

551
88

Национальная Академия Наук Украины

Е.А.Кулиш, В.В. Покалюк, В.Г. Яценко, О.Ю.Великанова

Вулканизм и седиментогенез зеленокаменного этапа раннедокембрийской истории Кривбасса



Киев 2008

Национальная академия наук Украины
Институт геохимии окружающей среды НАН и МЧС Украины

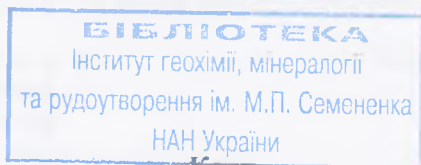
Е.А. Кулиш, В.В. Покалюк, В.Г. Яценко, О.Ю. Великанова

**Вулканизм и седиментогенез
зеленокаменного этапа
раннедокембрийской истории
Кривбасса**

Е.А. Kulish, V.V. Pokalyuk, V.G. Yatsenko, O.Y. Velikanova

**Volcanizm and sedimentogenesis of the
greenstone stage of the Early Precambrian
history of the Kryvbass.**

30972 ✓



Київ

2008

551+551.21+537.41.72 (477.6)
B88

УДК 551.21 : 551.71 (477.63)

Вулканизм и седиментогенез зеленокаменного этапа раннедокембрийской истории Кривбасса.

Е.А. Кулиш, В.В. Покалюк, В.Г. Яценко, О.Ю. Великанова. – Киев, 2008. – 146 с. (русс.)

Методами многомерной статистики (кластерный и факторный анализы) проведена типизация и систематизация метаосадочных и метавулканогенных пород и породных ассоциаций раннедокембрийского зеленокаменного комплекса новокриворожской свиты Кривбасса. Выделены и охарактеризованы 22 вулканогенных и 3 осадочных петрохимических литотипов, описывающих всю совокупность пород свиты, определены их количественные соотношения и взаимосвязи. Получены выводы литолого-фациального, формационного, корреляционного, палеогеотектонического и петрогенетического характера.

Volcanism and sedimentogenesis of the greenstone stage of the Early Precambrian history of the Kryvbass.

Typification and systematization of metasedimentary and metavolcanic rocks and rock associations of the Early Precambrian greenstone complex of the novokryvorozhskaya suite of the Kryvbass was made by the methods of manymeasured statistics (claster and factor analysis). There were separated and characterized 22 volcanogenic and 3 sedimentary petrochemical lithotypes, describing all suite rocks totality and determinated their quantitative correlation and interdependence. The conclusions of the lithologic-facial, formation, correlation, paleogeotectonic and petrogenetic character was obtained.

Главный редактор: академик Е.Ф. Шнюков

Рецензенты: докт. геол.-мин. наук Б.А. Занкевич,

докт. геол.-мин. наук В.А. Рябенко

Печатается по постановлению Ученого совета ИГОС НАН и МЧС Украины

ISBN 978-966-02-4865-6

© Е.А. Кулиш, 2008

В.В. Покалюк, 2008

В.Г. Яценко, 2008

О.Ю. Великанова, 2008

Посвящается светлой памяти
Николая Григорьевича
Ефименко
– исследователя Кривбасса
и новокриворожской свиты,
главного геолога Криворожской
сверхглубокой скважины в 1984-1985 г.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Индексы минералов:

Кв – кварц	Прхл – прохлорит
Пш – полевой шпат	Сц – серицит
Пл – плагиоклаз	Мус – мусковит
Альб – альбит	Грф – графитит
Амф – амфибол	Карб – карбонат
Рог – роговая обманка	Турм – турмалин
Акт – актинолит	Грн – гранат
Трем – тремолит	Прр – пирротин
Серп – серпентин	Мгн – магнетит
Би – биотит	Тмгн – титаномагнетит
Хл – хлорит	Кпш – калиевый полевой шпат

Индексы свит:

lt – латовская , nk – новокриворожская , sk – скелеватская.

Другие сокращения:

УЩ – Украинский щит;

ЗС – зеленокаменные структуры;

ЗССП – зеленокаменные структуры Среднего Приднепровья;

РУ – рудоуправление.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время с появлением мощных статистических пакетов программ для ПЭВМ, в особенности программ факторного и кластерного анализов с обширными средствами визуализации результатов, появилась возможность быстро и эффективно проводить петрогеохимическую систематизацию и типизацию различных ассоциаций горных пород для решения самых разнообразных геологических задач.

Петрохимическая систематизация вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород весьма актуальна при изучении осадочно-вулканогенного литогенеза в его наиболее общих аспектах и, в частности, при решении многих проблемных вопросов геологии древних зеленокаменных метаосадочно-вулканогенных комплексов докембрия. Основные направления, решаемые при этом, таковы: 1 – изучение вещественного состава и типизация по петрохимическим параметрам пород и породных ассоциаций; 2 – палеотектонические, палеофациальные, палеоклиматические реконструкции на петрохимической основе; 3 – корреляции процессов седиментогенеза, вулканизма и магматизма по петрохимическим критериям; 4 – металлоносность и перспективная оценка на различные виды полезных ископаемых.; 5 – отдельные вопросы петрологии (петрохимическое моделирование генерации и дифференциации магм и проч.)

В предлагаемой работе сделана попытка с позиций петрохимии определить общие закономерности состава и строения существенно метавулканогенного зеленокаменного комплекса новокриворожской свиты Криворожского железорудного бассейна. Принадлежность данной свиты к типу зеленокаменных комплексов, развитых в Среднем Приднепровье, и в целом, Криворожско-Кременчугской структуры к разряду зеленокаменных структур (ЗС) докембрия УЩ отстаивается многими исследователями (Бобров и др., 2002;

Сиворонов и др., 1981; Малюк, 1991) и, на наш взгляд, сомнений не вызывает, хотя здесь есть своя специфика геотектонического развития и накопления вулканогенных и осадочных формаций.

Основной задачей являлось определение основных петрохимических литотипов в общей совокупности метавулканогенных и метаосадочных пород, их количественных соотношений и взаимосвязей и на этой основе получение выводов литолого-фациального, формационного, корреляционного и палеогеотектонического характера.

При этом исследование имело целью сравнительную характеристику вариаций химических составов как отдельных литотипов, так и их естественных парагенетических ассоциаций (формаций). По этим признакам данное исследование примыкает к фундаментальному направлению геологических исследований – региональной петрохимии, когда проводится последовательное изучение химического состава разноранговых геологических образований от конкретной породы до сложных породных ассоциаций.

Подобного рода исследования в отношении метакластогенных пород скелеватской свиты Кривбасса были проведены нами ранее (Кулиш и др. 2007). Что касается метавулканогенных образований зеленокаменных структур Среднего Приднепровья, то такие работы, в той или иной степени детальности проводимые различными исследователями, касались главным образом породных ассоциаций конкско-верховцевской серии архейского возраста в пределах структур центральной и восточной частей Среднего Приднепровья (Малюк и др. 1989-1992).

Недостаточная изученность зеленокаменного комплекса новокриворожской свиты Криворожской ЗС по указанным направлениям послужила причиной неоднозначности мнений при оценке формационной принадлежности метавулканитов свиты, определения возрастного интервала формирования слагающих ее пород, корреляции с подобными зеленокаменными комплексами в докембрии Среднего Приднепровья и Украинского щита.

ГЛАВА 1. ОБЪЕКТ, ИСТОРИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Криворожский (Криворожско-Кременчугский) железорудный район представляет уникальную структуру со сложным синклинорным строением, стратиграфией, литологией, петрологией и металлогенией. Здесь сосредоточены громадные скопления железных руд и железистых кварцитов. Криворожско-Кременчугская синклинорная структура слагается толщами в составе свит (снизу вверх): существенно вулканогенной новокриворожской свиты, терригенной скелеватской свиты, терригенно-хемогенной саксаганской (железорудной) свиты, хемогенно-терригенной гданцевской свиты, терригенной глееватской свиты (Геология..., 1962).

Традиционно весь разрез Криворожской структуры относился к раннему протерозою, хотя по мнению многих исследователей вулканогенная новокриворожская свита является позднеархейской, а самая верхняя глееватская свита – средне- или даже позднепротерозойской. По материалам Государственной геологической карты м-ба 1:200 000 за 2002 год (Захаров и др. 2002) весь разрез Криворожской структуры подразделен на две серии: нижнюю собственно криворожскую серию (PR_1), в которую включены новокриворожская, скелеватская и гданцевская свиты, и верхнюю (PR_2) серию в объеме глееватской свиты.

Древнейшими базальными стратифицированными образованиями Криворожской синклинорной структуры являются латовские кварциты, метапесчаники и метагравелиты. Они залегают в основании геологического разреза Криворожского синклинория непосредственно на коре выветривания плагиогранитов позднеархейского фундамента, перекрываясь зеленокаменным комплексом существенно вулканогенных пород новокриворожской свиты. В настоящее время толща латовских кварцитов рассматривается в составе новокриворожской существенно вулканогенной свиты. По нашему мнению, вопрос о выделении латовской толщи в ранг самостоятельной стратиграфической единицы (свиты) местной стратиграфической шкалы Кривбасса давно назрел в связи с тем, что

указанная толща широко известна среди геологов, занимает четкую стратиграфическую позицию в основании разреза Криворожской структуры, имеет характерные, свойственные только ей особенности состава и строения. Однако данная толща до сих пор не нашла своего самостоятельного выражения в стратиграфической колонке Кривбасса.

В дальнейшем, говоря в этой работе об образованиях новокриворожской свиты, представляющей **объект наших исследований**, мы будем иметь в виду лишь существенно вулканогенный разрез (без толщи латовских кварцитов и метапесчаников).

Настоящая работа посвящена одному из наименее освещенных вопросов в литературе по Криворожскому железорудному бассейну – изучению метаосадочно-вулканогенного комплекса новокриворожской свиты. Свита прослеживается в виде узкой полосы вдоль восточного борта Криворожской структуры с небольшими перерывами в центральной части Лихмановской синклинали и на участке рудников им. Дзержинского и им. Кирова (рис. 1.1).

Традиционно к общепринятым местам распространения пород новокриворожской свиты относятся только участки восточного борта криворожской структуры, там, где установлено залегание метавулканитов на эродированной поверхности плагиогранитов фундамента (участки Рахмановский, ЮГОК, Саксаганский). Участки зеленокаменных пород по периферии Кривбасса (Ингулецкий, Западно-Девладовский, Анновский) отнесены геологами КГРЭ к более древним, архейским образованиям конкско-верховцевской серии. Не вдаваясь сейчас в дискуссию, отметим, что в настоящей работе отстаивается расширенное представление о территориальной распространенности пород новокриворожской свиты в пределах не только Южного и Саксаганского районов Кривбасса, но и на периферии Криворожской структуры (участки Ингулецкий, Восточно- и Западно-Анновский, Западно-Девладовский, Желтоводский, район Правобережных аномалий, а также район Кременчугской железорудной полосы).

Территориальная обособленность отдельных участков развития пород новокриворожской свиты (район Ингулецкого замыкания).

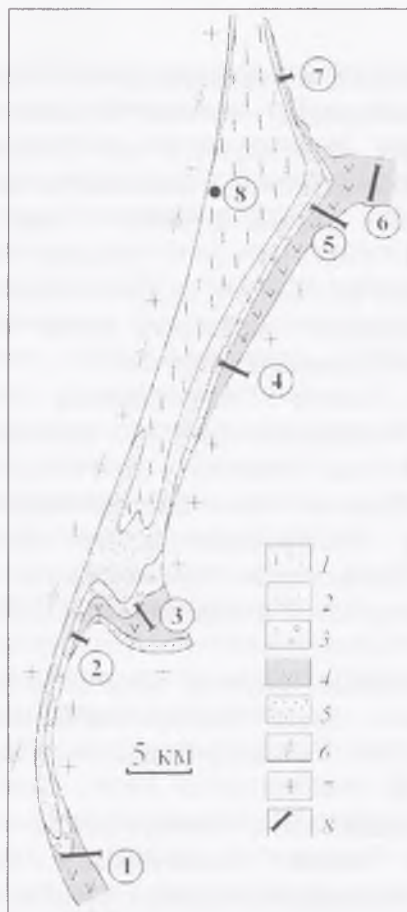


Рис. 1.1. Геологическая схема Кривбасса с расположением профилей скважин, вскрывших разрезы метавулканитов новокривorozжской свиты.

1 – метатерригенные и метаксеногенно-терригенные отложения гданцевской и слеватовской свит; 2 – железорудная (дjesпилитовая) саксаганская свита; 3 – метатерригенные породы склеватовской свиты; 4 – метавулканогенные породы новокривorozжской свиты; 5 – толщина (горизонт) латовских кварцитов и метапесчаников; 6 – бластомилониты зоны Западного (Кривorozжского) глубинного разлома; 7 – архейские метавулканиты обрамления Кривorozжской структуры; 8 – профили скважин.

Цифры в кружках: 1 – Ингулецкий профиль (участок замыкания Лихмановской синклинали, скв. 20582-20589); 2 – Латовский (Рахмановский) профиль (скв. 20630, 20631); 3 – участок Основной синклинали (скв.17980); 4 – Центрально-Саксаганский профиль (участок К.Либкнехта, скв. 18453, 18454); 5 – Северо-Саксаганский (Первомайский) профиль (скв.16880-16885, 17518); 6 – Девладовский профиль (скв. 16886-16889); 7 – Анновский профиль (скв.20520, 20526); 8 – Кривorozжская сверхглубокая скважина.

район замка Основной синклинали + Рахмановский участок, Саксаганское простираие) связана с различной конструкцией и полнотой разрезов. Фиксируются три участка, где образования новокриворожской свиты имеют наибольшую мощность: 1 – северная часть Саксаганского района (рудник 1 Мая, рудник им. Ленина, мощность около 1500 м); 2 – участок замыкания Основной синклинали (рудник им. Ильича, мощность около 1500 м); 3 – участок Ингулецкого замыкания (мощность около 650 м) В остальных районах свита имеет меньшую мощность.

Образования свиты подстилаются толщей кварцевых метапесчаников, метагравелитов и кварцитов латовской свиты (горизонта), а в тех участках, где последние отсутствуют, – непосредственно залегают на метаморфизованной коре выветривания позднеархейского плагиогранитоидного фундамента (Покалюк, Кулиш, 2004). Саксаганские плагиограниты по многочисленным определениям датируются возрастом 3010–2950 млн лет (Артеменко, 1998).

Sm-Nd определение возраста метабазальтов новокриворожской свиты восточного борта Саксаганской полосы (Саксаганская синклиналь, скв.17814, район рудника им. Ленина) – 2670 млн лет (Артеменко, 2000).

Новокриворожская свита перекрывается со стратиграфическим несогласием и корой выветривания раннепротерозойскими метаобломочными породами нижней терригенной скелеватской свиты криворожской серии, которые датируются по аутигенным концентрациям урана возрастом 2500 ± 100 млн лет (Тугаринов и др., 1963).

Таким образом, время формирования вулканогенного комплекса новокриворожской свиты укладывается в интервал 3000–2500 млн лет, что соответствует мезо-неоархею.

