

В.В. Покалюк, М.А. Ярощук, А.В. Вайло
Институт геохимии окружающей среды НАН Украины

ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАКОНГЛОМЕРАТОВ ФРУНЗОВСКОЙ ЗОНЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА (ЮЖНОЕ ПОБУЖЬЕ)

Рассмотрены литолого-генетические особенности докембрийских метаконгломератов и ассоциирующих с ними пород васильевской груботерригенной толщи Фрунзовской зоны магнитных аномалий Украинского щита (Южное Побужье). Метаконгломераты представляют собой преимущественно потоковые субаэральные образования (пролювий-аллювий временных водных потоков). Стратиграфическая позиция и возраст пород коррелируются с постгданцевским глееватским уровнем Кривбасса.

Метаконгломераты Фрунзовской зоны магнитных аномалий являются относительно новым геологическим объектом в докембрии Украины, известным с 1986 г. Учитывая незначительное распространение докембрийских метаконгломератов в целом на Украинском щите, изучение таких объектов имеет особый интерес. Геолого-структурная позиция, литология, стратиграфия, минералогия и другие особенности метаконгломератов Фрунзовской зоны освещены в работах [1–3, 6, 10–11]. Вместе с тем, многие материалы, касающиеся литологии метаконгломератов Фрунзовской зоны, опубликованы лишь частично, а вопросы их генезиса в полной мере не разрешены. В настоящей работе мы акцентируем внимание, прежде всего, на литолого-генетических особенностях метаконгломератов и ассоциирующих с ними пород, что позволяет более определенно подойти к решению вопросов генезиса метаконгломератов, установления их формационной принадлежности и коррелятивной стратиграфической позиции.

Фрунзовская субмеридиональная зона магнитных аномалий расположена на юго-западном склоне Украинского щита (УЩ) в Южном Побужье, протягиваясь к югу от Ананьева в направлении Тирасполя и Бендер на расстояние более 100 км при ширине 2–4 км. Состоит из нескольких, вытягивающихся в цепочку, разобщенных узких линейных магнитных аномалий, обусловленных железорудными формациями и зажатых среди полей гранитоидов. Глубина залегания докембрийского фундамента под фанерозойским осадочным чехлом по простиранию зоны (с севера на юг) возрастает от 250 до 650 м и более.

Докембрийские метаконгломераты вскрыты в южном блоке Фрунзовской зоны на Васильевском участке скважиной № 22 с глубины 665 м под осадочными породами венда и 5-метровой зоной дезинтеграции. Метаморфизованная груботерригенная толща пород, представленная метаконгломератами, метагравелитами, метапесчаниками, сланцами, получила наименование васильевской. Скважина закрыта на глубине 1408 м, так и не выйдя из этой груботерригенной толщи. Взаимоотношения с вмещающими метаморфизованными комплексами не известны. Предполагается, что васильевская груботерригенная толща с несогласием и размывом залегает на образованиях вулканогенно-осадочной железо-кремнистой формации фрунзовской толщи, слагающей основные магнитные максимумы Фрунзовских аномалий [1, 2, 9–11], поскольку содержит в себе гальки железистых кварцитов, кальцифиров, метабазитов. Васильевская груботерригенная и фрунзовская железо-кремнистая толщи имеют единый структурно-метаморфический план (соскладчаты и сометаморфизованы).

Груботерригенная васильевская толща предположительно имеет опрокинутое залегание, что определяется наблюдениями градационной слоистости в метагравелитах и метапесчаниках, а также закономерным изменением лито-генетических свойств метаконгломератов в разрезе.

Данные абсолютного возраста по исследуемым породам отсутствуют. Имеются определения спор и остатков растений раннепалеозойского возраста в заполнителе метаконгломератов [6]. Возможно, эти определения объясняются занесением раннепалеозойских остатков в исследуемые породы подземными водами по микротрещинам, поскольку пробы были отобраны в зоне влияния процессов дезинтеграции предвендской коры выветривания.

Толща груботерригенных пород метаморфизована в эпидот-амфиболитовой, местами в зеленосланцевой фации. Очевидно, что породы васильевской толщи не моложе последних фаз метаморфизма и складчатости, возраст которых для данного региона оценивается 1700–2000 млн лет [4]. Следует отметить, что несмотря на значительный метаморфизм и перекристаллизацию пород, степень рассланцевания и разлинзования в них, как правило, незначительна (особенно в интервале 665–1025 м). Гальки почти не деформированы, хорошо сохраняют свою исходно-осадочную форму (рис. 1). Так же уверенно различаются псефо-псаммитовые зерна в заполнителе метаконгломератов (даже такие «мягкие» обломки, как сланцевые и карбонат-амфиболовые). Метаобломочные зерна крупнопсаммитового кварца не гранулированы, имеют ровное погасание. Отсутствуют ориентированные текстуры в карбонат-пироксен-амфиболовых гальках, сохраняются реликтовые офитовые и микропорфировые структуры в гальках метавулканитов. При этом степень метаморфической перекристаллизации пород значительна. Широко развиты гранобластовые и зубчатые структуры. Границы между псаммитовыми зернами и цементом нечеткие, угадываются по концентрации магнетита, приуроченного главным образом к цементу. Наиболее четкими контурами обладают зерна безрудных мозаичных кварцитов.

С глубины 1025 м вплоть до забоя скважины в породах возрастает степень динамометаморфического разлинзования и рассланцевания при одновременном изменении состава доминирующих темноцветов — амфибол сменяется биотитом.

Общие закономерности строения разреза васильевской толщи

Общая истинная мощность вскрытого разреза васильевской толщи, учитывая падение пород в среднем под углом 45° , составляет примерно 500 м. Доля метаконгломератов по отношению к другим метаобломочным породам составляет около половины. По данным [3] вся толща разделена на четыре пачки, последовательно сменяющие друг друга сверху вниз по стволу скважины (снизу вверх по геологическому разрезу) (рис. 1). Первые две пачки — существенно метаконгломератовые, третья — существенно метапесчаниковая и четвертая — метапесчано-сланцевая: 1) метаконгломераты полимиктовые средне-крупногалечные на гравийном заполнителе, сгруженность галек $\geq 50\%$, интервал 658–880 м, мощность ~ 110 м; 2) метаконгломераты полимиктовые средне-крупногалечные на песчано-гравийном заполнителе, сгруженность $\leq 50\%$, с редкими прослоями метагравелитов и метапесчаников, интервал 880–1020 м; мощность ~ 160 м; 3) метапесчаники с участками метагравелитов и редкими прослоями метаконгломератов, интервал 1020–1345 м, мощность ~ 175 м; 4) слюдистые метапесчаники и гранат-биотитовые песчаные сланцы, интервал 1345–1408 м, мощность ~ 55 м.

