])

Важно отметить, что в выборке отсутствуют, с одной стороны, породы с высокими значениями алюмокремниевого модуля ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$), характерные для застойных мелководных и континентальных глинистых осадков. С другой стороны, отсутствуют высококремниевые ($\text{SiO}_2 > 75\%$) отложения, характерные для аллювиальных и других песков, смытых от глинистой фракции.

Для общей оценки химической зрелости глинистой составляющей пород можно использовать диаграмму Al_2O_3 - K_2O - MgO В.К. Головенка [1] по разделению основных минеральных типов глин (рис. 8-б). Большинство проб метаалевролитов образует кучный рой между полем гидрослюдистых глин (Г) и полем монтмориллонитовых глин (М) со смещением ниже линии раздела $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}=1$ в сторону магниевой вершины треугольника, то есть ближе к полю монтмориллонитовых глин. Это может свидетельствовать в целом о незрелом составе исходно глинистой составляющей пород, которая могла иметь существенно монтмориллонитовый состав. Если вынести на эту же диаграмму точки состава метапесчаников, то они образуют почти недискриминируемый рой вместе с метаалевролитами. Это свидетельствует о близости состава исходно глинистой компоненты, как в метапесчаниках, так и в метаалевролитах.

По петрохимической систематике А.Н. Неёлова [13] породы относятся к граувакковым песчаникам и алевролитам (группы III-б и IV-б). На диаграмме А.А. Предовского [20] фигуративные точки пород также попадают преимущественно в область

граувакк. При этом метаалевролиты располагаются в приграничной зоне граувакк, мелановакк и глин смешанного состава (монтмориллонит, клинохлор-пеннин, вермикулит-пальгорскит, шамозит).

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о незрелом граувакковом составе псаммитовых и алевритовых пород конгломератов вмещающей толщи глееватской свиты. Исходно глинистая составляющая, близкая в метапесчаниках и метаалевролитах, также характеризовалась незрелым составом, соответствующим группе железисто-магнезиальных глин и хлоритов. Различаются между собой метапсаммиты и метаалевриты главным образом по степени гранулометрической дифференциации (параметру Al_2O_3/SiO_2). Химическая (минералогическая) зрелость метапсаммитов и метаалевритов очень близка.

В палеофациальном аспекте бассейновый способ осаждения метаалевролитов сомнений не вызывает. Что касается метапесчаников (в том числе псаммитового матрикса метаконгломератов), то петрохимические данные скорее свидетельствуют также об их бассейновой седиментации — отсутствие высококремниевых разностей; повышенные содержания кальция и магния, общность состава по щелочным и щелочно-земельным элементам с бассейновыми метаалевролитами. Если пытаться найти петрохимическое сходство метапесчаников с аллювиальными отложениями, то можно обнаружить определенную близость химического состава данных метапесчаников с мелко-тонкозернистыми псаммитами дэльт равнинных рек засушливых или холодных областей (с низкой интенсивностью химического выветривания), однако парагенезис с метаконгломератами такую фациальную ситуацию исключает.

Примеры комплексов, сходных с глееватскими метаконгломератами. Глееватские конгломераты во многих чертах схожи с полимиктовыми метаконгломератами льявозерской и вороньетундровской свит Кольского полуострова (нижний протерозой), также отлагавшихся в прибрежных условиях [11]. Последние более метаморфизованы (в эпидот-амфиболитовой фации). Для них характерно, также как и для глееватских метаконгломератов, переслаивание гранулометрически контрастных литотипов. Ярко эта слоистость выражена в вороньетундровских метаконгломератах в районе Поросозера, где пласты валунных метаконгломератов переслаиваются с тонкослоистыми безгалечными биотитовыми гнейсами. Переходы от метаконгломератов к вмещающим гнейсам четкие, но не резкие, ибо по составу гнейсы и цементирующий материал метаконгломератов одинаковы. Внутри свиты метаконгломераты залегают на нескольких стратиграфических уровнях и, исходя из состава и особенностей залегания, отнесены к внутриформационному типу.