Ряд исследователей неоднократно высказывали мнение о сопоставимости новокриворожской свиты с метавулканогенными толщами зеленокаменных структур (ЗС) архейского возраста, развитых в Среднем Приднепровье (Каляев, 1965; Бобров, 1993 и др.) Вся проблематика этого сопоставления состоит в следующем:

1. По структурно-стратиграфическому положению, вещественному составу пород и породных парагенезов, набору формаций и другим признакам новокриворожская свита является аналогом конкской свиты конкско-верховцевской серии (в пределах Кривбасса).

2. Вместе с тем новокриворожская свита залегает на эродированной поверхности саксаганских плагиогранитов, которые датируются возрастом 3010-2950 млн лет (Артеменко, 1998), в то время как верхняя возрастная граница вулканогенных толщ ЗССП – 3100 млн лет (Бобров, 1993; Артеменко, 2000). Плагиограниты сурского комплекса, одновозрастные с саксаганскими плагиогранитами, прорывают зеленокаменные толщи конкской свиты. Таким образом, по данным абсолютной геохронологии для метавулканитов новокриворожской свиты определяется более молодой возраст по сравнению с конкской свитой.

Вне зависимости от разрешения этого проблемного вопроса корреляции конкской и новокриворожской свит, последняя представляет собой осадочно-вулканогенный комплекс пород в ранге серии и ее необходимо вычлнять из состава существенно осадочной нижнепротерозойской криворожской серии.

О составе и строении новокриворожской свиты до конца 70-х годов существовали лишь общие представления. Ее разрез считался довольно монотонным, с преобладанием аподиабазовых амфиболитов (амфиболитизированных основных вулканитов) и амфиболовых сланцев. Сейчас здесь наряду с лавовыми фациями метавулканитов установлены метаморфизованные туфогенные, а также вулканогенно-осадочные и осадочные породы, хотя роль последних весьма незначительна (до 10 %).

История стратиграфического изучения

История детальных исследований стратиграфического разреза новокриворожской свиты началась с бурения Северо-Саксаганского (Первомайского) структурного профиля (Ефименко и др., 1975), вскрывшего полный разрез свиты мощностью 1300 м. По этим материалам новокриворожская свита была расчленена на две подсвиты (на наш взгляд в некоторой степени условно), что нашло

свое выражение в схеме УРМСК (Корреляционная..., 1980). В составе нижней подсвиты по этим материалам преобладают метаморфизованные диабазы и диабазовые порфириды, перемежающиеся с кварцсодержащими сланцами, представляющими метаморфизованные туфогенные породы. Мощность нижней подсвиты в среднем 550 м. Верхняя подсвита сложена ортосланцами основного и среднего состава с прослоями метапесчаников, а также амфиболитами, вмещающими покровы тремолитизированных пикритов. Мощность верхней подсвиты до 750 м. Стратиграфическая и формационная значимость выделенных подразделений (подсвит) оставались неясными из-за недостатка сведений о строении свиты в пределах всей Криворожской зоны.

Переинтерпретация материалов Первомайского профиля (опять же с большой долей условности, поскольку керн скважин не сохранился) позволяет нам выделить в составе свиты 4 толщи (снизу вверх): 1 – сланцев кварц-плагиоклаз-биотитовых, кварц-амфибол-плагиоклаз-биотитовых с прослоями метапесчаников (160 м); 2 – метадиабазов и диабазовых метапорфиритов с прослоями зеленых сланцев (380 м); 3 – сланцев и метапорфиритов кварц-плагиоклаз-биотитового состава, нередко, миндалекаменных, чередующихся с узловатыми, миндалекаменными сланцами кварц-хлоритового, кварц-амфибол-биотит-хлоритового, кварц-плагиоклаз-биотит-хлоритового состава (420 м); 4 – габбро-амфиболитов (метагаббро-диабазов) с прослоями тремолититов, хлорит-карбонат-тремолитовых сланцев (275 м).

В 1982 году в Центральной части Саксаганского района Кривбасса (Р.У. им. Либкнехта) был пробурен структурный профиль, вскрывший полный разрез новокриворожской свиты на данном участке общей мощностью около 230 м (Ефименко и др., 1982 г.). Непосредственно на плагиогранитах фундамента здесь залегает пачка метаосадочных белых кварцитов серицит-кварцевого состава (латовских – прим. авт.) мощностью 10 м. На кварцитах без явных признаков несогласия залегают существенно вулканогенные породы новокриворожской свиты. Метавулканогенный разрез имеет в целом двухчленное строение в составе толщ (снизу вверх): 1 – метадиабазов и зеленых сланцев (50-80 м); 2 – сланцев и метапорфиритов роговообманково-биотит-плагиоклазового, биотит-плагиоклазового, биотит-

роговообманково-плагиоклазового, плагиоклаз-биотитового состава, нередко миндалекаменных, чередующихся с прослоями туфосланцев и метаалевролитов (145-160 м).

В общем, на основании вышеуказанных двух профилей, геологи Криворожской экспедиции расчленили новокриворожскую свиту на две подсвиты. Состав и строение подсвит были приняты главным образом по данным Первомайского профиля, как более мощного и полного.

Сходное строение свиты с Центральнo-Саксаганским разрезом в этот период описывает А.С. Войновский (1978) в Кременчугском районе, где он выделяет в составе новокриворожской свиты три толщи (снизу вверх): 1 – зеленых сланцев (215 м), 2 – аподиабазов (390 м), 3 – кварц-биотитовых сланцев (340 м). На интенсивно гранитизированных основных породах конкско-верховцевской серии и плагиогранитах днепропетровского комплекса здесь залегают (снизу вверх): 1. Метапесчаник серицит-кварцевый – 15 м (латовский – прим. авт.) 2. Чередующиеся в виде слоев мощностью от нескольких сантиметров до 20-30 м зеленые сланцы (кварц-альбит-актинолитовые, альбит-кварц-биотит-роговообманковые, кварц-плагиоклаз-роговообманковые, хлорит-амфиболовые, амфиболовые) и ортоамфиболиты; в верхней части толщи встречены по два прослоя (0,2–1,2 м) безрудных и магнетит-амфиболовых кварцитов; общая мощность толщи – 200 м. 3. Амфиболит с реликтами диабазовой структуры (аподиабаз), вмещающий тела существенно амфиболовых пород и прослой кварцита – 390 м. 4. Сланцы альбит-биотит-амфиболовые (нередко миндалекаменные) и кварц-биотитовые – 180 м. 5. Сланцы кварц-биотитовые, с прослоями амфибол-биотитовых сланцев с реликтовой миндалекаменной структурой – 160 м. Выше залегают кварц-серицитовые сланцы скелеватской свиты. Общая мощность новокриворожской свиты составляет здесь 900-1000 м.

Относительно Южного района Кривбасса до начала 80-х годов имелись лишь фрагментарные сведения, полученные при изучении обнажений по р. Ингулец напротив устья балки Тимашевой и у южной окраины с. Александров-Дар (Свитальский и др., 1932; Усенко, 1955). Эти сведения касаются детального петрографического описания отдельных литологических разновидностей пород, но, к

сожалению, мало что говорят о внутреннем строении свиты в этом районе. По мнению этих исследователей метабазиты, обнажающиеся по р. Ингулец (так называемые ингулецкие) по своим минералогическим особенностям существенно отличаются от метабазитов, развитых в Саксаганском районе. Это определило необходимость специального изучения «ингулецких» метабазитов с целью выяснения их состава, первичной природы и корреляции с подобными образованиями в пределах всей Криворожской синклинической зоны.

В 1984-86 годах Криворожской ГРЭ пробурены профили, вскрывшие разрезы метавулканитов в Южном районе Кривбасса – Рахмановский (скв. 20630, 20631), Основной синклинали (скв. 17980), Ингулецкий (скв. 20584, 20582, 20587, 20588, 20586, 20589), а также в Северном районе Кривбасса – Анновский (скв. 20518, 20520, 20526). Метавулканогенная толща новокриворожской свиты была также вскрыта в разрезе Криворожской сверхглубокой скважины (СГ-8).

Следует заметить, что участки распространения зеленокаменных пород на периферии Кривбасса (Ингулецкий разрез в своей большей части, а также Западно-Девладовский, Северо-Анновский и Желтореченский) отнесены геологами КГРЭ к конкской свите конкско-верховцевской серии архейского возраста (в отрыве от новокриворожской). Однако такое разделение зеленокаменных толщ в Криворожской структуре на разновозрастные конкскую и новокриворожскую свиты малообосновано и неоднозначно. Поскольку метавулканиты периферии Кривбасса занимают абсолютно аналогичное структурно-стратиграфическое положение (в основании разреза Криворожской структуры), что и метавулканиты Южного и Саксаганского районов, относимые традиционно к новокриворожской свите (рис. 1.1). Те и другие непосредственно подстилают метаосадочные толщи криворожской серии нижнего протерозоя, включающие нижнюю терригенную скелеватскую свиту и т.д. Кроме того, в отдельных случаях (Ингулецкий разрез) отмечаются признаки залегания метавулканитов на эродированной поверхности плагиогранитоидов фундамента точно так же, как это повсеместно установлено в пределах Саксаганского и Южного районов Кривбасса. В самых низах Ингулецкого вулканогенного

разреза присутствуют многочисленные маломощные прослойки метапесчаников, а также глиноземистых сланцев, что предполагает переыв коры выветривания фундамента. Непосредственная зона контакта с плагиигранитоидами здесь интенсивно динамометаморфизована. Все это дает нам основание относить разрез Ингулецкого профиля к новокриворожской свите, равно как и другие участки развития метавулканитов на периферии Криворожской структуры. Иными словами, все метавулканогенные комплексы Криворожской структуры, непосредственно подстилающие существенно осадочный нижнепротерозойский разрез, несмотря на свою территориальную разобщенность, принадлежат единому структурному этажу, соответствуют единому литолого-формационному комплексу. На этом основании мы включили анализы по Ингулецкому, Анновскому профилям в общую выборку для пород новокриворожской свиты. На таком же основании мы рассматриваем и Западно-Девладовский профиль, непосредственно примыкающий с востока к Первомайскому разрезу новокриворожской свиты (рис. 1.1).

Авторами детально изучен полный разрез метабазитов, вскрытый скважинами Рахмановского структурного профиля (скв. 20630, 20631), а также разрез на участке Основной синклинали (скв.17980). Кроме того, были использованы материалы структурных профилей, пройденных на участках южного замыкания Лихмановской синклинали (Бутырин и др., 1986), им. Либкнехта (Ефименко, 1982), 1-Мая (Ефименко и др., 1975), Западно-Девладовского и Анновского профилей.

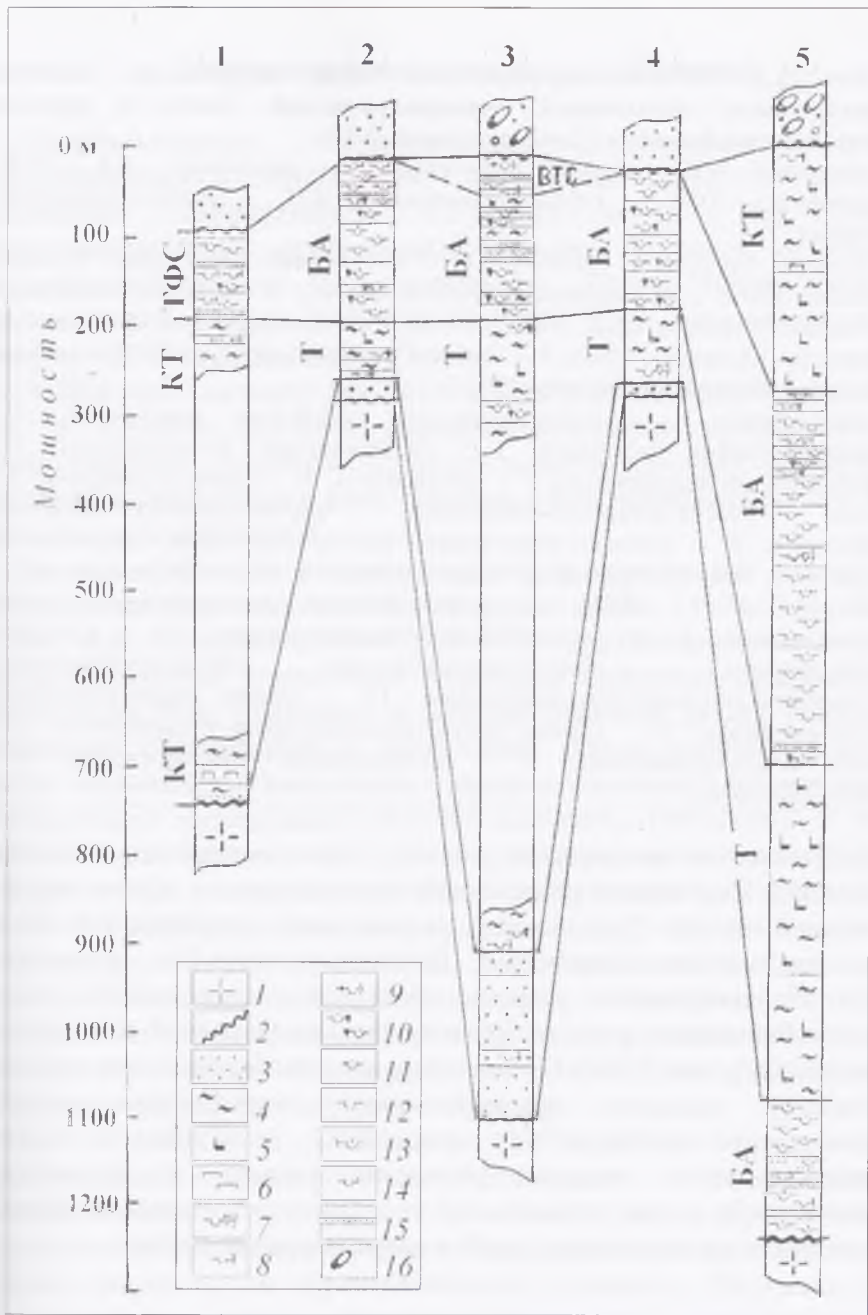
Е.А. Кулиш, В.В. Покалюк (1993) в небольшой по объему монографии детально рассмотрели стратиграфию и литологию докембрийских метавулканитов новокриворожской свиты Криворожского железорудного бассейна. Впервые была проведена корреляция свиты на литолого-формационной основе в пределах всей Криворожской структуры. Были выделены 5 типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных парагенезов (формаций): толеитовая, коматиит-толеитовая, андезит-базитовая субщелочная, туффитовая, вулканогенно-терригенно-сланцевая. Определены их взаимоотношения в вертикальных и горизонтальных рядах. На рис. 1.2. мы приводим эту

схему корреляции с краткими пояснениями и незначительными изменениями в наименованиях формаций. Кроме многих иных построений, разработок и обобщений в вышеуказанной работе отмечается, что метавулканы новокриворожской свиты наиболее обоснованно коррелируются с конкской свитой среднеприднепровского зеленокаменного комплекса (поздний архей). Эти же материалы в расширенном виде с дополнениями приведены в более поздней монографии (Покалюк, Кулиш, 2004).