Границы между пачками нерезкие, поскольку наблюдается чередование и переслаивание элементов соседних пачек. Метаконгломераты пачки 1 по размеру обломков средне и крупногалечные, часто с отдельными мелкими валунами до 16–18 см. Гальки, как правило, не ориентированы, сортировка по размерам отсутствует. Заполнителем служит несортированный метагравелит на базальном песчаном цементе. Песчано-гравийные обломки, как правило, не окатаны, угловаты или полуокатаны. С переходом к пачке 2 общая размерность галек несколько снижается. Начинают преобладать среднегалечные разности и появляются редкие прослои мелкогалечных метаконгломератов, метагравелитов и метапесчаников. Снижается также и сгруженность галек. В средне-мелкогалечных метаконгломератах нередко наблюдается ориентированное расположение галек. В метагравийно-песчаных прослоях отмечаются участки с градиционной слоистостью. С переходом вверх по разрезу от существенно метаконгломератовых к метапесчаным отложениям

слоистость становится все более ясной, снижается полимиктовость обломков, уменьшается общая намагниченность пород, амфиболовый цемент сменяется биотитовым. В толще метапесчаников постоянно встречаются рассеянные «плавающие» гальки, а также нередко наблюдаются участки метаконгломератов и метагравелитов, отличающихся субпараллельной ориентировкой гальки, представленной главным образом серыми безрудными кварцитами. Постепенно в метапесчаниках возрастает количество слоев сланцев гранат-биотитового состава. На глубине примерно 1345 м метапесчаники сменяются кварц-биотитовыми сланцами с включением угловатых песчаных обломков кварца и редких мелких галек безрудных кварцитов.

Более подробный разрез по данным [6] приводится ниже.

665,0–687,5 м. Метаконгломераты серые, крупногалечные на песчано-гравийном заполнителе, неслоистые, несортированные. Сгруженность галек около 50%. Гальки хорошо окатаны (реже полуокатаны), не ориентированы, представлены железистыми и безрудными кварцитами, амфибол-пироксеновыми породами.

687,5–756,0 м. Метаконгломераты, аналогичные предыдущим, несколько менее сгруженные, с редкой галькой метавулканитов.

756,0–769,0 м. Метаконгломераты темно-серые, средне-крупногалечные на песчано-гравийном заполнителе, неслоистые, несортированные. Сгруженность галек $\geq 50\%$. Состав галек аналогичен предыдущим интервалам с появлением редких угловатых обломков кварц-магнетитовой руды (черных, микрзернистых).

769,0–810,0 м. Метаконгломераты серые, средне-крупногалечные на песчано-гравийном заполнителе, неслоистые, несортированные. Сгруженность $\leq 50\%$. Состав галек аналогичен предыдущим интервалам (в порядке убывания: железистые кварциты, безрудные кварциты, серо-зеленые диопсидиты, метавулканиты, обломки кварц-магнетитовой руды).

810,0–877,0 м. Метаконгломераты преимущественно среднегалечные. Сгруженность галек $\geq 50\%$, местами до 10–20%.

877,0–900,0 м. Метаконгломераты серые, мелко-среднегалечные на песчано-гравийном заполнителе, неслоистые. Сгруженность 20–70%. Состав галек аналогичен предыдущим интервалам с добавлением очень редких обломков кальцифиров.

900,0–922,0 м. Метаконгломераты серые, темно-серые, мелко-среднегалечные на гравийно-песчаном заполнителе, слабосгруженные ($< 20\%$). В интервалах с преобладающим содержанием песчаной фракции отмечается нечеткая слоистость. Состав галек аналогичен (по порядку убывания: железистые кварциты, безрудные кварциты, диопсидиты, метавулканиты, кальцифиры, обломки магнетитовых руд)

922,0–991,0 м. Метаконгломераты средне-мелкогалечные. Состав галечного материала аналогичен предыдущему интервалу, с некоторым увеличением доли безрудных кварцитов. По форме галька становится более линзовидной, в интервалах скопления соразмерной гальки отмечается её субпараллельная ориентировка. В гравийно-песчаных интервалах наблюдается градационная слоистость.

991,0–1021,8 м. Метаконгломераты темно-серые, средне-мелкогалечные на гравийно-песчаном заполнителе, слабосгруженные, участками слоистые, с более ясным разграничением интервалов разной размерности обломков (гравийных, песчаных). В гравийно-песчаных интервалах отмечается четкая градационная слоистость, а в галечных – субпараллельная ориентировка галек. В составе галек начинают преобладать безрудные кварциты.

1021,8–1125,0 м. Метаконгломераты серые, преимущественно мелкогалечные на гравийно-песчаном заполнителе, слоистые. Сгруженность галек слабая, местами до 40%. Преобладает галька серых безрудных кварцитов, реже магнетитовых микрокварцитов, очень редко метавулканитов и диопсидитов. В песчаных интервалах наблюдается градационная слоистость; отмечаются линзовидные включения (до 1,5 см) биотитовых сланцев и более мелкие обособления мелкозернистого гематита.