Из неметаморфизованных комплексов очень схожи с глееватской толщей плиоценовые конгломераты Прикаспия Азербайджана, которые также определены как прибрежно-морские [22]. В числе признаков, определяющих их прибрежно-морское происхождение указываются следующие: 1) линейно-вытянутое распространение конгломератов вдоль побережья Каспийского моря и замещение их глинами в направлении к акватории; 2) отсутствие слоистости в конгломератах, их однородный состав; 3) отсутствие косоугольной слоистости, межформационных размывов, линз и прослоев глин и песчаников, столь характерных для речных образований; 4) постоянство гранулометрического (песчано-алевритового) и минералогического состава цемента конгломератов.

Подобные глееватской свите гранулометрические парагенезы отмечены на дне оз. Байкал [31]. У его берегов до глубины 10 м развиты прибрежные волноприбойные галечники и, главным образом, тонкозернистые пески и алевриты (медиана от 0,13 до 0,07 мм, коэффициент сортировки по Траску около 2,5). Глубже размеры песчаных зерен снижаются до 0,1 мм, а содержание их уменьшается до 2–4%. Отдаленные от берегов пелитовые осадки представлены серо-зелеными алевритистыми илами (медиана 0,025–0,01 мм).

Вся толща глееватской свиты, для которой характерен парагенез полевошпат-кварц-биотитовых метаалевролитов и метапесчаников с метаконгломератами и линзами доломитов очень сходна с тетеревской серией УЩ. Последняя представляет собой, по видимому, стратиграфический аналог глееватской свиты (серии) на северо-западе УЩ.

Заключение и выводы. Наиболее характерными особенностями глееватских метаконгломератов и вмещающих пород являются: 1) большая общая мощность конгломератоносной толщи (700–1800 м) и существенно конгломератовых пачек переслаивания (70–350 м); 2) преобладающая роль метаконгломератов (более 50%) по отношению к другим ассоциирующим литотипам внутри конгломератовых пачек; 3) повторяемость конгломератовых пачек на нескольких стратиграфических уровнях и перемежаемость их с алевро-сланцевыми пачками; 4) полимиктовый состав метаконгломератов; 5) присутствие среди галечного материала обломков доломитов и других пород, залегающих в составе нижележащих отложений гданцевской свиты; 6) относительное постоянство петрографического состава галек и заполнителя по всему разрезу; 7) в целом высокая сгруженность, хорошая окатанность и сортировка галечных обломков; одинаковая степень окатанности гранитоидных и кварцитовых галек, имеющих разноудаленные источники сноса; 8) контрастность гранулометрического парагенеза галечных обломков и мелкопсаммит-алевритового заполнителя (матрикса) метаконгломератов; 9) близость состава и структурно-текстурных характеристик заполнителя метаконгломератов, самостоятельных (безгалечных) прослоев и пачек метапсаммо-алевритов, их незрелый граувакковый состав; 10) монотонные массивные текстуры метапсаммо-алевритов; 11) отсутствие крупнопсаммитовых и гравийных отложений в ассоциации с метаконгломератами; 12) присутствие маломощных редких прослоев доломитов внутри метаконгломератов, а также повышенные содержания кальция и магния во вмещающих метапсаммо-алевритах; 13) остатки растительных тканей и тонкорассеянное углистое вещество в цементе метаконгломератов; 14) наличие терригенных бассейновых концентраций магнетита (литоральные россыпи), связанных с метапсаммо-алевритами.

Все эти важные литологические признаки в совокупности позволяют считать все литологические типы пород глееватской свиты бассейновыми образованиями, а собственно метаконгломераты относить к волновому прибрежно-бассейновому типу. Различия в фациальных обстановках выражаются лишь в степени удаления от береговой линии бассейна. Конгломераты и псаммиты накапливались в узкой прибрежной зоне, ширина которой оценивается до первых сотен метров. Далее вглубь бассейна отлагались существенно алевритовые осадки. Бассейн седиментации имел, по-видимому, замкнутый характер и относительно небольшие размеры, что не способствовало дифференциации песчано-алевро-глинистых осадков на чисто песчаные и тонкопелитовые. Береговая суша представляла собой непосредственно прилегающий к бассейну хребет, с которого сносился быстрыми небольшими горными реками и ручьями грубообломочный материал, сгружаемый и перерабатываемый в прибрежной зоне смежного прогиба.