Накопленный в настоящее время обширный материал по стратиграфическому и формационному строению зеленокаменных структур Среднего Приднепровья приводит многих исследователей к заключению о сходстве и коррелируемости разрезов криворожской и конкско-верховцевской серий и принадлежности Криворожской структуры к типу зеленокаменных. При этом вулканогенная часть разреза криворожской структуры (новокриворожская свита) коррелируется с конкской свитой конкско-верховцевской серии (Бобров, 1993; Покалюк, 2004, и др.).

Сохранившееся ныне с конца 70-х годов деление новокриворожской свиты на две подсвиты уже не отвечает современным новым фактическим материалам по всему Кривбассу. Необходим пересмотр стратиграфии, прежде всего с формационных позиций. По нашему мнению свита представляет собой единый комплекс в ранге серии со стратификацией в вертикальном разрезе и латеральном направлении на ряд формаций и имеющей определенные различия строения разрезов на разных территориально разобщенных участках.

Подводя итог истории изученности стратиграфического разреза новокриворожской свиты, можно отметить следующее. Степень детальности и полнота изученных разрезов неоднородна. Те участки, где мощности свиты максимальны (до 1500 м), изучены крайне недостаточно. В частности, Первомайский профиль хотя и перекрывает полностью весь разрез свиты (1300 м), сохранившиеся материалы мало информативны для детальной интерпретации. На другом участке мощного развития свиты – Основной синклинали – детально изучена только верхняя 300-м часть разреза. Нижняя часть



30972

БІБЛІОТЕКА
 Інститут геохімії, мінералогії
 та рудоутворення ім. М.П. Семененка
 17
 НАН України

Рис. 1.2. Литолого-формационная схема корреляции осадочно-вулканогенных образований новокриворожской свиты в пределах Криворожского бассейна (Покалюк, Кулиш, 2004).

Формации: КТ – коматиит-толеитовая; Т – толеитовая; БА – базит-андезитовая; ТФС – туффито-сланцевая; ВТС – вулcano-терригенно-сланцевая.

Разрезы (цифры в кружках): 1 – Ингулецкий (Змиевский, Бутырин, Паранько, 1986); 2 – Рахмановский (Покалюк, 1986); 3 – Основной синклинали (Ефименко, Покалюк, 1982, 1987); 4 – Центрально-Саксаганский, рудник им. Либкнехта (Ефименко, 1982); 5 – Северо-Саксаганский, рудник Первомайский (Ефименко, Вербицкий, Зинченко, 1975).

Обозначения: 1 – плагиогранитоиды архейского фундамента; 2 – стратиграфические несогласия; 3 – метапесчаники, метагравелиты; 4 – амфиболиты метадиабазовые; 5 – метадиабазы; 6 – метаультрабазиты; 7 – сланцы биотит-актинолит-хлоритовые, биотит-плагиоклаз-актинолит-хлоритовые; 8 – сланцы хлоритовые, биотит-хлоритовые, кварц-биотит-хлоритовые, кварц-хлоритовые, хлорит-кварцевые; 9 – сланцы те же, с гранатом; 10 – сланцы и метапорфириты роговообманково-биотит-плагиоклазовые, биотит-роговообманково-плагиоклазовые, 11 – сланцы и метапорфириты биотит-плагиоклазовые, плагиоклаз-биотитовые, роговообманково-плагиоклаз-биотитовые; 12 – сланцы кварц-биотитовые, биотит-кварцевые; 13 – сланцы биотит-плагиоклазовые с карбонатом; 14 – сланцы кварц-серицитовые; 15 – метапесчаники тонкозернистые; 16 – метаконгломераты.

практически не исследована, а она здесь составляет не менее километра. Ингулецкий разрез также изучен только в объеме верхней и нижней частей. Средняя часть разреза свиты (порядка 400-500 м) здесь не вскрыта скважинами. Достаточно подробно, детально и полно охарактеризованы разрезы небольшой мощности (200-250 м на участке Рахманово, а также 300 м на участке Основной синклинали) (Покалюк, Кулиш, 2004). Проведенная авторами корреляция по всему Кривбассу является предварительной, отражающая уровень фактического материала на сегодняшний день. Тем не менее, основные черты стратиграфического разреза и фациальной изменчивости метавулканогенных толщ в горизонтальном сечении обозначены, на наш взгляд, верно в своих основных чертах.

История петрохимических исследований

Систематическое петрохимическое изучение пород новокриворожской свиты стало возможным только с началом проведения Криворожской ГРЭ в конце 70-х годов широкомасштабного профильного бурения. До этого отдельные разрозненные данные по химическому составу метавулканитов приводились в работах И.С. Усенко, Ю.Ю. Юрк, производственных отчетах Р.Н. Сироштана (1958-62 гг.).

В 70-е годы выходит ряд работ А.Д. Додатко, Н.И. Кухаревой и др., в которых изучались дометаморфические преобразования метавулканитов (главным образом петрохимические) в древней метаморфизованной коре выветривания, сформированной на породах новокриворожской свиты.

Первые обобщения петрохимических материалов мы находим в производственных отчетах Н.Г. Ефименко (1975, 1982), В.П. Жука (1984), В.К. Бутырина (1984-86). В 1989 году по предсаксаганским супракрустальным комплексам Кривбасса защищена кандидатская диссертация В.В. Покалюка, в которой большой раздел посвящен литологии, стратиграфии и петрохимии пород новокриворожской свиты. Большинство высказанных автором положений развивались в последующих публикациях (Кулиш, Покалюк, 1993-2004). В этих работах были выделены две главные петрохимические ассоциации пород в составе новокриворожской свиты, определяющие её основной облик – толеитовая базитовая и субщелочная андезит-базитовая. Определены их характерные отличительные черты и взаимоотношения в реальных разрезах. Выделены 5 типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных парагенезов (формаций): толеитовая, коматиит-толеитовая, андезит-базитовая субщелочная, туффитовая, вулкано-терригенно-сланцевая.

Б.И. Малюком с соавторами (1991, 1992) был проведен сравнительный петрохимический анализ метавулканитов новокриворожской свиты Кривбасса с образованиями железнокаменных структур Среднего Приднепровья и сделан основной вывод об их принципиальной схожести. Показано, что интегративные поля фигуративных точек метавулканитов

зеленокаменных комплексов Среднего Приднепровья полностью вмещают рои фигуративных точек метавулканитов новокриворожской свиты Кривбасса. Сопоставление выборок метавулканитов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья с эффузивами разных геодинамических зон фанерозоя позволило показать схожесть между метавулканитами докембрия Кривбасса и рифтогенными породами фанерозоя: «...сопоставление метавулканитов Криворожского района с образованиями типичных геодинамических обстановок дает возможность говорить о полной их аналогии с подобными породами континентальных и океанических рифтовых зон (за исключением щелочных разновидностей). Вместе с тем они отличаются от основных и средних вулканитов островных дуг ...»(Геол. журн.–1992.–№3.–С.132). Были выделены и охарактеризованы три основных петротипа в составе новокриворожской свиты – магнезиальные базальты, толеитовые базальты и андезиты. Указана принадлежность этих пород к продуктам трех магматических серий – коматиитовой, толеитовой и известково-щелочной.

В отношении других, на наш взгляд, не столь значимых выводов этих авторов, касающихся петрохимических сопоставлений между отдельными группами пород конкской и новокриворожской свит, мы можем сказать, что некоторые из них обусловлены скорее способом формирования частных выборок, нежели реальными породными соотношениями и характеристиками. В указанных работах метавулканиты Криворожского района разбиты по территориальному признаку на две основные выборки. В первую входят породы Высокопольской полосы (Ингулецкий разрез), Желтореченской полосы и Анновского участка – они отнесены авторами к конкской свите, развитой в пределах Криворожского района. Во вторую выборку включены анализы метавулканитов на участках Рахмановском, ЮГОКе, Первомайском – они отнесены к собственно новокриворожской свите. Выше мы уже отмечали неоднозначность и малообоснованность такого разделения. Наблюдаемые различия в химизме вулканитов между этими двумя выборками отражают лишь частные характеристики различных формационных уровней, частей разреза разных участков в пределах единого вулканогенного

литолого-формационного комплекса пород. Кроме того, таковые различия могут быть вызваны также неполнотой разрезов в конкретных участках и фаціальными замещениями породных парагенезов вулканитов.

Второе замечание касается способа группировки выборок петрохимических литотипов, которое проведено на основе наперед заданных классификационных параметров – содержаний MgO и SiO_2 . Выборки, составленные лишь по этим двум стандартизированным параметрам, могут искусственно разрывать реальные петрохимические литотипы. Эти литотипы в пределах конкретных структур определяются взаимосвязанными, в определенной степени дискретизированными рядами фигуративных точек составов пород, параметры которых часто перекрывают те или иные классификационные границы. При наличии достаточного объема аналитических данных по конкретному району распространения тех или иных пород с помощью аппарата кластерного и факторного анализов можно установить статистически значимую дискретизацию рядов фигуративных точек составов, что и является основой для выделения петрохимических литотипов. Такая работа впервые проведена нами в настоящей работе.

Некоторые аспекты петрохимии и геохимии метавулканитов Новокриворожской свиты (преобразования при дометаморфической «глинизации», содержания РЗЕ и др.) были рассмотрены в работах Н.Г. Ефименко и др. (1988), М.Н. Коржнева и др. (1993), И.Б. Щербакова (2005).

Петрохимическое изучение магматических образований соседних теленокаменных структур Средне-Приднепровской гранит-теленокаменной области предпринимались в работах В.Л. Бойко, В.Л. Ладиевой, Н.П. Семененко, А.Г. Смоголюк, О.М. Струевой, В.А. Стульчикова, И.С. Усенко, Ю.Ир. Половинкиной и в особенности в последние годы в работах А.Б. Боброва и Б.И. Малюка с соавторами.

Обобщая историю исследований метавулканогенных образований Криворожской структуры можно сказать, что они изучены в гораздо меньшей степени в целом по комплексу признаков (минералогических, петрографических, петрохимических, геохимических, петрологических, литолого-стратиграфических и т.п.), чем подобные

проявлениями наложенных процессов (окварцевания, карбонатизации и др.) и гипергенных изменений исключались из петрохимических сопоставлений.

Одной из основных проблем при петрогеохимической типизации и систематизации метавулканогенных пород зеленокаменных структур докембрия Украинского щита является диагностика пород, несущих черты неизменных исходных вулканитов и разделение их со слабоизмененными и измененными породами, отражающими различного рода наложенные метаморфические и дометаморфические процессы. Обозначение их в составе изучаемых выборок имеет важное значение для определения эталонных составов петрохимических литотипов метавулканитов, что, в свою очередь, обуславливает последующее изучение вопросов эволюции вулканизма и магматизма. Доля измененных пород в анализируемых выборках часто весьма высока. Включение их в расчеты средних статистических характеристик исходных вулканических парагенезов и литотипов приводит к широкому разбросу петрохимических параметров, нивелирует различия между литотипами, затрудняет интерпретацию и приводит в конечном итоге к неверным петрогенетическим выводам. Использование визуальных методов разделения составов с помощью традиционных двух- и трехкомпонентных диаграмм зачастую малоэффективно. Диагностика измененных проб при отсутствии по ним первичной документации производилась нами при помощи факторного анализа и иерархического кластер-анализа (методы Варда и полных связей) по сопоставлению их вместе в одних кластерах с достоверно установленными измененными породами и определению по ним направленности петрохимических преобразований. Вторичные изменения состава вулканитов проявлены по двум направлениям: 1 – общая "зараженность" зеленокаменных пород карбонатом (фоновая и аномальная карбонатизация – обогащение CaO , CO_2 и П.п.п.); 2 – уменьшение содержаний натрия, кальция и кремния с увеличением железистости, глиноземистости и калиевости. Первое направление соответствует карбонатному метасоматозу, второе связано, вероятно, с дометаморфической "глинизацией" вулканитов. Особенно важным является то, что кластер-анализ позволяет определить не только

аномально измененные породы, но выделяет в самостоятельные кластеры также и слабоизмененные метавулканиды, которые другими способами четко не диагностируются. Последовательная выбраковка таких проб определяет лучшее качество начальных и последующих кластеров, их средних составов, используемых для характеристики петрохимических свойств исходных вулканитов и их парагенезов.

Для избежания влияния летучих и для удобства сопоставлений с неметаморфизованными аналогами вулканических пород анализы пересчитывались на сухое вещество. Все петрохимические сопоставления вулканитов производились по 10 главным компонентам – SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , приведенным к 100 %. Следует отметить, что данная процедура приводит к некоторому смещению всех анализов в более кремнекислотную область примерно на 2 – 4 %. Этот момент следует всегда учитывать и оговаривать при окончательных интерпретациях.

Метаосадочные породы анализировались по одиннадцати компонентам (включая П.п.п.), без приведения их к сумме 100 %.

Учитывая общую зараженность зеленокаменных пород карбонатом, многие анализы пересчитывались на бескарбонатный состав. Это касалось лишь метавулканогенных пород основного-среднего составов, выявленных кластер-анализом как обогащенных CaO , CO_2 и П.п.п. Петрографически повышенная карбонатность в базитовых и андезибазитовых метавулканидах фиксируется развитием в микроинтерстициях мелких выделений кальцита, равномерно распределенных по площади шлифа. Особенно это свойственно первично пористым породам – псаммовидным и гравелитовидным метатифам, но отмечается также и в массивных метаэффузивных породах. Поскольку кальцит в этих породах имеет метаморфически-метасоматическую природу, он может существенно исказить исходные соотношения компонентов в породах. Содержания кальция могут быть завышенными по отношению к исходным неметаморфизованным породам. Полностью исключать эти пробы из петрохимических сопоставлений было бы нерационально, поскольку они составляют значительный объем начальной выборки, кроме того, карбонатизация проявлена неинтенсивно, имеет как бы «фоновый» характер. Недоучет вторичной «фоновой» карбонатизации

зеленокаменных пород может приводить к ошибкам, связанным с оценкой исходной кальциевости вулканических парагенезов.

Процедура петрохимических исследований предусматривала определение и интерпретацию аномальных проб. В практике петрохимических исследований за аномальное значение признака принимается то значение, разность которого от среднего содержания по абсолютной величине превышает удвоенное стандартное отклонение этого признака. Наиболее простым и наглядным методом определения аномальных проб является расположение фигуративных точек составов на факторных диаграммах. Большинство аномальных составов в нашей выборке связаны с наложенной карбонатизацией. Часть из них была исключена из дальнейших исследований, часть была использована с определенными поправками и ограничениями.

Наиболее часто применяемым способом сопоставления петрохимических данных является их графическое изображение на различного рода вариационных диаграммах. Однако такие диаграммы не описывают всех взаимосвязей между основными петрогенными компонентами. Таким образом, возникает необходимость проведения сравнительных исследований с использованием многомерных методов корреляционного анализа.

Классификационные задачи по петрохимическому и геохимическому разделению, типизации и систематизации всей совокупности химических составов пород осуществлялись при помощи факторного анализа методом главных компонент, иерархического кластерного анализа (Ярошевский, 2004), а также различных двухкомпонентных диаграмм и гистограмм распределения (в качестве вспомогательных способов).