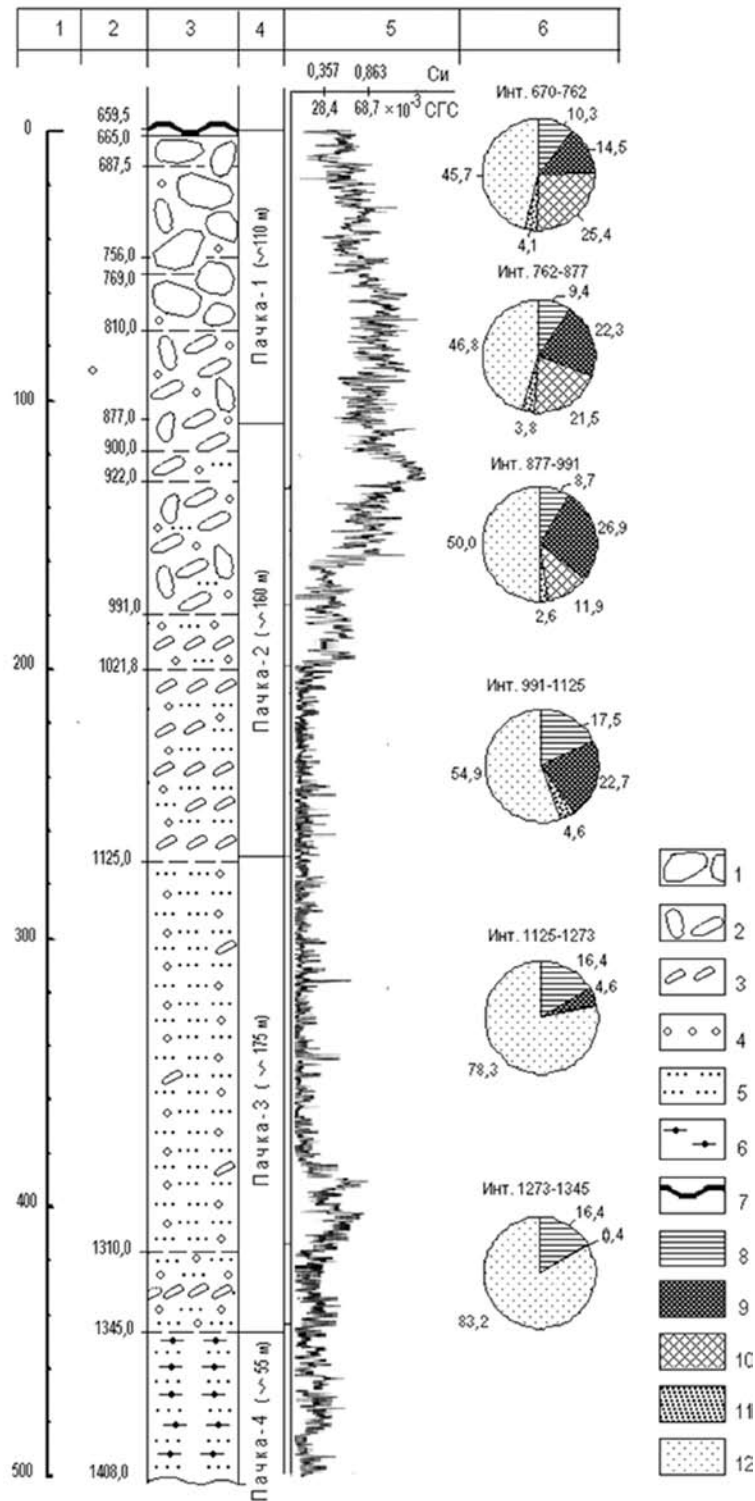


Рис.1. Разрез васильевской метатерригенной толщи по скв. 22. Столбцы: 1–6: 1 — шкала истинной мощности; 2 — глубины по стволу скважины; 3 — литологическая колонка; 4 — пачки (по [3]); 5 — магнитная восприимчивость пород; 6 — круговые диаграммы среднего петрографического состава галек (по [1]). Обозначения: 1 — метаконгломераты крупногалечные; 2 — метаконгломераты среднегалечные; 3 — метаконгломераты мелкогалечные; 4 — метагравелиты; 5 — метапесчаники; 6 — сланцы с примесью псаммитовых зерен; 7 — контакт с перекрывающими отложениями венда; 8–11 — состав галечного материала слоев конгломератов: 8 — кварциты безрудные; 9 — микрокварциты рудные (кварц-магнетитовые); 10 — диопсидиты и кальцифиры; 11 — метавулканиты основного состава; 12 — заполнитель метаконгломератов (песчано-гравийный, гравийно-песчаный)

1125,0–1310,0 м. Метапесчаники с участками метагравелитов. По всему интервалу – рассеянная галька светло-серых безрудных кварцитов — мелкая, преимущественно линзовидная, ориентированная субпараллельно градиционной слоистости. Слоистость ясная. С глубиной возрастает количество мелколинзовидных включений гранат-биотитовых сланцев.

1310,0–1345,0 м. Метапесчаники с прослоями слабосгруженных метаконгломератов. Гальки представлены преимущественно безрудными кварцитами.

1345,0–1408,0 м. Метапесчаники существенно кварцевые рассланцованные и сланцы гранат-кварц-биотитовые с включением кварцевых зерен песчано-гравийной размерности. В породах встречаются редкие рассеянные мелкие гальки безрудных кварцитов.

Таким образом, сверху вниз по стволу скважины (снизу вверх по разрезу) последовательно и закономерно уменьшается общая размерность обломочного материала и возрастает доля более тонкообломочных пород (рис. 1), что свойственно базальным терригенным сериям. С этой общей закономерностью тесно связаны изменения других литологических свойств пород — характера слоистости, степени полимиктовости, сгруженности конгломератов, петрографического состава обломков и проч.

Литолого-петрографическая характеристика пород васильевской толщи

Метаконгломераты по составу обломков относятся к полимиктовым. Характеризуются в большинстве случаев средней сгруженностью галек (50%), хотя встречаются и сгруженные (до 80%) и слабосгруженные (15–20%). Окатанность галечного материала различна (от угловатых до хорошо окатанных обломков), преобладают полуокатанные (рис. 2-а, 2-б). Состав галечного материала в целом непостоянен, меняется снизу вверх по разрезу от более полимиктовых к менее полимиктовым. Также непостоянны их структурно-текстурные признаки. По размеру галек преобладают средне-крупногалечные (2,5–5–10 см) разновидности метаконгломератов; мелкогалечные (1–2,5 см) распространены значительно реже. В крупногалечных отмечаются мелкие валуны. С уменьшением количества галек метаконгломераты переходят в метагравелиты и метапесчаники с рассеянной галькой.

Ритмичность конгломератовмещающей толщи является главным образом двухкомпонентной (метаконгломерат крупногалечный + метаконгломерат среднегалечный, метаконгломерат средне-крупногалечный + метагравелит, метаконгломерат средне-мелкогалечный + метапесчаник). В большинстве случаев мощность отдельных ритмов составляет 1–10 м. Модальный интервал (25–75%) значений мощностей «струй» средне-крупногалечных метаконгломератов составляет 1,3–4,6 м. Границы между «струями» метаконгломератов разного размера галек и разной сгруженности постепенные; между слоями метаконгломератов и метагравелитов — также постепенные по причине идентичности состава песчано-гравийного заполнителя метаконгломератов и самостоятельных слоев метагравелитов; между слоями средне-мелкогалечных метаконгломератов и метапесчаников — более четкие, однако непосредственные контакты выражены не резко в связи со слабой сгруженностью галек и близостью или идентичностью состава прослоев метапесчаников и матрикса метаконгломератов.

Метаконгломераты по морфологическим признакам можно разделить с определенной долей условности на три разновидности: 1 — крупногалечные несортированные неориентированные, со сгруженностью около 50% на базальном несортированном мелкогравийно-песчаном заполнителе; 2 — среднегалечные несортированные с элементами ориентировки галек, сгруженность менее 50% на базальном несортированном песчаном и мелкогравийно-песчаном заполнителе; 3 — мелкогалечные с субпараллельной ориентировкой галек слабосгруженные (15–30%) на базальном песчаном заполнителе. Эти три разновидности отражают общую направленность изменений свойств метаконгломератов в зависимости от размерности обломочного материала и от расположения в разрезе.