В формационном отношении использование терминов «молассовые, молассоидные» в применении к глееватским метаконгломератам, по нашему мнению, не вполне корректно в связи с их прибрежно-бассейновым генезисом. Маловероятным, на наш взгляд, является также предположение о наличии двух мощных конусов выноса (аллювиально-пролювиальных шлейфов), проявленных в разрезе глееватской свиты [12, 17–18].

Прибрежно-бассейновые конгломераты в целом малорудоносными мало перспективны на обнаружение аутигенных россыпных концентраций полезных ископаемых, в частности золота, поскольку относятся не к потоковому типу, а к волновому. Основные перспективы металлоносности глееватских конгломератов могут быть связаны, по всей вероятности, с наложенной минерализацией в тектоно-метасоматических зонах.

Магнезиально-углекислотный (хлорит-карбонатный) метасоматоз интенсивно проявился в глееватских метаконгломератах и сопутствующих им породах — метапесчаниках, метаалевролитах и сланцах. Физической основой для метасоматоза послужили крупноблочный катаклаз и интенсивная трещиноватость, которые обусловили высокую (7–10 %) пористость для проникновения главных флюидов — CO_2 , H_2O , HCO_3 , Cl , F , что нашло отражение в составе метасоматических и жильных образований.

Магнезиально-углекислотный (хлорит-карбонатный) метасоматоз вещественно выразился главным образом широким развитием тонких прожилков и межжильной тонкой (почти пылевидной) метасоматической вкрапленности, вплоть до образования

почти мономинеральных агрегатов, сложенных карбонатами (кальцитом, доломитом, анкеритом и брейнеритом) и хлоритом. Часто этот процесс проявлен настолько интенсивно, что 50–70% объема исходной породы приходится на хлорит-карбонатную массу. Карбонатами в ассоциации с хлоритом замещаются плагиоклаз, биотит, актинолит, гранат — минералы, являющиеся главными в составе наполнителя метаконгломератов, метапесчаников, метаалевролитов и сланцев. Завершается этот тип метасоматоза мозаичным тонкозернистым окварцеванием.

В зонах развития магнезиально-углекислотного метасоматоза в СГ-8 до гл. 1700–2000 м карбонаты представлены кальцитом и доломитом, глубже к этим двум минералам присоединяются анкерит и брейнерит.

В хлорит-карбонатных, кварц-хлорит-карбонатных прожилках и межжилльных тонкоагрегатных метасоматических скоплениях аналогичного состава встречаются пирит, пирротин, халькопирит и арсенопирит; реже — касситерит, галенит, сфалерит, молибденит и шеелит; очень редко — самородное золото (СГ-8, обр. 7248, гл.1437,6 м, ВСЕ-ГЕИ, Сулова С.Н., 1987). Указанные рудные минералы, особенно сульфиды, заметны макроскопически, но большей частью были отмечены количественным минералогическим анализом в керне и шламе, особенно в последнем. Шеелит отчетливо люминесцирует в зеленоватых и желтовато-зеленых тонах.

В разрезе СГ-8 с магнезиально-углекислотным метасоматозом генетически связан ряд проявлений, пунктов повышенной минерализации и высококонтрастных геохимических аномалий вольфрама, молибдена, мышьяка.

Проявления. Вольфрам. Интервал 677,5–688,5 м; локализуется в глееватских метаконгломератах, сильно катаклазированных; цемент (наполнитель) интенсивно хлоритизирован и карбонатизирован с новообразованиями шеелита, содержание вольфрама колеблется в пределах 0,2–0,25%;

Мышьяк. Интервал 1371,8–1377,0 м. Вмещающие породы — метаконгломераты, переслаивающиеся с плагиоклаз-кварцевыми метапесчаниками. Породы трещиноватые, с наложенными хлоритом и карбонатом. Рудные минералы представлены арсенопиритом в ассоциации с пиритом и пирротинном, редкие зерна галенита и сфалерита. Содержание мышьяка — 0,32%.