Эффективным методом сопоставления химических составов является метод главных компонент, как разновидность многомерного факторного анализа, суть которого сводится к поиску осей максимальной изменчивости признаков в многомерном пространстве. Иными словами, суть метода состоит в группировании всех используемых переменных (в нашем случае окислов) по характеру корреляционных связей между ними на небольшое количество факторов (достаточно трех главных факторов), что позволяет наглядно отразить всю изменчивость изучаемой совокупности

меньшим количеством переменных (факторов). Метод дает возможность не только проводить анализ корреляционных связей между переменными, но и выполняет классификационные функции, что позволяет осуществлять группировку выборки по подмножествам. Важным преимуществом метода факторного анализа в программе Statistica является возможность одновременного графического изображения взаимосвязей и соотношений как между переменными (окислами), так и между объектами (фигуративными точками составов), что в значительной степени облегчает наглядную интерпретацию результатов.

Методы кластерного анализа применялись для автоматического разделения изучаемой выборки на объективно существующие группы проб (кластеры). Группы выделялись автоматически в программе Statistica на основе вычисления обычных евклидовых многомерных расстояний между объектами.

Задача кластер-анализа состоит в выяснении по эмпирическим данным, насколько элементы "группируются" или распадаются на изолированные "скопления", "кластеры" (от *cluster* (англ.) – гроздь, скопление). Иными словами, задача – выявление естественного разбиения на классы, свободного от субъективизма исследователя, а цель – выделение групп однородных объектов, сходных между собой, при резком отличии этих групп друг от друга. По способу оценки расстояний между кластерами (по методу объединения точек) иерархический кластерный анализ разделяется на несколько разновидностей. Нами использовались метод "дальнего соседа" или полных связей, а также метод Варда. В первом в качестве меры оценки схожести объектов используется обычное евклидово расстояние в многовекторном пространстве, во втором – квадрат евклидова расстояния. Группы выделялись автоматически в программе Statistica-6.0. Результаты представлялись графически в виде дендрограмм.

Комплексирование этих двух методов многомерного корреляционного анализа (кластерного и факторного) позволяет наиболее эффективно производить задачи по сопоставлению и классификации петрохимических данных и их интерпретации.

При наличии достаточного объема петрохимических данных по конкретным породным парагенезам в пределах отдельных регионов их распространения выявляются такие особенности структуры петрохимических данных, как наличие "разрывов", определенной дискретности роев фигуративных точек, которые свидетельствуют об особенностях дифференциации расплавов и взаимосвязей различных трендов дифференциации. Именно такие особенности структуры петрохимических данных являются наиболее важными для решения вопросов типизации и классификации вулканических парагенезов, а также эволюции и взаимодействия первичных магм.

В качестве вспомогательных способов сопоставления петрохимических данных были использованы также широко известные в практике петрохимических исследований вулканогенных и осадочных пород различные двух- и трехкомпонентные вариационные диаграммы (Irvine, Baragar, 1971; Jensen, 1976; Неелов, 1980; и др.).

Достаточно эффективной заменой факторных диаграмм могут служить трехкомпонентные вариационные диаграммы, переменные которых выбраны на основании корреляционных связей между компонентами при помощи факторного и кластерного анализов. Их преимуществом перед факторными диаграммами является более простая процедура сопоставлений различных выборок в единых координатах.

Определение количественных соотношений между главными литолого-петрохимическими типами пород в метавулканогенных и метасадочно-вулканогенных разрезах докембрия являются определяющими для формационной характеристики и корреляции тех или иных породных комплексов. Поэтому в работе большое внимание уделено именно этому аспекту, т.е. количественным соотношениям литотипов. В данном случае при исследовании вариаций разновидностей пород в разрезах новокриворожской свиты был использован метод анализа распространенности породных ассоциаций по числу проб в тех или иных реальных выборках (Изох, 1978). Понятно, что этот метод не показывает истинных соотношений по причине субъективного характера отбора проб и неполноты опробования разрезов, однако, при достаточном объеме выборки, он

может отражать основной порядок этих соотношений. В ряде случаев нами параллельно были подсчитаны соотношения пород в конкретных разрезах литолого-петрографическими методами. Сходимость полученных результатов петрохимическим и литолого-петрографическим методами весьма высока. Например, по подсчетам мощностей прослоев метапесчаников в составе свиты в двух разрезах (Рахмановском и Основной синклинали) доля их составляет 2,5 %.; в то же время количество химических анализов метапесчаников от общего объема всей выборки составляет 3 % и т.п.

Фактический материал

Ввиду того, что данное исследование имеет характер в большей мере общеклассификационный, призванный решить общие вопросы состава и строения вулканогенных разрезов, определения главных литолого-петрохимических типов пород, их соотношений и взаимосвязей, авторы ограничились изучением наиболее доступных видов аналитических материалов – полными силикатными анализами и полуколичественными спектральными анализами.

Петрогеохимическая характеристика осуществлялась по всем литологическим разновидностям пород свиты, включая как метавулканогенные, так и метаосадочные. Всего использовано 261 полных химических анализов (Приложение). По участкам работ эти анализы количественно распределены следующим образом: Ингулецкий профиль – 20, Рахмановский профиль – 41, Основной синклинали (ЮГОК) – 50, Центрально-Саксаганский профиль (РУ им. Либкнехта) – 58, Северо-Саксаганский (Первомайский) – 40, Западно-Девладовский – 16, Анновский – 19, разрез Криворожской сверхглубокой скважины – 4. С наибольшей плотностью опробованы разрезы Центрально-Саксаганский, Рахмановский, ЮГОК. Первые два разреза, имея относительно небольшие мощности (~250 м), являются полностью перекрытыми. Гораздо меньшую плотность опробования имеет Северо-Саксаганский разрез, однако при его значительной мощности (1300 м) он также является перекрытым. Таким образом, базовыми для петрохимической характеристики выбраны разрезы Южного и Саксаганского районов Кривбасса, как

наиболее полные, и как раз те, что традиционно относились всеми исследователями к новокриворожской свите. Участки распространения зеленокаменных пород на периферии Кривбасса (Ингулецкий, Анновский, Западно-Девладовский) характеризуются меньшей информативностью ввиду небольшого количества проб и неполноты разрезов, однако они также использованы нами в качестве необходимых дополнительных материалов.

ГЛАВА 2. ПЕТРОХИМИЯ

2.1. Общая характеристика всей совокупности вулканогенных и осадочных пород новокриворожской свиты

В первоначальную выборку мы включили все доступные нам анализы пород новокриворожской свиты (осадочные и вулканогенные), за исключением гипергенно измененных выветрелых разновидностей, тектонитов и гидротермально измененных (окварцованных, карбонатизированных) пород. Объем выборки составил 261 анализ (Приложение).

Особо подчеркнем, что высокозрелые кварцевые метапесчаники и метагравелиты латовской толщи не включались в анализируемую совокупность, несмотря на то, что в настоящее время толща латовских кварцитов включается в состав новокриворожской свиты. Это было сделано на том основании, что метатерригенные породы латовской толщи не образуют закономерно чередующийся с метавулканитами новокриворожской свиты парагенезис, а занимают вполне определенное структурно-стратиграфическое положение в основании Криворожской структуры, залегая на плагиогранитоидах фундамента под метавулканитами новокриворожской свиты, будучи пространственно и генетически тесно связанными с метаморфизованной корой выветривания фундамента. Кварцито-песчаниковая латовская толща в целом достаточно монотонна и представляет собой единое геологическое стратифицированное тело, выделяющееся при геологическом картировании. Контакт толщи с перекрывающими метавулканитами новокриворожской свиты во всех известных разрезах четкий, резкий, без постепенных переходов, что

свидетельствует о резкой смене палеофациальной обстановки на границе этих периодов. Как стратиграфическое подразделение, они являются древнейшими (базальными) стратифицированными образованиями Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны, и отражают достаточно специфический период геологического развития территории – начало заложения позднеархейских прогибов грабенового типа, заполненных впоследствии мощными толщами вулканитов. Литолого-петрохимическая характеристика латовских кварцитов была рассмотрена ранее в работах (Додатко и др., 1985; Покалюк и др., 1990, 2004) и в настоящем исследовании не рассматривается. Заметим, что по своим характеристикам они сильно отличаются от тех маломощных прослоев метапесчаников, которые встречаются внутри вулканогенного разреза новокриворожской свиты. Суммарная доля последних внутри вулканогенного разреза не превышает 3 % (по подсчетам Рахмановского профиля и Основной синклинали), а мощности их прослоев составляют в основном 10-30 см, редко до 1- 4 м. Для петрохимической характеристики осадочного литогенеза на этапе новокриворожской свиты нами использовались как раз эти породы, тесно ассоциирующие с метавулканитами.

Предварительно текстурно-структурными и петрографическими методами вся выборка была разделена на явно осадочные (метапесчаники, вулcano-терригенные сланцы) и существенно вулканогенные породы (лавы, субвулканические образования, туфы). Породы неясного генезиса, несущие признаки как вулканитов, так и осадочных пород (измененные туфы, сланцы неясного генезиса и пр.) включались на данном этапе в группу существенно вулканогенных пород. Таким образом, после вычленения резко аномальных проб, связанных с наложенной карбонатизацией и окварцеванием, осадочная группа составила 22 пробы (10 метапесчаников и 9 сланцев), оставшиеся 235 проб составили существенно вулканитовую группу.

Дальнейший анализ всей совокупности в направлении детализации и уточнения выделения петрохимических групп и их параметров осуществляется использованием факторного анализа по методу главных компонент и иерархического кластерного анализа.

Объектом факторного и кластерного анализов стала матрица химических составов по 10 главным петрогенным компонентам (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O), приведенным к сумме 100 %.

На рис. 2.1.1. показан характер расположения всех составов (259 анализов) в системе координат первых трех главных факторов. Крупными кружками выделены метаосадочные породы, которые достоверно определяются петрографически и по макроописаниям. Как видно из рисунка, в данном масштабе изображения вся совокупность характеризуется широким однородным роем без резко выраженной дискретизации на подмножества. На главном фактор-плане **F1-F2** заметна *вытянутость вулканитового роя точек (тренда) от Ca-Mg сектора в сторону Si-K-Fe сектора диаграммы, что выражает совместное проявление феннеровской и боуновской тенденций дифференциации базитовых магм. Осадочные породы на этом же фактор-плане обнаруживают слабо выраженный широкий тренд, перпендикулярный тренду вулканитов и обусловленный дифференциацией терригенных осадков по степени меланократовости.* В целом осадочные породы на фактор-планах не выходят за пределы совокупности вулканитов, хотя смещены большей частью к периферическим областям. Все эти признаки характеризуют систему как единое целое. Иными словами, метавулканиты, роль которых в системе является определяющей, могут принадлежать к единой петрохимической серии (предварительный вывод), эволюционирующей из единого источника, а метаосадочные породы внутри системы тесно связаны с метавулканитами по своим петрохимическим признакам.

Взаимосвязи петрогенных элементов в породах наиболее полно определяются первыми тремя главными факторами.

Фактор 1 обуславливает 26 % дисперсии всех признаков и характеризуется противопоставлением с одной стороны **Mn, Mg, Ca, Fe** (в первую очередь **Mg**), с другой стороны – **Si, K, Na, Al** (в первую очередь **Si**). Фактор выражает преимущественно известково-щелочную (боуэновскую) тенденцию дифференциации вулканитов совместно с дифференциацией осадочных пород по степени меланократовости.

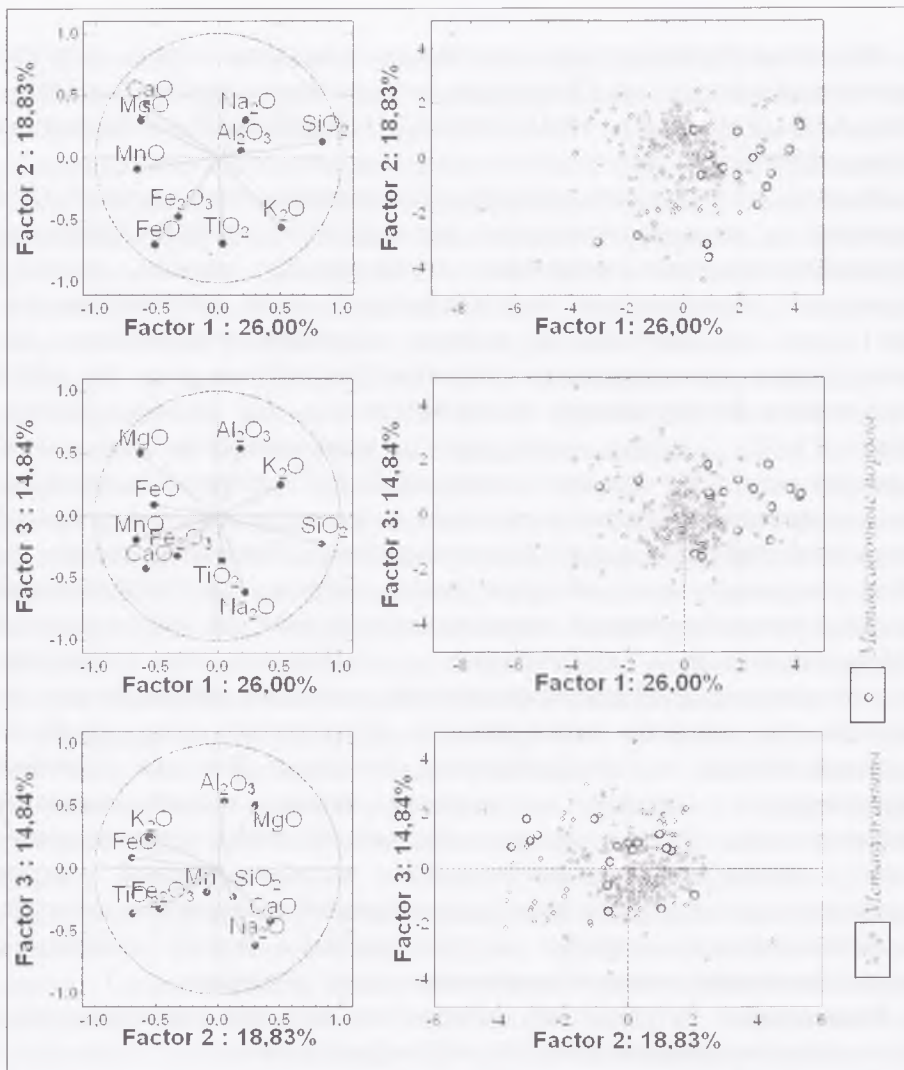


Рис. 2.1.1. Проекция переменных (окислов) и фигуративных точек составов пород новокриворожской свиты (вся выборка – 259 проб) на фактор-планах F1-F2, F1-F3, F2-F3.

Фактор 2 ответственен за 18,83 % общей изменчивости и характеризует дифференциацию составов по **Fe (общ), Ti, K** с одной стороны и **Ca, Mg, Na** – с другой. Здесь очевидно совместное влияние феннеровского типа дифференциации вулканитов и изменчивости терригенных пород от глинистых пород повышенной железистости к песчанистым породам менее железистым и более натрий-кальциевым.