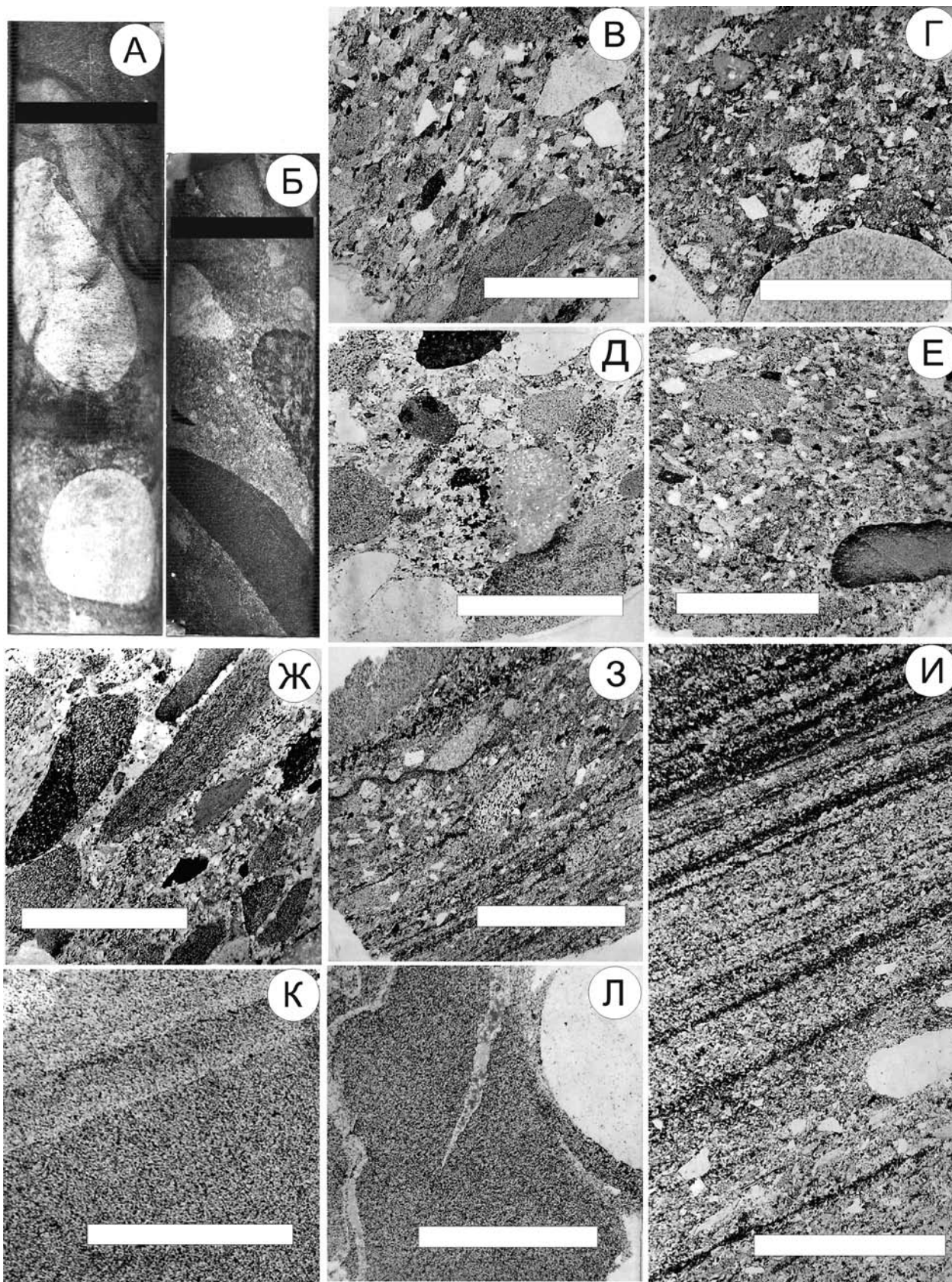


Рис. 2. Седиментационные текстуры метаобломочных пород васильевской груботерригенной толщи.

Масштабные полоски на фотографиях: белые = 1 см, черные = 5 см.

А–Б. Метаконгломераты крупногалечные со слабо выраженной ориентировкой галек (А — гл. 816 м, Б — гл. 805 м).

- В. Гравийно-песчаный заполнитель среднегалечных метаконгломератов со слабой ориентировкой угловатых обломочных зерен, гл. 1001 м.*
- Г. Край окатанной мелкой гальки метавулканита в массе гравийно-песчаного несортированного неокатанного заполнителя. По внешнему краю гальки — обогащение тонкодисперсным гематитом. Гл. 923 м.*
- Д. Заполнитель среднегалечных метаконгломератов. Окатанный и полуокатанный гравий рудных микрокварцитов, безрудных кварцитов, карбонат-амфиболовых метасоматитов, рудных обломков (черное) на базальном среднеспесчаном несортированном цементе. Гл. 838 м.*
- Е. Гравийно-песчаный несортированный заполнитель среднегалечных метаконгломератов. Полуокатанный гравийный обломок тонкокристаллического метавулканита с внутренней каймой ожелезнения тонкодисперсным гематитом. Гл. 987 м.*
- Ж. Заполнитель средне-крупногалечных метаконгломератов. Гравий и мелкие удлиненные ориентированные галечки на базальном мелко-среднеспесчаном цементе. Гл. 746 м.*
- З. Неясная слоистость гравийно-песчаных участков в метаконгломератах. Тонкие темные слои обогащены рудными минералами (магнетитом и гематитом) и амфиболом. Гл. 926 м.*
- И. Средняя и тонкая слоистость с элементами градационной ритмики (1–15 мм) метапесчаниковых участков в метаконгломератах. Метапесчаники мелко-среднезернистые. Нижняя часть ритмов обогащена крупносаммитовыми и гравийными угловатыми обломками; верхняя часть (темное) — магнетитом, гематитом, амфиболом. Гл. 921,2 м.*
- К. Тонкозернистый метапесчаник-метаалевролит (размер зерен 0,03–0,07 мм) биотит-гематит-кварцевый с неясной слоистостью, выраженной чередованием светлых и темных полос. Более темные полосы обусловлены обогащением тонкорассеянными гематитом, в меньшей мере биотитом и гранатом. Гл. 1073 м.*
- Л. Край окатанной мелкой гальки безрудного кварцита, заключенной в массе массивного тонкозернистого метапесчаника-метаалевролита (размер зерен 0,03–0,07 мм) биотит-гематит-кварцевого состава. Метаалевролит рассечен автометаморфическими гранат-биотит-кварцевыми прожилками. Гл. 1062 м.*

При переходе от крупногалечных к все более мелкогалечным закономерно меняется гранулометрический состав заполнителя — от мелкогравийного и мелкогравийно-песчаного до песчаного; несортированные и неориентированные разности метаконгломератов сменяются более сортированными и с элементами ориентировки галек и песчано-гравийных обломков заполнителя; более четкими становятся границы соседних прослоев; среди метаконгломератов появляются самостоятельные безгалечные участки метагравелитов и метапесчаников, имеющих слоистость, нередко градационную; уменьшается общая сгруженность галек и степень их полимиктовости.

Такие направленные изменения свойственны базальным терригенным сериям, выполняющим седиментационные впадины или прогибы различного генезиса, нижняя часть разреза которых сложена наиболее грубообломочными отложениями, которые, в свою очередь, вверх по разрезу по мере заполнения впадины постепенно сменяются все более тонкообломочными.

Галечный материал по частоте встречаемости можно расположить (в целом для всей васильевской толщи) в следующем порядке (по мере убывания): магнетитовые микрокварциты, безрудные кварциты, диопсид-карбонат-амфиболовые и карбонат-амфиболовые метасоматиты по исходным доломитам, метавулканиты щелочно-базальтоидного состава (представленные плагиоклаз-биотитовыми, биотит-плагиоклазовыми метапорфиритами и сланцами), обломки кварц-магнетитовой руды, магнетит-амфиболовые кварциты, метапесчаники полевошпатсодержащие.

Гальки безрудных и малорудных (магнетитсодержащих) кварцитов серые, светло-серые, темно-серые, сургучно-красные. Структура мелко- и средне-мозаичнозернистая. Размер мозаичных зерен кварца 0,06–0,3 мм. Обычны чистые мономинерально-кварцевые разновидности, содержащие рудную пыль и вкрапленность магнетита (до 5–10%), мелкие

субориентированные линзовидные выделения амфибола, реже карбонат и биотит. Большая часть этих пород представляет собой, вероятно, исходно хемогенные осадки.

Гальки железистых кварцитов — серые и темно-серые массивные и полосчатые, неоднородны по текстуре, чаще встречаются темно-серые массивные железистые микрокварциты, несколько реже полосчатые, с чередованием рудных и кварцитовых полос. В полосчатых разностях можно наблюдать микросдвиги рудных полос, которые были сформированы еще до попадания галек в осадок.

Гальки железистых микрокварцитов представлены тонко- и криптозернистыми разностями массивной текстуры, обусловленной: равномерным распределением выделений магнетита в гранобластовом кварце. Количество магнетита составляет 10–50%; с увеличением содержания магнетита породы переходят в магнетитовые руды. Силикаты в гальках представлены короткопризматическими равномерно рассеянными выделениями бесцветного или светло-зеленого амфибола (2–7%), редко — чешуйками светлого буровато-коричневого биотита. С увеличением количества амфибола до 50% породы переходят в магнетит-амфиболовые микрокварциты. В качестве примеси иногда наблюдаются зерна карбоната.

Гальки кварц-магнетитовой руды — черные микрозернистые с раковистым изломом, на 60–70% состоят из магнетита.