Пункты повышенной минерализации. Вольфрам, молибден. Интервал 710,6–726,6 м. Метаконгломераты глееватской свиты блочно раздробленные, сильно трещиноватые с наложенным хлоритом и карбонатом. В ассоциации с ними отмечаются пирит, арсенопирит, шеелит, галенит, сфалерит и молибденит. Содержание вольфрама — 0,15%, молибдена — 0,017%;

Молибден. Интервал 892,7–904,6 м. В деформированных метаконгломератах очень густая сеть хлорит-карбонатных прожилков и пропитанные карбонатом межпрожилковые участки с мелкими (до 0,08–0,1 мм) чешуйками молибденита и вкрапленностью пирита и арсенопирита. Содержание молибдена — 0,015–0,05%.

Кроме того, по всему интервалу развития магнезиально-углекислотного метасоматоза по СГ-8 выделена целая цепь высококонтрастных геохимических аномалий вольфрама, мышьяка и молибдена.

1. Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. — Л., 1977. — 268 с.
2. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Аркуші: М-36-XXXIV (Жовті Води), L-36-IV (Кривий Ріг) / Укладачі: В.В. Захаров, А.В. Мартинюк, Ю.М. Токар. — К.: Геоінформ, 2002. — 101 с.
3. Доброхотов М.Н. Объяснительная записка к геологической карте восточной части Украинского щита (территория Большого Кривого Рога) и зоны сочленения щита с Донбассом масштаба 1:200000. — Киев, 1973. — 154 с.
4. Доброхотов М.Н., Куделя В.А. Геологическое строение ядра Криворожского синклиория // Геол. рудн. местор. — 1968. — № 5. — С.15–27.
5. Ищенко А.А., Яценко Г.М., Паранько И.С. О новых находках органических остатков в глееватской свите криворожской серии Украинского щита // Палеонт. сб. — 1988. — № 25. — С.62–70.
6. Каляев Г.И. Нижньопротерозойські лагунна та моласова формації Криворізького басейну // Геол. журн. — 1962. — Т.22, вип.5. — С.19–34.
7. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. — Киев, 1965. — 190 с.
8. Каляев Г.И., Снежко А.М. Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии. // Геол. журн. — 1973. — Т. 33. — № 6. — С. 16–27.

9. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К. Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк та ін. — Київ: УкрДГРІ, 2004. — 30 с.
10. Курлов Н.С., Касабов В.В., Мечников Ю.П. и др. Основные результаты бурения Криворожской сверхглубокой скважины // Сов. геология. — 1991. — № 8. — С. 69–80.
11. Лунева О.И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. — М.: Наука, 1977. — 223 с.
12. Михницкая Т.П. Метаосадочные породы грабен-синклиналей Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1993. — 110 с.
13. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. — Л.: Наука, 1980. — 100 с.
14. Никольский А.П. Стратиграфические комплексы докембрия Юго-Западной части Русской платформы и задачи их картирования в условиях зоны ультраметаморфизма // Проблемы осадочной геологии докембрия. — Вып.2. — М: Недра, 1967. — С. 32–46.
15. Никольский А.П., Ефимов А.Н. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита // Тр. ВСЕГЕИ, Нов. Сер., 1960. — Т. 37. — 162 с.
16. Паранько И.С., Михницкая Т.П. Этапы геологического развития и стратиграфия Криворожской структуры. — Киев, 1991. — 51 с. (Препринт АН Украины, Ин-т геологических наук).
17. Паранько И.С., Рябенко В.А. Конгломераты в формациях Украинского щита. — Киев, 1990. — 55 с. (Препринт АН УССР, Ин-т геологических наук).
18. Паранько И.С., Яценко Г.М. Метаконгломератовая и метапесчаниково-сланцевая формации верхней части разреза Криворожской структуры (глеватская свита). Статья 2. Особенности происхождения формаций // Геол. журн. — 1990. — № 5. — С. 124–130.
19. Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. — М.: Недра, 1985. — 457 с.
20. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. — Л.: Наука, 1980. — 153 с.
21. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. — Л, 1969. — 704 с.
22. Саркисян С.Г., Климова Л.Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 166 с.
23. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Щербак И.П., Єсипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. — Киев: Наук. думка, 1985. — 168 с.
24. Струева Г.М. Стратиграфическое расчленение верхней свиты центральной части Саксаганского района Кривбасса // Научные записки Киевского гос. Университета. — 1957. — Т. 16. — Вып. 14. — № 7. — С. 151–156.
25. Струева Г.М., Ткач Р.И. Стратиграфия верхней свиты криворожской серии // Геология Криворожских железорудных месторождений. — Киев: Изд. АН УССР, 1962. — Т. 1. — С. 59–70.
26. Ткач Р.И., Струева Г.М. Про статтю Г.І. Каляева «Нижньопротерозойські лагунна та моласова формації Криворізького басейну» // Геол. журн. — 1964. — Т. XXIV. — Вип. 5. — С. 106–109.
27. Четвериков Л.И. Геокинематика гальки // Вестник Воронеж. Ун-та. Геология. — 2002. — № 1. — С. 79–84.
28. Яценко Г.М., Паранько И.С. О формационном и стратиграфическом расчленении верхней части разреза Криворожской структуры // Геол. журн. — 1988. — Т. 48. — № 5. — С. 96–104.
29. Яценко Г.М., Паранько И.С. Метаконгломератовая и метапесчаниково-сланцевая формации верхней части разреза Криворожской структуры (глеватская свита). Ст.1. Строение и состав // Геол. журн. — 1990. — № 4. — С. 86–95.
30. Яценко О.В., Мороз В.С., Проскурко Л.И. Изотопный состав углерода строматолитовых галек из конгломератов глеватской свиты Украинского щита // Геохімія та екологія. — Київ: Збірник наук. праць Ін-ту геохімії навколишнього середовища, 2009. — Вип. 16. — С. 172–179.
31. Kukal Zdenek. Geology of Recent sediments. Czechoslovak Academy of Sciences. Central Geol. Survey, Prague, 1970. — 490 p.

Куліш Є.О., Покалюк В.В., Курлов М.С., Мечников Ю.П. ГЛЕЄВАТСЬКІ МЕТАКОНГЛОМЕРАТИ КРИВБАСУ — КОНТИНЕНТАЛЬНІ МОЛАСИ ЧИ ПРИБЕРЕЖНО-БАСЕЙНОВІ ВІДКЛАДИ?

Викладено матеріали з літології, петрографії, стратиграфії, петрохімії метаконгломератів й відкладів, що їх вміщують, глеєватської свити Кривбасу на основі вивчення геологічного розрізу Криворізької надглибинної свердловини. Проведено кількісні підрахунки параметрів шаруватості, ступеню обкатаності й сортування галечникового матеріалу, гранулометрії піщового наповнювача. Зроблено висновок про прибережно-басейновий генезис метаконгломератів та визначені перспективи їх металонності

E.A. Kulish, V.V. Pokalyuk, N.S. Kurlov, J.P. Mechnikov. METACONGLOMERATES OF THE GLEEVATSKAYA SUITE OF THE KRYVBASS — KONTINENTAL MOLASSES ORE NEAR-SHORE DEPOSITS?

The materials on lithology, petrography, stratigraphy, petrochemistry of the metaconglomerates and their enclosed deposits of the gleevatkaya suite of the Kryvbass are stated on the base of the study of the geological section of the Kryvoj Rog superdeep hole. The quantitative calculations of the bedding parameters, the roundness degree and pebbled material sorting, gradation of sandy filler are given. The conclusion about near-shore basin genesis of the metaconglomerates was deduced and the perspectives of their metal content were determined.