Фактор 3, принявший на себя 14,84 % общей изменчивости, характеризуется противостоянием с одной стороны **Na, Ca**, элементов наиболее легко мигрирующих при метасоматических (в том числе гипергенных) процессах и **Al, Mg, K** – с другой стороны, накапливающихся при начальных стадиях "глинизации" пород базитового состава. Вероятно, этот фактор связан с дометаморфическим выветриванием вулканитов и другими наложенными процессами, в результате которых исходные породы были преобразованы в различные сланцы, богатые хлоритом и биотитом.

Кроме графического представления (рис. 2.1.1.) состояние системы выражается также цифровым способом в виде нагрузок факторов, представленных в таблице 2.2.1.

Средние параметры окислов характеризуют усредненный состав новокриворожской свиты (259 проб) как литолого-формационного комплекса пород (вес. %): $\text{SiO}_2 = 51,61$; $\text{TiO}_2 = 0,91$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,31$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,79$; $\text{FeO} = 9,06$; $\text{MnO} = 0,171$; $\text{MgO} = 6,98$; $\text{CaO} = 5,70$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,08$; $\text{K}_2\text{O} = 1,88$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,123$; $\text{SO}_3 = 0,15$; П.п.п = 4,18; $\text{CO}_2 = 1,7$. Данный состав соответствует толеитовому базальту умеренной глиноземистости и несколько повышенной калиевости.

Результаты кластерного анализа представлены на дендрограмме (рис. 2.1.2.). По степени последовательного объединения первичных кластеров выделяются шесть основных уровней иерархии. Первый уровень соответствует всей выборке. На втором уровне происходит разделение на два наиболее крупных, примерно равнозначных по объему кластера, которые могут соответствовать рангу литоформаций. На третьем уровне иерархии, соответствующем рангу формаций и подформаций выборка состоит из четырех главных, но неравновесных сообществ (ассоциаций, парагенезов) пород: 1 –

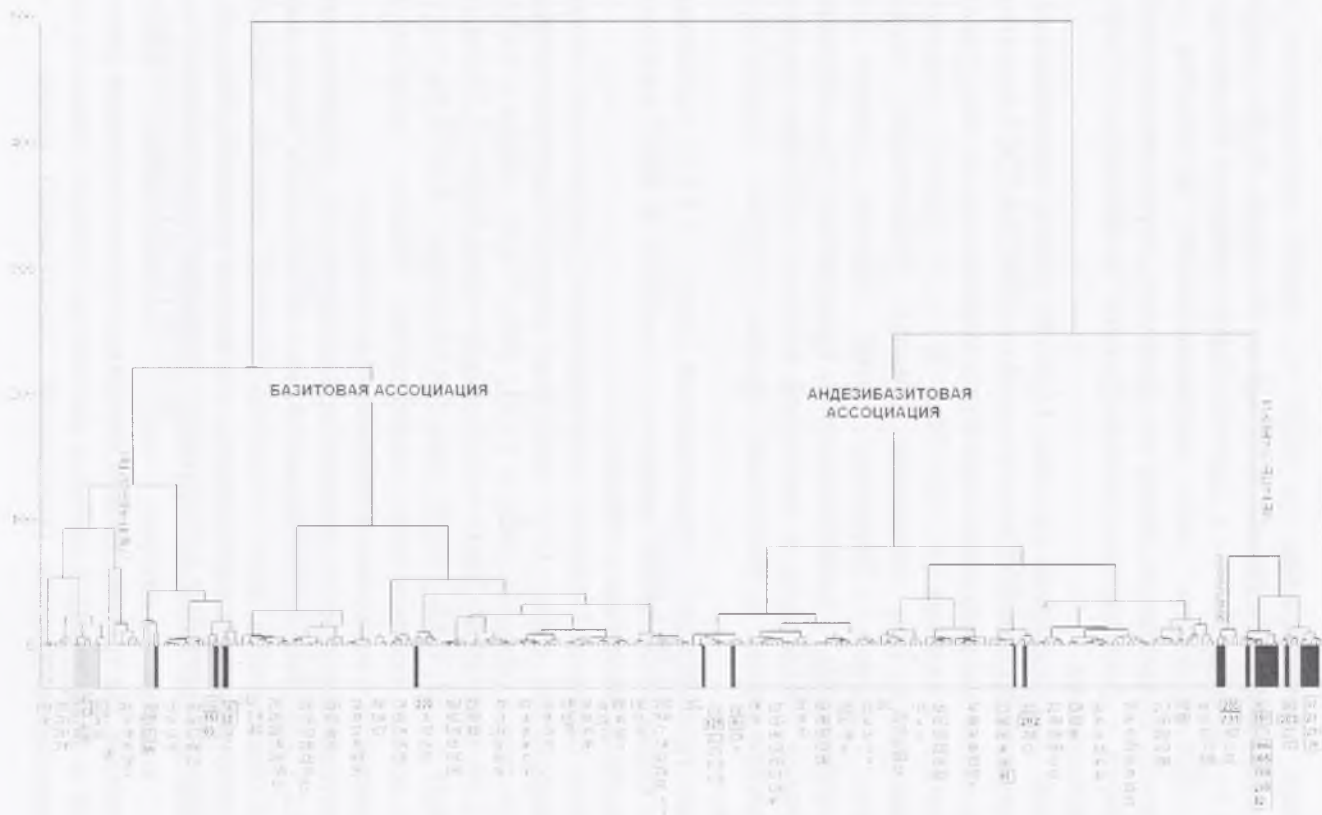


Рис. 2.1.2. Кластерная дендрограмма пород новокриворожской свиты (вся выборка -259 проб; метод Варда). Номера проб соответствуют таковым в Приложении; жирным шрифтом выделены (залиты черным цветом) осадочные породы.

ультрабазит-базитов, 2 – базитов, 3 – андезибазитов, 4 – осадочных пород (метапесчаников и алевросланцев). Наибольший вес имеют базитовая и андезибазитовая ассоциации, однако они в этом иерархическом уровне между собой непосредственно не связаны (базитовая связана с ультрабазит-базитовой, а андезибазитовая – с осадочной (песчаниковой)). Это может свидетельствовать об относительной генетической самостоятельности этих сообществ. Далее, на четвертом уровне иерархии количество обособленных кластеров равно девяти. Этот уровень соответствует формату петрохимических групп и петрохимических литотипов. Пятый уровень соответствует формату петрохимически близких пород, которые можно определить как литолого-петрохимические типы и подтипы. Количество обособленных кластеров здесь составляет 30-35. Последний шестой уровень соответствует отдельным анализам.

Подробная характеристика литотипов будет приведена в последующих разделах, здесь мы остановимся лишь на общих соотношениях осадочных и вулканических пород. Как видно на рис. 2.1.1. и 2.1.2., осадочные породы распределены широким «шлейфом», находясь в совместных кластерах третьего-четвертого уровней вместе с ультрабазит-базитами, базитами, андезибазитами и андезитами. Наибольшее число осадочных проб связаны с андезибазитами и андезитами, где они образуют самостоятельный кластер третьего уровня иерархии. Это главным образом тонко-мелкозернистые метапесчаники и алевросланцы с параметрами $\text{SiO}_2 = 54-74\%$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10-19\%$. В этот же кластер попадают несколько проб метаандезитов и их туфов, что свидетельствует об их петрохимической близости с метапесчаниками и алевросланцами. Другой «полюс» осадочных пород связан с ультрабазит-базитовыми парагенезами. Это различные вулкано-терригенные сланцы существенно хлоритового, биотит-хлоритового и др. составов. К этим сланцам близки метавулканиды, претерпевшие *in situ* процессы метаморфической глинизации (метаэлювий вулканитов и преобразованные базитовые туфы). Их мы будем в дальнейшем рассматривать как переходную группу между вулканитами и осадочными породами.

Таким образом, по результатам кластер-анализа и литолого-петрографического изучения соотношения между главными сообществами пород новокриворожской свиты представляются на круговой диаграмме (рис. 2.1.3). Средние составы этих реальных, но неравновесных сообществ приводятся в таблице 2.1.2.

Основной облик новокриворожской свиты определяют вулканиды основного и переходного к среднему составов, развитых примерно поровну и вместе составляющих ~75 % объема свиты. Резко подчиненную роль играют вулканиды ультраосновного состава (4-6 %). Метаандезиты распространены также незначительно – 4 %. Доля всех осадочных пород не превышает 10 %. Они представлены, главным образом, тонкообломочными породами – тонко-мелкозернистыми метапесчаниками и различными сланцами, из них собственно метапесчаники составляют 3-4 %.



Рис. 2.1.3. Соотношения главных литолого-петрохимических и генетических сообществ пород в составе зеленокаменного комплекса новокриворожской свиты

Таблица 2.1.2.

Средние составы главных литолого-петрохимических и генетических групп пород новокриворожской свиты

	1 (14)	2 (88)	3 (103)	4 (10)	5 (17)	6 (4)	7 (8)	8 (259)
SiO ₂	43,02	49,20	54,23	58,45	63,44	44,67	39,26	51,61
TiO ₂	0,43	0,79	1,03	1,04	0,73	1,20	0,75	0,91
Al ₂ O ₃	11,87	14,98	13,95	13,80	15,22	17,49	15,69	14,30
Fe ₂ O ₃	3,14	2,80	2,81	2,52	1,64	4,58	3,55	2,79
FeO	9,57	8,37	9,22	9,39	4,98	16,52	15,59	9,06
MnO	0,22	0,18	0,16	0,11	0,12	0,22	0,33	0,17
MgO	17,13	8,29	5,18	4,66	2,82	3,99	8,57	6,97
CaO	7,66	7,62	4,83	3,41	2,91	1,57	5,68	5,68
Na ₂ O	0,73	2,36	2,39	2,23	1,29	0,48	0,63	2,08
K ₂ O	0,40	1,14	2,19	1,79	3,36	3,26	2,68	1,87
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,14	0,13	0,10	0,23	0,17	0,12
Ппп	5,11	3,83	3,80	3,45	3,10	5,25	7,00	4,19
Σ	99,34	99,66	99,93	100,97	99,72	99,45	99,90	99,77
SO ₃	0,16	0,09	0,14	0,07	0,23	0,03	0,07	0,13
CO ₂	5,45	1,98	1,33	0,63	0,85	0,71	3,97	1,70

Примечание: 1 – ультрабазит-базиты; 2 – базиты; 3 – андезибазиты; 4 – метаандезиты; 5 – метапесчаники и алевросланцы; 6 – сланцы песчаные вулканогенно-терригенные меланократовые; 7 – сланцы метаэлювия; 8 – среднее по всем породам. В скобках – количество проб.

2.2. Петрохимия метавулканитов

Общая характеристика

После вычленения 22 метаосадочных и нескольких окварцованных проб оставшаяся выборка (235 анализов) характеризует существенно вулканогенную составляющую новокриворожской свиты. Сюда вошли также базитовые метатUFFы, претерпевшие дометаморфическую глинизацию, сланцы метаэлювия вулканитов и часть проб неясного генезиса, возможно метаосадочной природы, однако их роль незначительна и они не оказывают существенного влияния на состояние системы.

Первым шагом в изучении петрохимической изменчивости метавулканитов является характер распределения проб на

общеизвестной классификационной диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Классификация..., 1981)(рис. 2.2.1.). Точки составов формируют широкий тренд с дифференциацией от ультраосновных составов нормальной щелочности до субщелочных андезибазальтов и андезитов.

Первое, что обращает на себя внимание на рис. 2.2.1-А и 2.2.1-Б это бимодальность всей совокупности вулканитов по кремнезему. Эта главная особенность свидетельствует о наличии в составе выборки двух основных дискретизированных петрохимических групп (ассоциаций) пород, (что подтверждается также кластер-анализом (рис. 2.2.3., 2.2.4.)) составляющих около 80 % объема выборки. Первая группа имеет параметры $\text{SiO}_2 = 46-52 \%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 1,5-4,0 \%$ и соответствует базальтам нормальной и несколько повышенной щелочности. Вторая группа соответствует нормальным и субщелочным андезибазальтам ($\text{SiO}_2 = 53-57 \%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 2,5-6,5 \%$). Эти две группы определяют основной облик метавулканогенных разрезов новокриворожской свиты. Резко подчиненное значение имеют составы, отвечающие по уровню кремнекислотности ультраосновным ($\text{SiO}_2 < 44 \%$) и средним (57-64 %) породам. Вышеотмеченная бимодальность по кремнезему более контрастно проявляется в локальных выборках по конкретным разрезам (рис. 2.2.1-А). Чем выше уровень регионального объединения выборок, тем слабее бимодальность вследствие частичного перекрытия полей фигуративных точек составов различных разрезов. Если перевести главные десять компонентов к 100 % (без П.п.п.), то для общей выборки (235 ан.) бимодальность по кремнезему уже не проявляется (рис. 2.2.1-В.), однако она четко фиксируется кластерным анализом. В математической статистике давно известно, что эффект бимодальности пропадает в смеси двух нормальных распределений, если расстояние между их средними не превышает двух стандартных отклонений. Так что исчезновение минимума между базитовой и андезибазитовой группами – это обычный статистический эффект.

Эти особенности свидетельствуют, что вышеотмеченные две главные петрохимические ассоциации (базитовая и андезибазитовая) хотя и близки между собой (перекрытие полей), все же обладают

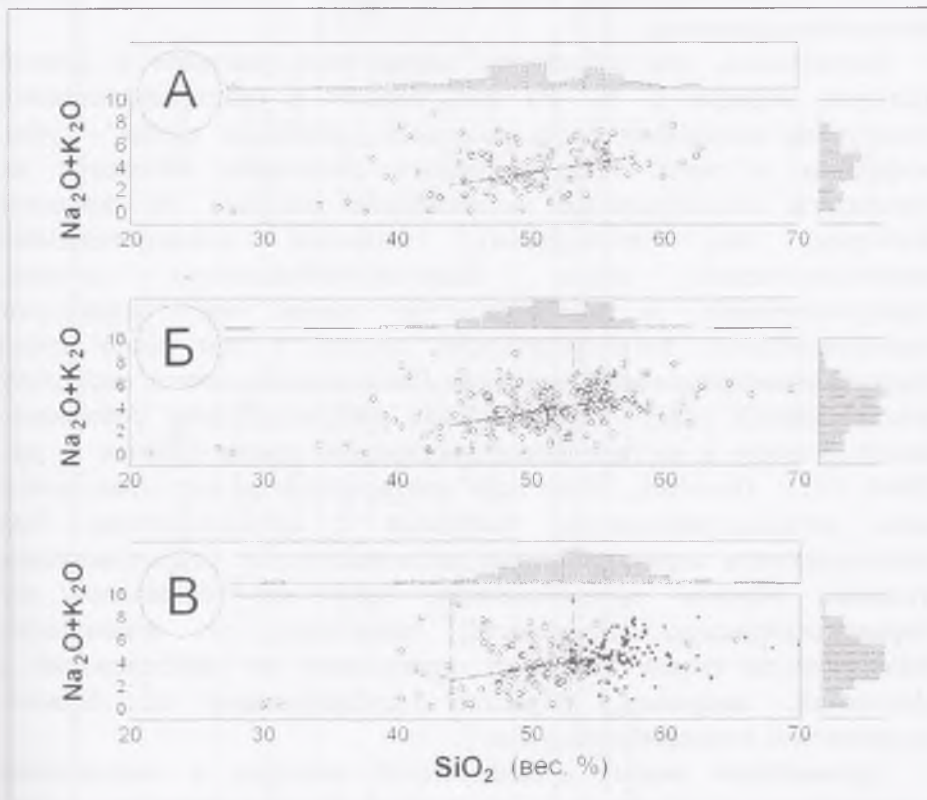


Рис. 2.2.1. Расположение составов метавулканитов новокриворожской свиты на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$.