Гальки магнетит-амфиболовых микрокварцитов — не сланцеваты; обломки удлиненной формы; амфибол и кварц содержатся примерно в равных соотношениях с некоторым преобладанием амфибола. Содержат тонкую рассеянную вкрапленность магнетита до 5%. С увеличением количества магнетита породы переходят в рудные амфиболовые микрокварциты.

Между всеми разновидностями железо-кремнистых пород наблюдаются взаимопереходы.

Гальки карбонат-пироксен-амфиболовых, карбонат-амфиболовых пород (метасоматитов) — серовато-зеленые, характеризуются крупноматобластовыми структурами за счет разноориентированных призм амфибола. Пироксен интенсивно замещен бледно-зеленым и прозрачным амфиболом и сохраняется в виде реликтов. Кварц (до 5%) содержится в виде ксеноморфных выделений с ровным погасанием в промежутках между амфиболом, реже в виде зерен неправильной формы размером до 0,3 мм. Внутри амфиболовых и пироксен-амфиболовых агрегатов изредка фиксируется решетчатый микроклин в виде очень мелких гранобластовых зерен; природа его, вероятно, метасоматическая. Местами в амфиболовом агрегате «проглядывают» участки мелко мозаичного карбоната, аналогичного по структуре мраморизованным доломитам. В редких случаях наблюдаются гальки зонального строения, центр которых сложен мелко мозаичным карбонатом (доломитом), а периферия — карбонат-пироксен-амфиболовой нематобластовой породой. Эти признаки свидетельствуют о происхождении данных метасоматитов за счет преобразования исходно осадочных карбонатных и силикатно-карбонатных пород.

Гальки существенно карбонатные отмечаются редко, обычно оконтурены тонкой каймой амфибола или клинопироксена, структура их мозаично-зернистая.

Гальки метавулканитов представлены массивными равномерно пятнистыми (размер пятен от 1–1,5 мм до 2–3 мм) породами плагиоклаз-биотитового, биотит-плагиоклазового состава с реликтовой бластоофитовой структурой, выраженной крупными лейстами широко сдвойникового частично гранулированного биотитизированного плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены агрегатами мелко чешуйчатого биотита. Границы между «пятнами» агрегаций биотита и плагиоклаза нерезкие. Некоторые зерна плагиоклаза зональны: центр переполнен чешуйками биотита, а периферия более чистая. Лейсты широко сдвойникового плагиоклаза подвержены микрогрануляции и перекристаллизации с образованием мелкозернистых агрегаций плагиоклаза, новообразованного гранобластового решетчатого микроклина (до 5–10%) и тонко чешуйчатого биотита. К крупным скоплениям («пятнам») тонко чешуйчатого биотита приурочены выделения магнетита, количество которого доходит до 10%. Кварц содержится в количестве 3–5%.

Из акцессорных минералов присутствует мелкий тонкопризматический турмалин (до 3%), редко апатит.

При уменьшении общей кристаллозернистости породы переходят в тонкокристаллические (почти до скрытокристаллических, менее 0,03 мм) агрегаты плагиоклаза и биотита, с рассеянными микролейстами плагиоклаза (реликтовая микропорфировая структура). В этих разностях метавулканитов в незначительном количестве содержится прозрачный амфибол в виде отдельных чуть более крупных, чем основная ткань породы, призматических индивидов.

Обломки метавулканитов при рассланцевании переходят в сланцы биотит-плагиоклаз-кварцевые с магнетитом и микрогранобластовым микроклином, нередко с гранатом, ставролитом, турмалином. Эти сланцы уже не сохраняют первичных вулканогенных структур. По общей микрозернистости и наличию переходов к менее измененным метавулканитам удастся диагностировать эти сланцы, как исходно вулканогенные. На сохранность исходных признаков метавулканитов кроме рассланцевания влияет, по всей вероятности, также различная степень выветривания обломков до попадания их в осадок.

Форма крупных обломков полуокатанная, полуугловатая. Гравийные зерна обычно полуугловаты, удлиненной таблитчатой формы, реже линзовидной, удлиненно-линзовидной.

Биотит, как главный темноцветный минерал метавулканитов, вместе с вторичным микроклином свидетельствуют о повышенной щелочности пород, что подтверждается их химическими анализами (табл. 1, ан. 11–14), по результатам которых породы относятся к щелочным базальтоидам. Общее количество щелочей высокое — 6,5–9,8%, при резком преобладании K_2O (5–8,2%). Для них характерны также низкая кальциевость ($CaO = 1,0–1,9\%$), значительные содержания окиси магния (3,7–9,9%) и повышенная общая железистость ($Fe_{сумм} = 12,5–26,3\%$). Учитывая при этом значительный разброс содержаний кремнезема (40–62%), возможно, исходные вулканиты претерпели изменения химического состава при дометаморфическом выветривании и последующем метаморфизме. В нормативном составе пород доминируют ортоклаз (33–49%) и оливин (14–23%), в меньших количествах присутствуют плагиоклаз, ильменит+магнетит, гиперстен. В одном анализе №12 имеет место нормативный нефелин (6,5%). Гальки метавулканитов по сравнению с другими гальками и заполнителем в значительной степени обогащены такими малыми элементами, как Cr, V, Ti, Cu, Pb, Zn, Li (табл. 2). Учитывая редкое распространение щелочных метавулканитов в докембрии вообще, и на Украинском щите в частности, гальки этих пород представляют несомненный интерес по причине их экзотичности, тем более, что в коренном залегании такие породы пока не обнаружены.

Гальки и гравий микроклинсодержащих и плагиоклазсодержащих метапесчаников встречаются редко, внешним видом похожи на безрудные кварциты, идентифицируются в шлифах по хорошо выраженной бластопсаммитовой структуре. Зерна кварца не окатаны, полуугловаты, разномзернисты (от 0,1 до 1,2 мм, преимущественно 0,2–0,3 мм). Содержание обломочных зерен микроклина достигает 20%; зерна их полуокатаны, полуугловаты, частично разложены и замутнены. Обломки плагиоклаза — с широкими двойниками, — гранулированы и биотитизированы. Цемент скудный (до 3%), пленочно-поровый биотит-карбонатный.

Таблица 1. Химический состав метаконгломератов васильевской толщи Фрунзовской зоны магнитных аномалий УЩ

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Глубина по скв. 22	682,1– –682,2	999,0– –1004,0	905,0– –910,0	1021,0– –1022,0	1085,0– –1090,0	1115,0– –1120,0	1125,0– –1130,0	1178,0– –1183,0	1202,0– –1207,0	681,2– –681,3	704,4	731,5	735,7	755,5
SiO ₂	56,37	55,43	53,14	59,51	55,72	56,50	55,477	59,29	54,11	96,48	50,32	46,04	39,40	61,94
TiO ₂	0,14	0,28	0,08	0,35	0,11	0,11	0,13	0,17	0,16	0,03	1,24	1,04	0,66	0,94
Al ₂ O ₃	2,40	5,36	3,63	5,79	4,85	4,26	5,35	4,88	5,46	0,30	14,75	16,96	13,28	10,90
Fe ₂ O ₃	28,70	25,02	29,45	20,99	31,55	32,0	29,71	26,60	30,79	0,87	6,10	5,61	15,48	6,73
FeO	5,82	6,58	9,05	4,81	3,02	2,26	3,76	2,91	3,44	0,57	7,05	7,96	10,80	5,76
MnO	0,35	0,48	0,60	0,46	0,54	0,74	0,85	0,56	0,63	н/о	0,31	0,35	0,38	0,22
MgO	2,15	2,42	2,37	3,74	2,07	2,02	2,47	2,27	2,22	0,38	7,51	9,27	9,87	3,70
CaO	2,38	1,96	0,91	2,38	0,77	0,98	0,91	0,77	0,56	0,35	1,95	0,92	1,26	1,49
Na ₂ O	0,30	0,40	0,28	0,39	0,36	0,35	0,36	0,41	0,48	0,07	1,80	1,60	1,00	1,80
K ₂ O	0,83	1,27	0,00	1,46	1,55	1,33	1,52	2,00	1,21	0,03	7,08	8,22	5,54	4,96
SO ₃	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,08	0,04	0,04	0,04	сл.	0,02	0,04	сл.
P ₂ O ₅	0,10	Н/О	0,08	0,10	0,07	0,10	0,08	0,09	0,10	2,02	0,06	0,06	сл.	0,06
П.П.П.	0,59	0,39	0,00	0,78	0,25	0,19	0,39	0,44	0,22	0,58	1,46	1,49	2,06	1,06
Сумма	100,15	99,71	99,62	100,78	100,87	100,87	100,48	100,43	99,43	99,75	99,63	99,54	99,77	99,58