А – выборка из разрезов Рахмановского и Центрально-Саксаганского (91 анализ, без пересчета главных окислов на 100 %); **Б** – выборка всех метавулканитов (237 проб, без пересчета главных окислов на 100 %); **В** – выборка всех метавулканитов (237 проб с пересчетом главных окислов на 100 %). Закрашенными кружками показаны породы андезибазитовой ассоциации, выделенной по результатам кластер-анализа.

четкой петрохимической обособленностью, особенно на уровне конкретных разрезов.

Подчеркнем, что собственно андезитовых составов в данной выборке порядка 5 %. Из них породы с миндалекаменными текстурами составляют более половины (остальные пробы – туфы, туфоловы и лавы безминдалинного сложения). Несмотря на некоторую обособленность андезитовых составов от основной выборки, они, по-видимому, являются дифференциатами петрохимической серии базит-андезибазитового состава, присутствующей в разрезах, но никак не формируют самостоятельную петрохимическую группу, а тем более тренд (серию) известково-щелочного ряда. Данный вывод важен, поскольку указывавшееся ранее более широкое распространение собственно метаандезитов в составе новокриворожской свиты (Малюк и др., 1991, 1992; Покалюк, 2004) было преувеличено за счет отнесения к ним метаандезибазальтов, связанных с metabазальтами. Под наименованием андезитов этими исследователями подразумевались главным образом андезибазальты. Здесь мы исправляем эту терминологическую неточность, поскольку от правильного наименования пород зависят и определения их парагенераций и формаций, например, формация (субформация) не базальт-андезитовая, а андезибазальтовая.


Дальнейший анализ вулканогенной выборки в направлении детализации и уточнения выделения петрохимических групп, подгрупп, литотипов и их параметров осуществляется использованием факторного анализа по методу главных компонент, иерархического кластер-анализа с параллельной проверкой петрографическими методами.

Метод главных компонент, анализ факторов.

Факторный анализ показывает, что характер расположения переменных (окислов) на фактор-планах (группировка переменных и их взаимосвязи между собой) несколько изменились по сравнению с начальной выборкой (259) всех пород свиты, однако незначительно (рис. 2.2.2.). Изменились немного нагрузки главных факторов, тогда

Таблица 2.2.1.

Формулы главных факторов-компонент (координаты или "нагрузки" факторов) пород новокриворожской свиты

	Кол-во анали- зов	Фактор 1 (F1)	Фактор 2 (F2)	Фактор 3 (F3)
Общая выборка всех пород новокриворож- ской свиты	259	$Si^{82}, K^{51}, Na^{22}, Al^{18}, Ti^{4}$ $Mn^{66}, Mg^{63}, Ca^{58}, Fe(+2)^{52}, Fe(+3)^{33}$ (26,00%)	$Ca^{43}, Na^{30}, Mg^{30}, Si^{13}, Al^6$ $Fe(+2)^{69}, Ti^{69}, K^{56}, Fe(+3)^{47}, Mn^9$ (18,83%)	Al^{54}, Mg^{50}, K^{25} $Na^{61}, Ca^{42}, Ti^{36}, Fe(+3)^{32}, Si^{23}, Mn^{19}, Fe(+2)^9$ (14,84%)
 Метавулканиды	237	$Si^{83}, Na^{49}, K^{45}, Al^{24}, Ti^{18}$ $Mg^{68}, Mn^{62}, Ca^{55}, Fe(+2)^{38}, Fe(+3)^{19}$ (25,47%)	$Al^{33}, Ca^{33}, Mg^{30}, Na^{31}, Si^5$ $Fe(+2)^{74}, Ti^{70}, Fe(+3)^{49}, K^{49}, Mn^{14}$ (19,52%)	$Al^{55}, Mg^{44}, K^{35}, Fe(+2)^{17}$ $Ca^{56}, Na^{55}, Mn^{35}, Fe(+3)^{33}, Si^{22}, Ti^{21}$ (15,72%)
Метаосадочные породы	22	Si^{97}, Na^{32}, K^2 $Fe^{(+2)^{90}}, Fe^{(+3)^{86}}, Ti^{67}, Mn^{66}, Mg^{53}, Al^{35}, Ca^9$ (40,71%)	$K^{86}, Al^{54}, Fe(+3)^{19}, Ti^{10}, Si^6$ $Ca^{75}, Na^{66}, Mg^{41}, Mn^{16}, Fe(+2)^1$ (21,21%)	$Ti^{65}, Ca^{56}, Na^{39}, K^{35}, Al^{33}$ $Mn^{42}, Mg^{37}, Fe(+2)^{30}, Si^{16}, Fe(+3)^{13}$ (15,03%)

Примечание. Si = SiO₂, Ti = TiO₂ и т.п. Над чертой – окислы и их ассоциации, скоррелированные с фактором положительно, под чертой – то же, отрицательно. Наклонным шрифтом показаны окислы и их ассоциации в реверсном отношении – для удобства составления. Верхний индекс у каждого окисла – коэффициент корреляции его с данным фактором, умноженный на 100. Отдельно (в скобках) указан вклад факторов в суммарную изменчивость.

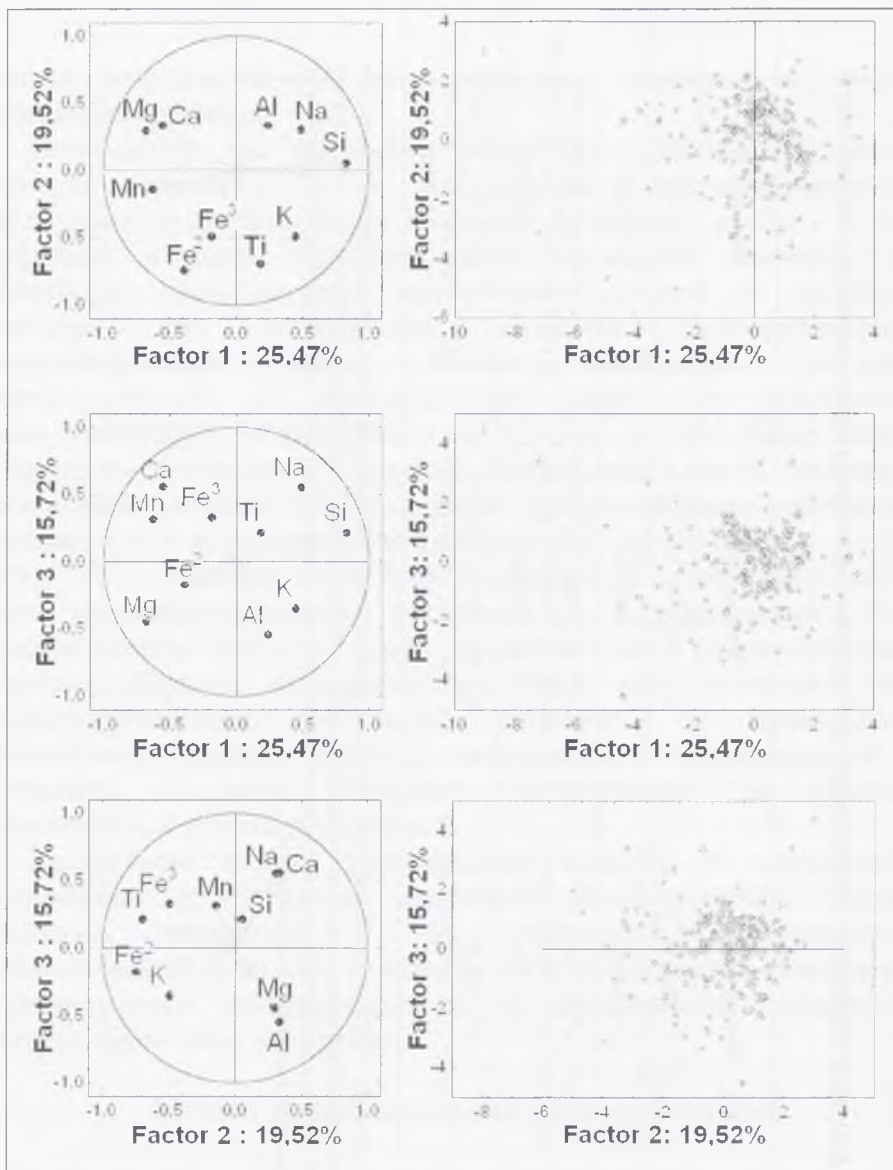


Рис. 2.2.2. Проекции переменных (окислов) и фигуративных точек составов выборки вулканитов (235 проб) новокриворожской свиты на фактор-планах F1–F2, F1–F3, F2–F3.

Si = SiO₂, Ti = TiO₂ и т.п.

как их содержание осталось тем же (табл. 2.2.1.). Это свидетельствует о том, что осадочный литогенез почти не влияет на состояние всей системы, определяющим свойством которой является вулканогенная (магматическая) дифференциация.

Фактор 1 обуславливает 25,47 % общей изменчивости метавулканитов, характеризуется противостоянием, в первую очередь, MgO , CaO – с одной стороны и SiO_2 , Na_2O , K_2O – с другой. Такой характер взаимосвязей переменных обусловлен дифференциацией исходных расплавов в направлении боуэновского вектора дифференциации (начальная кристаллизация оливина, пироксена и плагиоклаза и обогащение остаточного расплава кремнеземом и щелочами).

Фактор 2 отвечает за 19,52 % общей изменчивости. Он характеризуется полярным расположением FeO , TiO_2 против MgO , CaO , Al_2O_3 , Na_2O и обусловлен феннеровской тенденцией дифференциации вулканитов.

Фактор 3 имеет вклад 15,72 % и характеризуется антагонизмом Ca , Na с одной стороны (элементов, наиболее легко мигрирующих при гипергенных и метасоматических процессах) и Al_2O_3 , K_2O , MgO с другой (накапливающихся в продуктах начальной глинизации базитов), что соответствует разделению выборки на малоизмененные метавулканиты и измененные (хлоритизированные, биотитизированные). Третий фактор может быть обусловлен влиянием процессов континентального (или подводного) выветривания вулканитов в ходе дометаморфического гипергенеза, либо наложенных метасоматических процессов.

В работе И.Б. Малюка (1992) для толеитов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья отмечается такое же наполнение факторов, как и в нашем случае, однако первые два фактора меняются местами по порядку своей значимости. Т.е., дифференциация по феннеровскому вектору доминирует над боуэновской тенденцией. Это связано с большей ролью в составе выборки высокомагнезиальных вулканитов (коматиитов), нежели в нашем случае.

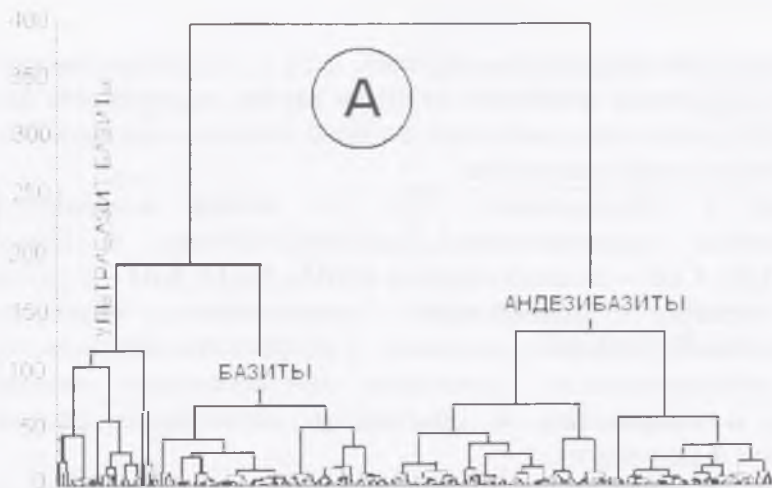


Рис. 2.2.3. Кластерные дендрограммы (общий вид) по методу Варда (А) и по методу «дальнего соседа» (Б) выборки метавулканитов новокриворожской свиты (235 проб).

Кластер-анализ

Кластер-анализ по методам Варда и "дальнего соседа" (*Complete Linkage*) показывает четкое разделение выборки вулканитов на две главные обособленные ассоциации – базитовую и андезибазитовую (рис. 2.2.3.). С базитовой ассоциацией связана резко подчиненная в количественном отношении ультрабазитовая группа. Небольшое количество андезидацитовых (?) составов образуют обособленный кластер, связанный с андезибазитовой ассоциацией (по методу "дальнего соседа"); на дендрограмме по методу Варда они входят в андезибазитовую ассоциацию в качестве составной части. Петрохимическая обособленность базитовой и андезибазитовой ассоциаций могут свидетельствовать о возможной их петрогенетической самостоятельности на уровне разноглубинных магматических источников.

Кластер-анализ позволил свернуть все петрохимическое разнообразие метавулканитов новокриворожской свиты в 22 основных малоизмененных наложенными процессами петрохимических кластеров, и 8 измененных (рис. 2.2.4-5.). Для упрощения изложения материала приставка "мета" в наименованиях пород большей частью в дальнейшем опускается. Нумерация кластеров далее по всему тексту принята в порядке их расположения на дендрограмме "дальнего соседа" для всех петрохимических типов пород свиты.