Примечание: анализы 1–10 выполнены в Причерноморской ГРЭ; 11–13 — в лаборатории ИГМР АН Украины, аналитик Т.И. Сатарова. 1–9 — состав метаконгломератов валовых проб; 10 — галька безрудного кварцита; 11–14 — гальки метавулканитов

Таблица 2. Среднее содержание элементов-примесей в породах метатерригенной васильевской толщи (по данным полуколичественного спектрального анализа)

Порода	Интервал опробования, м	Кол. проб	Среднее содержание элементов-примесей, г/т															
			Мп	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Си	Pb	Zn	Sn	Ge	Ga	Li	Sc
Гальки железистых микрокварцитов	664–740	11	2900	3	1	1140	27	35	–	–	12	4	7	–	2	5	–	–
	980–1067	3	6667	50	3	533	20	27	<1	20	4	<1	93	1	7	10	–	1
Гальки метавулканитов	704–755	4	850	24	3	3625	105	250	–	–	35	18	20	–	3	23	23	2
	789–943	3	733	70	7	4333	83	203	1	43	14	17	127	1	10	10	37	3
Гальки диопсидитов	663–883	12	6165	25	1	289	18	22	1	37	10	2	14	<1	9	<1	12	1
Заполнитель метаконгломератов	664–755	9	3000	8	3	3000	57	273	–	–	16	8	14	–	4	10	7	1
Метагравелит	709–1364	18	4138	53	4	911	30	65	<1	18	9	3	88	1	9	10	3	–
Метапесчаник	921–1338	21	2100	69	5	1138	31	87	1	17	22	5	70	1	7	10	12	–

Примечание: Анализы выполнены в ИГМРАН Украины

Одной из наиболее характерных особенностей метаконгломератов является отсутствие в них галек гранитоидов, слагающих раму Фрунзовских магнитных аномалий. Учитывая нынешнюю весьма незначительную ширину аномалий (2–4 км), зажатых среди полей гранитоидов, можно предположить, что во время накопления конгломератов вышеуказанной гранитоидной рамы не существовало в том структурном виде, как это выглядит сейчас. Как известно, гальки базитов при выветривании разлагаются быстрее, чем гальки гранитоидов. Однако первые присутствуют в составе метаконгломератов, а вторые нет. Кроме того, метапесчаники васильевской толщи часто содержат обломочный широкодвойникованный плагиоклаз, такой же, что содержится в реликтовых вкрапленниках метавулканических галек. Это свидетельствует о низкой интенсивности процессов химического выветривания в период накопления пород. Следовательно, не условия выветривания определяли отсутствие галек гранитоидов, а, прежде всего, безгранитоидный состав областей сноса. Все это говорит о том, что нынешняя «троговая» структура Фрунзовских магнитных аномалий есть результат последнего этапа метаморфизма, складчатости, последующих блоковых перемещений и континентальной эрозии, и, вероятно, не связана с исходной формой палеобассейна седиментации. Последний мог иметь вид широкой мульды, активизированной ступенчатыми блоковыми движениями.

Соотношения между гальками различного петрографического состава, подсчитанные в различных частях разреза конгломератовмещающей толщи показаны на рис. 1. Сверху вниз по разрезу скважины эти соотношения испытывают значительные изменения, имеющие закономерный направленный характер. Общая тенденция — уменьшение степени полимиктовости и степени сгруженности галек снизу вверх по разрезу при переходе от крупногалечных к мелкогалечным разновидностям. В низах разреза (пачки 1 и 2) метаконгломераты наиболее полимиктовы, сгруженность их в среднем 50–55%. Среди галечных обломков доминируют магнетитовые микрокварциты, пироксен-карбонат-амфиболовые метасоматиты, реже встречаются безрудные кварциты, еще реже метавулканиды. С глубины 1052 м (переход к пачке 3) почти полностью исчезают гальки пироксен-карбонат-амфиболовых пород. В связи с этим меняется также состав доминирующего темноцветного минерала в цементе осадков (амфибол сменяется биотитом): до глубины 1040 м преобладает амфибол среди темноцветов, а ниже — биотит. В верхах разреза (пачки 3 и 4) среди существенно песчаных отложений галечный материал характеризуется слабой сгруженностью (15–20%), а в составе галек подавляющее распространение имеют безрудные кварциты.

Такие направленные изменения состава галек с одновременным уменьшением размерности обломочного материала связаны с увеличением зрелости отложений снизу вверх по разрезу — постепенно уменьшается доля галек, наиболее легко поддающихся разрушению при выветривании и переносе. Это, в свою очередь, говорит об общем снижении энергии рельефа в процессе накопления осадков.

Заполнителем крупно-среднегалечных метаконгломератов является полимиктовый несортированный («мусорный») метагравелит на базальном песчаном цементе. Состав гравийно-песчаных обломков аналогичен таковым галек. Гравийные обломки чаще неокатаны и полуокатаны, реже окатаны. Окатанность гравия хуже, чем галек, но лучше, чем крупного псаммита. Последний обычно совсем не окатан. Ориентировка обломков чаще отсутствует, реже слабо проявлена по удлинению вытянутых зерен. Базальный песчаный цемент гравийного заполнителя — мелко-среднезернистый метапесчаник с включением крупнопсаммитовых зерен. Цемент песчаных зерен — магнетит-амфиболовый, амфибол-магнетитовый, иногда с биотитом. Поскольку в заполнителе метаконгломератов преобладают обломки магнетитовых микрокварцитов, они, соприкасаясь друг с другом, часто сливаются в агрегат слаборазличимых (по цвету, структуре, зернистости) обломочных зерен. Особенно это свойственно псаммитовым обломкам. Наиболее четкие контуры имеют обломки безрудных кварцитов. Среди песчаных зерен нередко встречается в небольших количествах полуразложенный биотитизированный широкодвойникованный и несдвойникованный плагиоклаз, такой же, что наблюдается

в гальках метавулканитов в виде лейст. Очевидно, что зерна плагиоклаза попали в песчаный осадок при разрушении вулканитов.

Метагравелиты и метапесчаники безгалечных прослоев внутри конгломератовых пачек почти ничем не отличаются от заполнителя метаконгломератов. Наряду с массивными неориентированными текстурами в них чаще наблюдается ориентированное расположение вытянутых гравийных обломков и появляются неяснослоистые и слоистые текстуры с градационной ритмичностью (чаще до 2 см). Нижняя основная часть градационных ритмов сложена мелко-среднезернистыми метапесчаниками с включениями в основании ритма угловатых и полуокатанных крупнопсаммитовых и мелкогравийных зерен; выше гравийные зерна исчезают, уменьшается размерность песчаных обломков, цвет пород становится темнее за счет увеличения количеств магнетита и гематита в цементе; верхняя часть ритма представлена тонким темным мелкопесчаным слойком (до 1,5 мм), обогащенным гематитом, магнетитом, амфиболом и гранатом (рис. 2-з, 2-и). Расположение железистых слойков в наиболее верхней части ритмов свидетельствует о том, что окислы железа осаждались в последнюю очередь из растворенной и диспергированной составляющей взмученных существенно песчаных потоков. Такой тип слоистости указывает на субаэральный способ осаждения — вероятно из небольших мутьевых существенно песчаных временных потоков, насыщенных диспергированными окислами железа.

Метапесчаники существенно песчаной верхней части разреза (пачки 3) во многом отличаются от метапесчаников существенно конгломератовой нижней части разреза. В них уменьшается общая зернистость (преобладают мелкозернистые разности), возрастает степень сортировки (увеличивается равномернозернистость). Меняется и состав цемента — с амфибол-магнетитового на биотит-магнетит-гематитовый с гранатом. Градационная слоистость в них также присутствует, однако она проявлена менее контрастно и отличается меньшей дифференцированностью размера обломков — от среднезернистых псаммитов до алевритов. Часто она проявлена лишь за счет неконтрастного чередования слойков, обогащенных окислами железа, биотитом и гранатом (рис. 2-к). Состав метапесчаников биотит-гематит-кварцевый с редкой вкрапленностью граната. Обломочный плагиоклаз редок.

В толще метапесчаников нередко наблюдаются участки средне-мелкогалечных слабосгруженных метаконгломератов, отличающихся субпараллельной ориентировкой галек, представленных главным образом серыми безрудными кварцитами. Среди галек и гравия безрудных и малорудных кварцитов встречаются также исходно терригенные тонкозернистые метапесчаники и метаалевролиты (с магнетитом и гематитом), аналогичные вмещающим породам, что свидетельствует о локальных местных переотложениях. Различить тонкопсаммитовые гравийные обломки от обломков хемогенных рудных микрокварцитов весьма сложно из-за интенсивной перекристаллизации пород. Первые нередко содержат обломочный плагиоклаз, большее количество биотита и гранат.

С глубины 1012 м в разрезе появляются участки метапесчаников и метаалевролитов, несущих признаки бассейновых осадков. Это тонкозернистые метапесчаники, переходящие в метаалевролиты, массивной текстуры, вмещающие в себе редкие «плавающие» мелкие окатанные гальки безрудных кварцитов (рис. 2-л). Такой контрастный гранулометрический парагенез очень напоминает метатерригенные отложения глееватской свиты Кривбасса и характерен для прибрежно-бассейновых отложений.

Формационная принадлежность и палеогеографические условия накопления

По степени намагниченности разрез васильевской толщи разделяется на две примерно равные по мощности части — нижнюю, с большими значениями намагниченности, равными 0,2–1,4 ед. Си (чаще 0,5–1,3), и верхнюю, с меньшими значениями, равными 0–0,35 ед. Си (рис. 1). Указанные части разреза в целом совпадают с литологическим разделением васильевской толщи на нижнюю, существенно метаконгломератовую, и верхнюю, существенно метапесчаниковую части. Такое совпадение нам кажется не случайным и связано, по всей вероятности, с особенностями выветривания и седиментации осадков. Разберем это подробнее. Количество магнетитового железа в средне-крупногалечных

метаконгломератах (в цементе и гальках) по результатам фазового анализа на железо составляет 12–14%, а в некоторых участках доходит до 19%, что соответствует бедным железным рудам. В метапесчаниках пачки 3 количество магнетитового железа снижается до 8–10%; что фиксируется на каротажных диаграммах общим уменьшением значений магнитной восприимчивости. Однако валовое содержание железа по данным химических анализов в породах при переходе от конгломератов к метапесчаникам почти не изменяется и остается на уровне 30–33% (табл. 1). Это обусловлено соответствующим увеличением доли окисного железа (гематита) по отношению к уменьшению содержаний закисного железа (магнетита) в метапесчаниках. По подсчетам в шлифах метапесчаники обычно насыщены рассеянным гематитом, количество которого доходит до 35%. В целом при переходе от метаконгломератовой части разреза к метапесчаниковой степень окисленности железа Fe_2O_3/FeO возрастает от значений 3,2–4,9 до 7,9–14,1 (при одинаковом валовом содержании окислов железа в метаконгломератах и метапесчаниках). Такая зависимость, вероятно, наследует исходно седиментационное изменение окисленности железа в породах в зависимости от степени измельчения обломков, скорости захоронения и, соответственно, от продолжительности и интенсивности их выветривания. В конгломератах в связи с крупными размерами обломков и быстрым их захоронением железо претерпевало значительно меньшее окисление, нежели в метапесчаниках. В этих процессах велика была роль воды (дождевой, речной, бассейновой), способствующей интенсификации перехода закисной формы железа в окисную. О слабой интенсивности процессов химического выветривания при отложении конгломератов свидетельствует сохранность обломочных песчаных зерен плагиоклаза. На некоторую засушливость климата и субаэральные условия осаждения конгломератов указывают железистые внутренние каймы на гальках и гравии метавулканитов (рис. 2-е). При отложении существенно песчаных осадков верхней части разреза васильевской толщи длительность атмосферного воздействия и степень измельчения обломков существенно возросли, вследствие чего железо осаждалось преимущественно в окисной форме. Таким образом, с большой долей уверенности можно предполагать, что изменения степени окисленности железа в породах связаны с наземным выветриванием, что, в свою очередь, подтверждает субаэральный (наземный) способ отложения метаконгломератов нижней наиболее грубообломочной части разреза васильевской толщи. Для верхней, существенно песчаной толщи намечается переход от субаэральных к бассейновым условиям осаждения.

Строение васильевской метатерригенной толщи напоминает разрез межгорной континентальной котловины, нижняя часть которой сложена наиболее грубообломочными наземными отложениями, а выше по разрезу по мере выполаживания области разрушения и снижения общей энергии рельефа, осадки сменяются все более тонкообломочными, среди которых появляются мелководно-бассейновые фации. Похожая смена литофаций наблюдается в продольном профиле наземных конусов выноса, когда с удалением от вершины конуса происходит последовательное уменьшение размерности обломков от валунно-галечных фанконгломератов до такырных глин и алевритов. Ясно, что метаконгломераты нижней, наиболее грубообломочной, части разреза васильевской толщи представляют собой преимущественно потоковые субаэральные образования (пролювий, аллювий временных водных потоков). В формационном отношении эти породы являются наземной грубообломочной молассой. Доминирующим развитием среди них пользуются отложения временных потоков. От подгорно-долинного аллювия эти отложения отличаются крайне плохой сортировкой, низкой степенью окатанности псаммитового материала. Снизу вверх по разрезу намечается смена наземных грубообломочных фаций бассейновыми песчаными отложениями. Мелкая градационная слоистость в метапесчаниках и, частично, в метагравелитах может свидетельствовать об осаждении их либо в мелководно-бассейновой среде при периодическом взмучивании, либо из слабых мутьевых существенно песчаных временных потоков. Такие условия могли существовать в гравийно-песчаных временно-потоковых дельтах, впадающих в небольшие мелководные озерные водоемы.