Средние химические составы этих 30 петрохимических типов (кластеров) позволяют квалифицировать их следующим образом (табл. 2.2.2.):

Кластеры относительно неизмененных вулканитов базитовой ассоциации:

- 1 – перидотитовые коматииты ($\text{MgO} = 21\text{-}32\%$);
- 4 – коматиитовые базальты ($\text{MgO} = 11\text{-}15\%$), низкоглиноземистые ($\text{al} = 0,47$);
- 5 – повышегноглиноземистые **Mg-Ca**-толеитовые базальты ($\text{MgO} = 7\text{-}11\%$), ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\text{-}20\%$, $\text{al} = 0,93$), $\text{Na} \gg \text{K}$; часто встречаются в виде жил диабазов;

Таблица 2.2.2

Средние химические составы кластеров литолого-петрохимических типов пород новокриворожской свиты (объединение проб в кластеры методом «дальнего соседа» или полных связей; значения главных окислов пересчитаны на сухой остаток)

№ П.л.		Наименование пород	№ кластера (литология)	Кол-во проб	Химический состав, весовые % окислов (среднее, стандартное отклонение)																
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	П.п.п.	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
Кластеры относительно неизменных вулканитов базитовой ассоциации																					
1		Перидотит коматититы	1	6	46,89	0,32	8,49	3,00	9,71	0,21	24,96	6,12	0,20	0,10	0,03	100	0,05	1,81	0,16	7,14	
					2,95	0,10	1,73	2,23	1,91	0,07	3,97	1,68	0,10	0,11							
2		Коматитит базальты	4	8	49,12	0,53	12,03	3,98	8,70	0,25	13,09	10,42	1,16	0,68	0,04	100	0,26	0,36	0,12	2,71	
					1,89	0,22	1,73	2,28	0,95	0,03	1,41	1,25	0,55	0,54	0,03						
3		Са-Мг-толеит-базальты	5	13	50,47	0,73	17,12	2,47	7,01	0,18	8,92	9,74	2,43	0,87	0,05	100	0,03	0,62	0,17	2,64	
					1,26	0,37	1,53	1,12	1,33	0,06	1,15	0,96	0,59	0,59	0,04						
4		Мг-толеит-андезибаз	6	12	54,89	0,72	16,36	2,45	7,99	0,14	10,25	3,47	1,91	1,76	0,06	100	0,09	0,66	0,49	5,49	
					1,46	0,26	1,49	0,93	1,10	0,05	1,37	1,24	0,93	1,00	0,03						
5		Мг-толеит-баз	9	9	50,81	0,69	16,80	2,58	10,10	0,17	9,69	4,13	3,22	1,73	0,08	100	0,04	1,99	0,36	4,60	
					0,83	0,09	0,84	0,80	0,85	0,04	1,82	1,00	0,80	1,39	0,04						
6		Ti-Fe-баз субшелочн.	10	9	47,63	2,19	12,59	4,10	14,93	0,21	6,25	6,29	2,48	3,06	0,28	100	0,20	1,59	0,26	3,97	
					1,15	0,48	1,95	0,76	0,65	0,03	0,70	1,01	0,51	0,89	0,06						
7		Мг-Са-толеит базальты	11	8	48,63	1,22	15,12	3,30	11,06	0,23	8,12	9,46	2,12	0,66	0,11	100	0,11	1,49	0,52	2,85	
					0,88	0,49	0,96	1,01	1,40	0,05	1,62	0,90	0,86	0,29	0,07						
Кластеры измененных вулканитов базитовой ассоциации																					
8			2	3	39,91	0,53	5,83	7,65	21,28	0,48	4,18	8,69	0,20	0,47	0,24	89,45	0,05	7,74	0,46	10,62	
9			3	7	48,81	1,05	15,54	1,96	7,08	0,22	2,51	11,38	3,20	1,16	0,17	93,09	0,03	6,00	0,19	7,85	
10			7	5	46,78	0,59	18,42	2,12	10,06	0,20	13,67	5,03	1,49	1,61	0,03	100	0,06			4,88	
					2,29	0,14	1,37	0,53	1,32	0,09	0,98	2,84	0,34	1,33	0,02						
11			8	6	41,71	0,71	20,26	2,92	13,70	0,20	11,90	4,13	1,13	3,26	0,07	100	0,08	0,28	0,36	4,86	
					1,30	0,14	1,69	1,69	1,45	0,04	1,26	1,03	0,66	1,98	0,05						

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
		Кластеры относительно неизменных вулканитов андезибазитовой ассоциации																		
12	Андезибазитовая ассоциация	К-базальты, андезибаз субщелочн (Ti-Fe)	12	6	52,44	1,32	16,62	2,60	11,40	0,17	3,98	5,65	1,38	4,21	0,23	100	0,58	2,44	0,48	6,02
13			6	55,40	1,61	15,01	2,01	12,12	0,13	6,32	3,08	0,96	3,18	0,17	100	0,08	0,34	0,18	3,58	
14		Андезиты норм щел	15	8	59,95	1,07	14,13	2,58	9,63	0,11	4,79	3,50	2,28	1,84	0,13	100	0,07	0,63	0,18	3,44
15			8	1,76	0,32	2,19	0,90	1,06	0,03	1,57	1,47	0,49	0,56	0,05						
16		Андезибазальты и их туфы субщелочные, слабокарбонатилит.	16	8	56,09	0,98	14,03	2,72	10,38	0,15	6,42	4,01	3,52	1,41	0,27	100	0,03	1,22	0,39	4,31
17			6	57,58	1,01	12,97	2,56	10,55	0,11	5,22	3,54	3,10	3,21	0,15	100	0,09	2,26	0,25	4,83	
18			18	10	57,84	0,97	13,29	3,57	9,45	0,14	4,04	4,07	3,42	3,08	0,13	100	0,10	1,71	0,33	3,45
19				5	57,75	1,13	12,88	3,63	9,34	0,17	3,02	6,57	2,97	2,41	0,12	100	0,08	2,50	0,58	3,62
19		Σ по 16-19	16-19	29	57,29	1,01	13,36	3,13	9,92	0,14	4,76	4,38	3,31	2,53	0,17	100	0,08	1,92	0,39	4,05
20			19	1,15	0,20	0,88	0,79	0,82	0,04	1,36	1,25	0,67	0,98	0,22						
21		Са-толсит-баз (Ti)	21	5	53,27	1,24	14,63	2,70	10,40	0,38	5,14	8,12	2,22	1,73	0,17	100	0,06	1,50	0,18	2,97
22			6	51,27	1,00	14,71	6,00	7,15	0,21	7,62	9,29	2,25	0,47	0,03	100	0,42			1,24	
23		Mg-Са-толсит-базальты	22	9	52,63	0,86	15,31	2,56	9,09	0,16	7,02	8,28	3,30	0,61	0,19	100	0,04	1,71	0,69	4
24			24	8	53,24	0,70	15,53	2,44	7,11	0,20	7,28	9,76	2,70	0,96	0,07	100	0,01	0,51	0,16	1,81
25				8	0,70	0,22	0,75	0,69	0,69	0,06	1,02	1,16	0,96	0,44	0,05					
24		Mg-Са-андезибаз.	26	9	55,74	0,77	14,59	2,92	7,82	0,17	6,11	7,46	2,76	1,50	0,14	100	0,03	0,47	0,36	2,31
25			9	0,70	0,20	0,43	0,81	0,40	0,05	0,97	0,93	0,50	0,42	0,05						
25		Na-Mg-Са андезибаз	27	5	55,16	0,91	15,84	2,54	6,42	0,14	6,67	6,71	4,46	1,05	0,11	100	0,05	0,4	1,09	1,93
			5	0,60	0,14	1,23	0,73	0,66	0,02	0,24	0,77	0,57	0,60	0,06						

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
26		Мг-толеит андезибаз	29	5	54,01 1,23	0,71 0,11	15,38 0,66	1,51 0,84	9,26 0,42	0,15 0,02	8,65 0,66	6,56 0,97	3,05 0,17	0,61 0,28	0,12 0,07	100	0,02	1,89	0,13	3,68
27		Андези- дациты	30	6	66,22 3,08	0,59 0,34	15,27 1,45	1,81 0,83	4,53 2,06	0,08 0,05	3,20 0,62	2,86 1,39	3,07 0,71	2,27 0,68	0,10 0,06	100	0,54	0,34	0,10	2,61
Кластеры измененных вулканитов андезибазитовой ассоциации																				
28			14	4	56,40	1,36	12,41	2,82	14,20	0,18	5,66	1,68	0,30	1,36	0,17	96,54	0,07	0,53	0,21	4,83
29			20	5	50,95	0,96	19,08	2,15	7,39	0,15	4,70	3,84	0,70	5,43	0,04	95,41	0,42	1,10	0,25	4,18
30			28	6	49,49	0,93	14,59	2,43	7,33	0,17	8,30	5,27	2,40	3,22	0,04	94,17	0,04	2,07	0,44	6,01

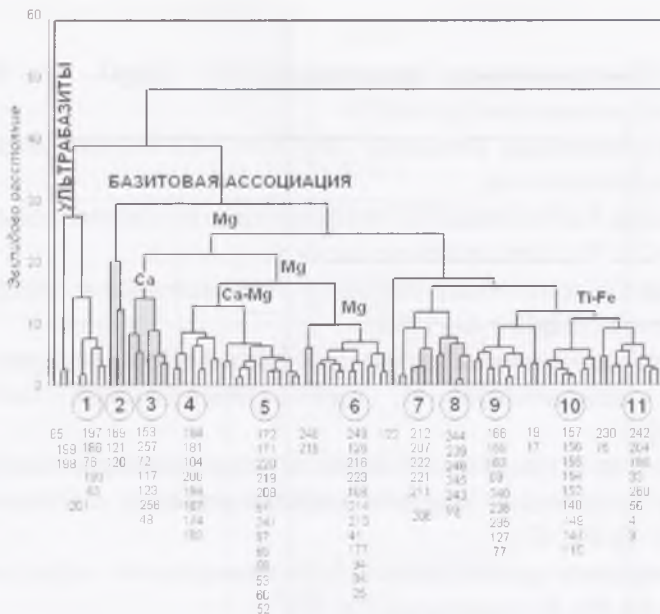


Рис. 2.2.4. Дендрограмма метавулканитов базитовой ассоциации новокриворожской свиты (метод «дальнего соседа» или полных связей (*Complete Linkage*))

Серым цветом закрашены кластеры измененных пород; цифры в кружках – номера кластеров, соответствующие таковым в таблице 2.2.2.; цифры в столбцах – номера проб соответствующим таковым в Приложении.



Рис. 2.2.5. Дендрограмма метавулканитов андезибазитовой ассоциации новокриворожской свиты (метод «дальнего соседа» или полных связей (*Complete Linkage*)).

Обозначения те же, что на рис. 2.2.4.

6 – **Mg**-толеитовые андезибазальты ($\text{MgO} = 8-12 \%$), умеренноглиноземистые ($al = 0,79$).

9 – **Mg**-толеитовые базальты ($\text{MgO} = 7-12 \%$), низкокальциевые умеренноглиноземистые.

10 – ультра **Ti-Fe**-базальты, субщелочные высококальциевые ($\text{Na} \leq \text{K}$), ($\text{TiO}_2 = 1,3-2,6 \%$), низкоглиноземистые;

11 – **Mg-Ca**-толеитовые базальты с повышенными содержаниями титана и железа ($\text{MgO} = 6-11 \%$);

Кластеры измененных вулканитов базитовой ассоциации:

2 – ожеженный и карбонатизированный метаэлювий вулканитов;

3 – интенсивно (аномально) карбонатизированные метавулканиты;

7 – **Mg**-толеитовые базальты низкокальциевые слабоизмененные (повышены **Al, Fe, K**);

8 – интенсивно «глинизированные» базальтовые туфы (аномально повышены **Al, Fe, K**; понижены **Na, Si**).

Кластеры относительно неизмененных вулканитов андезибазитовой ассоциации:

12 – высококальциевые базальты субщелочные ($\text{Na} \ll \text{K}$) с повышенными содержаниями титана и железа, повышенной глиноземистости, слабо карбонатизированные (возможно слабо «глинизированные»);

13 – высококальциевые андезибазальты субщелочные ($\text{Na} \ll \text{K}$) с повышенными содержаниями титана и железа;

15 – андезиты нормальной щелочности ($\text{Na} \approx \text{K}$);

16 – андезибазальты субщелочные ($\text{Na} > \text{K}$);

17 – андезибазальтовые туфы субщелочные, повышеннокальциевые ($\text{Na} \approx \text{K}$), слабо карбонатизированные;

18 – андезибазальты и их туфы, субщелочные, повышеннокальциевые ($\text{Na} \approx \text{K}$);

19 – андезибазальты и их туфы, субщелочные ($\text{Na} \geq \text{K}$), карбонатизированные, с повышенными содержаниями титана;

21 – **Ca**-базальты субщелочные ($\text{Na} \geq \text{K}$), с повышенными содержаниями титана;

22 – **Mg-Ca**-толеитовые базальты натриевые ($\text{Na} \gg \text{K}$);

23 – **Mg-Ca**-толеитовые базальты натриевые ($\text{Na} > \text{K}$);

24 – Mg-Ca-толеитовые базальты ($Na > K$);

26 – Mg-Ca-андезиобазальты ($Na > K$) с субшелочным уклоном;

27 – Na-Mg-Ca-андезиобазальты субшелочные натриевые ($Na \gg K$).

высокоглиноземистые.

29 – Mg-толеитовые андезиобазальты и базальты натриевые ($Na \gg K$);

30 – андезидациты(?) ($Na > K$).

Кластеры измененных вулканитов андезибазитовой ассоциации:

14 – сланцы, обедненные натрием и кальцием (слабо «глинизированные»);

20 – высококалиевые и глиноземистые, нередко карбонатизированные измененные метавулканиты;

25 – базиты с неравномерно повышенными содержаниями кальция, алюминия и пониженными – натрия;

28 – интенсивно карбонатизированные субшелочные ($Na \approx K$) базиты.

Сопоставимость результатов кластер-анализа по методу "дальнего соседа" и методу Варда высока. Наполнение кластеров на пятом уровне иерархии (петрохимические литотипы) совпадает на 70-100 %, однако их группировка по ассоциациям несколько различается (рис. 2.2.6.). Так, в базитовую ассоциацию методом Варда кроме кластеров №№ 1-11 "переходят" еще кластера 22-24, 29, т.е. умеренномагнезиальные толеитовые базальты, относящиеся к андезибазальтовой ассоциации методом "дальнего соседа". Кластер 6 (Mg-толеит-андезиобазальты) "переходит" из базальтовой ассоциации в андезибазальтовую. Все это свидетельствует о неопределенности границ между данными ассоциациями в области умеренномагнезиальных толеитов., что, в свою очередь, предполагает различные варианты объяснения петрогенетической связи между ассоциациями (кристаллизационная дифференциация из одной или нескольких родоначальных магм, внутрикоровый гибрицизм и пр.). Такая же особенность отмечена Б.И. Малуком (1990, Железисто-кремнистые ..., с.44) при анализе взаимоотношений вулканических серий ЗС Среднего Приднепровья: "в пределах содержаний MgO, равных 8-9 %, все три группы точек (коматиитовой, толеитовой и

известково-щелочной – прим. авт.) сходятся и образуют практически недискриминируемый рой...". Подобные неопределенности в обозначении границ ассоциаций, объединения тех или иных кластеров будут постоянно сопровождать нас в ходе дальнейшего анализа, и вызваны они тем, что выделенные кластеры представляют собой спорадический набор магматических дериватов, развитых территориально в различных участках, для которых состав исходных (разобщенных) очагов магмы мог существенно различаться.

Таким образом, в результате обработки выборки химических составов метавулканитов методами факторного и иерархического кластер-анализа удалось существенно детализировать уже известные петрохимические типы пород новокриворожской свиты (коматиитовые базальты, толеитовые базальты и андезиты, а также определить новые, ранее не выделяемые (калиевые титан-ферробазальты, субщелочные базальты и андезибазальты). Всего выделено 22 петрохимических литотипов относительно неизменных вулканитов. Диагностика измененных и слабоизмененных наложенными процессами метавулканитов и последовательная их выбраковка позволила существенно улучшить качество эталонных литотипов, используемых в дальнейших петрогенетических построениях.