В химической лаборатории Правобережной ГРЭ метаконгломераты васильевской толщи были исследованы химико-спектральным методом на содержание золота. При чувствительности анализа 0, 005 г/т ни в одной из 20 проб из интервала 665–765 м (двадцать пятиметровых интервалов) золото не обнаружено.

Стратиграфическая корреляция

Метаконгломераты Фрунзовской зоны по способу осаждения и составу во многом сходны с метаконгломератами и метапесчаниками базального железисто-кластогенного горизонта в основании гданцевской свиты Кривбасса, залегающего с размывом на железисто-кремнистых породах саксаганской свиты. Последние, по данным Л.Г. Прожогина [7] имеют аллювиальный генезис. Фрунзовские метаконгломераты, как и вышеуказанные груботерригенные железистые породы Кривбасса, связаны с разрушением и близким переотложением раннедокембрийских железисто-кремнистых формаций. По содержанию магнетита, сосредоточенного в гальках и цементе, метаконгломераты, по сути, также являются бедными кластогенными рудами.

Однако имеются некоторые существенные отличия, которые не позволяют полностью соотнести фрунзовские метаконгломераты с нижнегданцевским уровнем Кривбасса. Во-первых, это большое количество галек исходно осадочных карбонатных и карбонатно-силикатных пород (преобразованных в пироксен-карбонат-амфиболовые породы), а также галек метавулканитов щелочно-базальтоидного состава, которые полностью отсутствуют в кластогенных железных рудах базального нижнегданцевского уровня Кривбасса. Во-вторых, это значительно большие мощности накоплений фрунзовских метаконгломератов. По данным Г.Ф. Гузенко, Т.А. Скаржинской и др. [5, 8] парагенезис железистых кварцитов, доломитов и базальтоидов весьма характерен для верхней железорудной формации Кривбасса и Кременчугского района, являющейся неотъемлемой частью гданцевской свиты (в отличие от главного саксаганского уровня железнакопления). Обломки всех этих пород присутствуют в гальках фрунзовских метаконгломератов.

Таким образом, исходя из состава обломков, при корреляции с криворожским разрезом стратиграфическое положение и возраст фрунзовских метаконгломератов можно определить выше гданцевской свиты, но не позднее метаморфизма и складчатости. Как известно, такое же положение и возраст имеют метаконгломераты глееватской свиты Кривбасса. Последние имеют ряд существенных сходных черт с фрунзовскими метаконгломератами. Это касается, прежде всего, состава галек, среди которых значительную роль играют обломки железистых кварцитов и карбонатных пород (при доминировании галек безрудных кварцитов); присутствуют также гальки амфиболитов и метаультрабазитов предположительно вулканогенного происхождения. Иными словами, парагенетический набор пород галечных обломков и их состав очень сходен (при различиях количественных соотношений) с фрунзовскими метаконгломератами. Эти сходство и различие в составе обломков могут быть объяснены разноудаленностью областей седиментации от источников сноса, сложенных близким набором пород. Если фрунзовские метаконгломераты накапливались в непосредственной близости к области разрушения, то глееватские — на гораздо большем удалении. Кроме того, между верхней частью разреза васильевской толщи и глееватской свитой имеется близкое сходство как по составу, так и по способу осаждения, что позволяет их коррелировать между собой: для обеих характерен гранулометрически контрастный парагенез тонкозернистых метапесчаников-метаалевролитов плагиоклаз-кварц-биотитовых с гранатом и «плавающих» окатанных галек безрудных кварцитов (бассейновые условия осаждения).

Васильевская толща в целом отличается от глееватской свиты наличием нижней наиболее грубообломочной базальной части разреза, сложенной наземными временно-поточными метаконгломератами, которая отсутствует в составе глееватской свиты. Возможно, её наличие как раз и объясняет «недостающий пробел» в гданцевско-глееватском разрезе Кривбасса. Как известно, 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). Вышеизложенные соображения позволяют соотнести стратиграфическую позицию и возраст метаконгломератов Фрунзовской зоны с постгданцевским глееватским уровнем Кривбасса.

1. Вайло А.В. Железисто-кремнистые формации и железные руды Фрунзовской зоны юго-западного склона Украинского щита / Дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Киев. 1994. — 280 с.
2. Галецкий Л.С., Ярошук М.А., Деренюк Н.Е. и др. Железисто-кремнистые породы Фрунзовских магнитных аномалий Украинского щита // Геол. журн. — 1985. — Т. 45, № 5. — С. 1–11.
3. Галецкий Л. С., Ярошук М. А., Вайло А. В. и др. Метаморфизованные конгломераты Фрунзовской зоны магнитных аномалий Украинского щита // Геол. журн. — 1988. — № 2. — С. 130–133.
4. Геохронология докембрия Украины / Отв. ред. А.П. Семененко. — Киев: Наук. думка, 1965. — 262 с.
5. Гузенко Г.Ф., Скаржинская Т.А. О железистых породах гданцевской свиты кременчугского района // Геол. журн. — 1982. — Т.42. — №1. — С.43–52.
6. Кузнецов В.Л., Ярошук М.А., Вайло А.В. и др. Поисковые работы на железные руды докембрия в Южном Побужье / Кн. 1–5. — Одесса, 1987. — Геоинформ.
7. Прожогин Л.Г. Условия рудообразования в низах верхней свиты Саксаганского района Криворожского бассейна по литологическим и палеогеографическим данным. — Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. — Киев. — 1976. — 26 с.
8. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Щербак И.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. — Киев: Наук. думка, 1985. — 168 с.
9. Ярошук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. — Киев: Наук. думка, 1983. — 223 с.
10. Ярошук М.А., Вайло А.В. Рудоносные метасоматиты Фрунзовской зоны Украинского щита // Геол. журн., 1989. — №5. — С. 96–104.
11. Ярошук М. А., Вайло А. В., Савченко Л. Т. Генетические особенности пород железисто-кремнистой формации Фрунзовской зоны Украинского щита // Геол. журн. — 1989. — №3. — С. 105–112.

Покалюк В.В., Ярошук М.А., Вайло А.В. ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАКОНГЛОМЕРАТОВ ФРУНЗОВСКОЙ ЗОНЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА (ЮЖНОЕ ПОБУЖЬЕ)

Розглянуто літолого-генетичні особливості докембрійських метаконгломератів і асоційованих з ними порід василівської товщі Фрунзівської зони магнітних аномалій Українського щита (Південне Побужжя). Метаконгломерати являють собою переважно потокові субаеральні утворення (пролювій-алювій тимчасових водних потоків). Стратиграфічна позиція і вік порід співвідносяться з постгданцевським глееватським рівнем Кривбасу.

Pokalyuk V.V., Yaroschuk M.A., Vailo A.V. FORMATION-GENETIC TYPE AND STRATIGRAPHICAL POSITION OF METACONGLOMERATES OF FRUNZIVSKA MAGNETIC ANOMALY ZONE OF UKRAINIAN SHIELD (THE PIVDENNYI BUG AREA)

Lithologic-genetic features of Precambrian metaconglomerates and associating rocks of Vasylyvska coarse-terrigenous series of Frunzivska magnetic anomaly zone of Ukrainian shield (the Pivdennyi Bug Area) have been studied. Metaconglomerates are predominantly flowing subarial formations (proluvium-alluvium of temporal water flows). The stratigraphical position and age of rocks are correlated with postgdantsevskiy gleevat'skiy level of Kryvbas.