Особо следует отметить ранее не выделяемый тип щелочных-субщелочных калиевых титан-ферробазальтов, связанных с базитовой ассоциацией (кластер 10). Андезидациты также ранее не выделялись в новокриворожской свите, однако количество их очень незначительно, и есть вероятность отнесения к ним некоторых проб осадочного генезиса (метаграувакк), имеющих очень близкий химический состав. Весьма характерной особенностью толеитовых составов является наличие группы кластеров Mg-толеитов, обладающих повышенной глиноземистостью ($Al_2O_3 \geq 16\%$) (кластера 5, 6, 9, 24, 27). Наиболее высокие содержания Al_2O_3 у кластера 5 (в среднем 17 %).

Наиболее общими характерными свойствами базитовой ассоциации является её повышенная магниальность; для андезибазитовой характерен субщелочной уклон при увеличении роли калиевой щелочи, а также повышение содержаний титана и железа.

Высокие содержания калия в породах андезибазальтовой ассоциации, не свойственные толеитовым видам базальтов, лишь частично связаны с вторичным изменением пород, а в основном обусловлены особенностями состава извергавшихся лав. Особенно наглядно это выражено в Центрально-Саксаганском разрезе, где субщелочные андезибазальты ($\text{Na} \approx \text{K}$) формируют мощную толщу со стабильными величинами и соотношениями натрия и калия. Кроме того, это доказывается закономерной направленностью общего тренда вулканитов в сторону увеличения содержаний K_2O (рис. 2.2.10.).

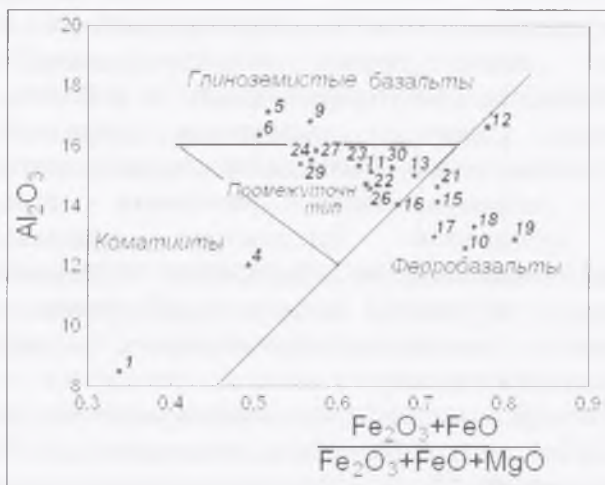


Рис. 2.2.7. Расположение средних составов кластеров вулканитов на классификационной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ Поля коматиитов, глиноземистых базальтов и ферробазальтов по (Naldrett, 1977). Цифры жирным наклонным шрифтом – номера петрохимических кластеров в таблице 2.2.2.

Анализ петрохимической структуры выборки вулканитов.

Выявление полимодальности пород в магматических ассоциациях является важным моментом петрохимических исследований, который дает аргументы в пользу выводов о петрологической

самостоятельности тех или иных породных групп (Белоусов, 1985). Наиболее простым и наглядным способом определения полимодальности является графическое представление данных на серии бинарных диаграмм и гистограмм распределения (рис. 2.2.10.), а также на иных вариационных диаграммах, включая и факторные.

Из приведенных на рис. 2.2.2 проекций (фактор-планов) главной является, безусловно, проекция в координатах первых двух факторов **F1-F2**, показывающая наиболее значимые взаимосвязи всех окислов. Однако её использование имеет некоторые трудности при сопоставлениях различных выборок, поскольку конфигурация факторных нагрузок каждый раз, в зависимости от объема выборки, будет несколько различаться. Этого можно избежать, используя вместо бинарного фактор-плана **F1-F2** треугольную диаграмму, параметры которой выбраны на основе объединения окислов по характеру взаимосвязей между ними на фактор-плane. В нашем случае правомочным является представление результатов расположения фигуративных точек составов вулканитов на трехкомпонентной диаграмме **(Fe₂O₃+FeO+TiO₂+K₂O) – (MgO+CaO+MnO) – (Al₂O₃+Na₂O+SiO₂)** (рис. 2.2.8-A). Использование её весьма удобно при добавлениях к основной выборке дополнительных анализов или средних значений различных петрохимических типов вулканитов. Нельзя не заметить, что эта диаграмма весьма сходна с классификационной диаграммой Л. Дженсена (1976) в координатах **(Fe+Ti)–Mg–Al** (рис. 2.2.8-B). Как промежуточный между ними вариант можно использовать диаграмму **(Fe₂O₃+FeO+TiO₂+K₂O) – (MgO+CaO+MnO) – (Al₂O₃+Na₂O)**, т.е., без участия SiO₂. (рис. 2.2.9-Б).

На трехкомпонентных диаграммах (рис. 2.2.8.) достаточно хорошо видно обособление основного роя составов на два поля. Первое соответствует базальтовым составам умеренной магнезиальности (кластера 5, 6, 9, 11, 21, 22, 23, 24, 26, 27, 29), второе поле смещено в более железо-титан-калиевую область, здесь расположены кластера 12, 13, 15, 16, 17, 18, 19 – преимущественно субщелочные с калиевым уклоном андезибазальты. Особняком от основного роя расположены кластера 1 и 4 (коматиитовый парагенез), кластер 10 (калиевые титан-ферробазальты) и кластер 30 (андезидациты).

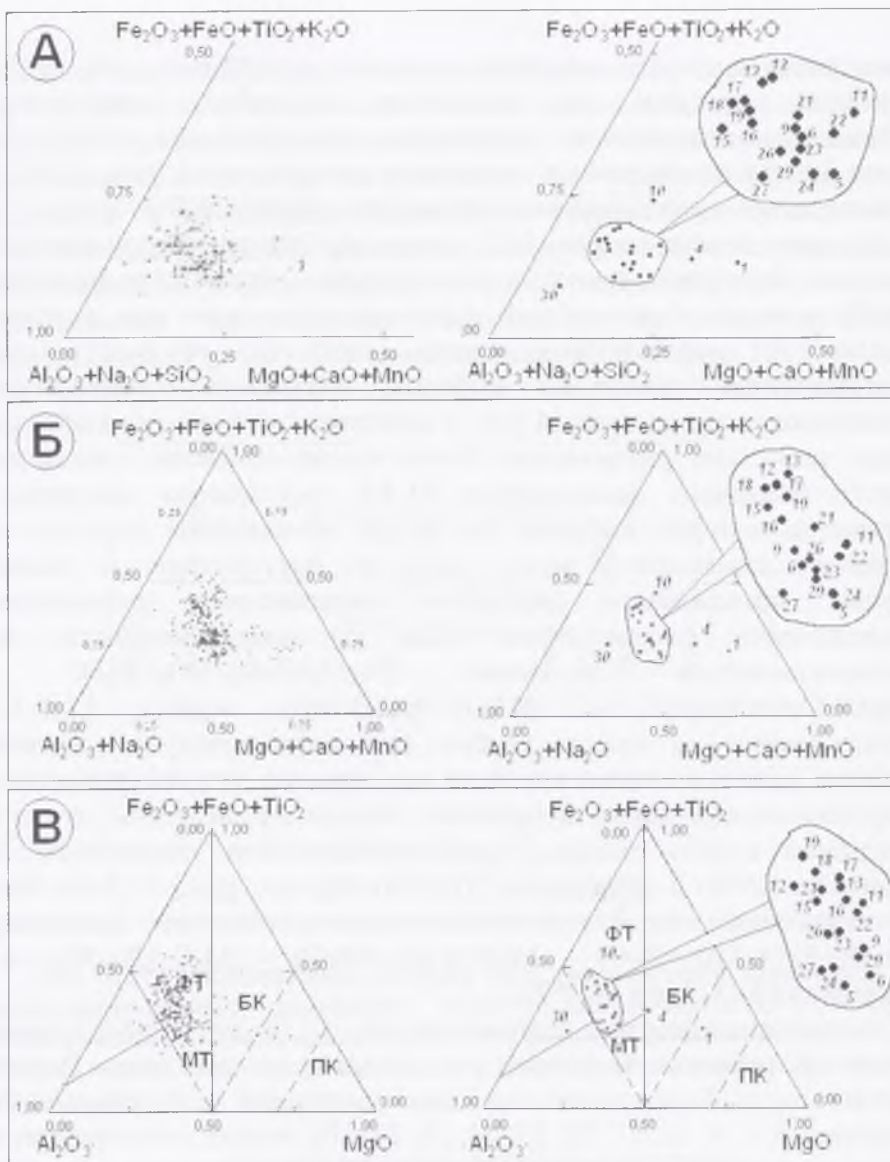


Рис. 2.2.8. Трехкомпонентные диаграммы вулканитов новокриворожской свиты. Слева – фигуративные точки отдельных проб (выборка 205 проб, без измененных кластеров); справа – фигуративные точки и номера средних составов кластеров. Поля составов на диаграмме Л. Дженсена (1976) (B) : ФТ – ферротолейты, МТ – магний-толейты, БК – базальтовые коматииты, ПК – перидотитовые коматииты.

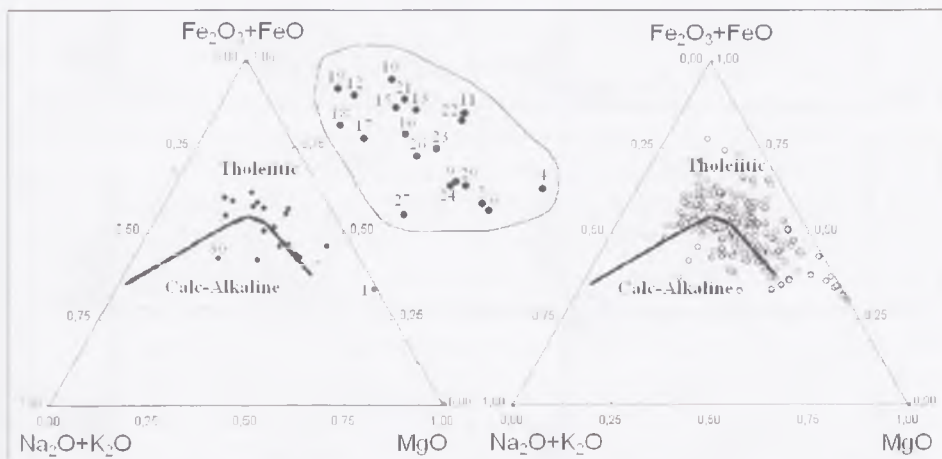


Рис. 2.2.9. Диаграмма AFM (Irvine, Baragar, 1971). На левом графике вынесены средние составы кластеров вулканитов новокриворожской свиты (номера соответствуют таковым в таблице 2.2.2.), на правом – фигуративные точки составов (205 проб – без измененных составов).

Выше (рис. 2.2.1.) было показано наиболее общее деление совокупности вулканитов на две группы (бимодальность по кремнезему), что, однако, несколько затуманивается вследствие взаимного перекрытия составов. По остальным окислам в структуре выборки выделяются несколько кластеров, обособленных ("аномальных") по отношению к доминирующему рою (шлейфу) вулканитов (рис. 2.2.10-11), что может свидетельствовать об их относительной генетической обособленности (самостоятельности). Прежде всего, это кластера 1 и 4, формирующие коматиитовый парагенез (тренд, серию). Они четко отделяются от основной выборки как низкощелочные, низкоглиноземистые и высокомагнезиальные. Также "аномальными" признаками обладает кластер 10 (калиевые титан-ферробазальты), обособленный от всех других, прежде всего, высокими значениями титана и железа, а также низкой глиноземистостью и повышенными значениями калия.

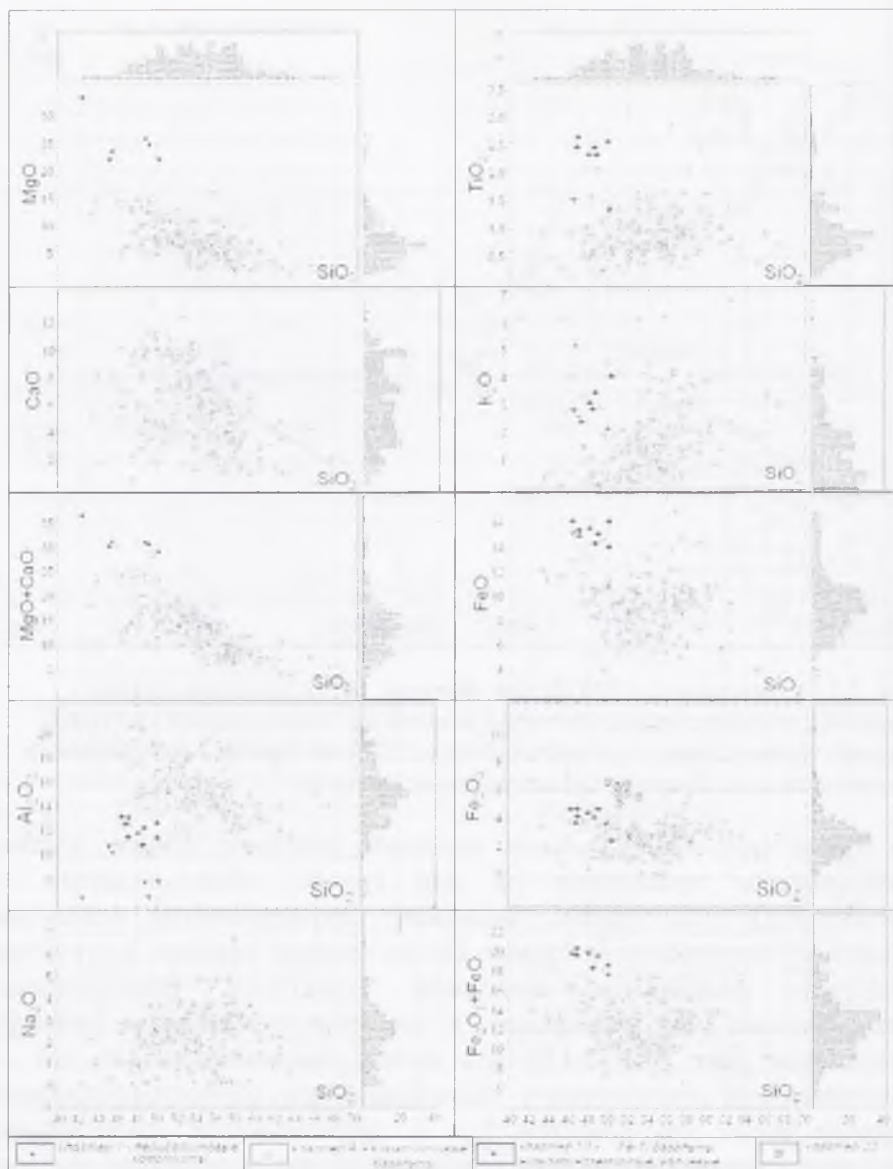


Рис. 2.2.10. Бинарные диаграммы и гистограммы распределения вулканитов (выборка 205 проб – после вычленения измененных кластеров).

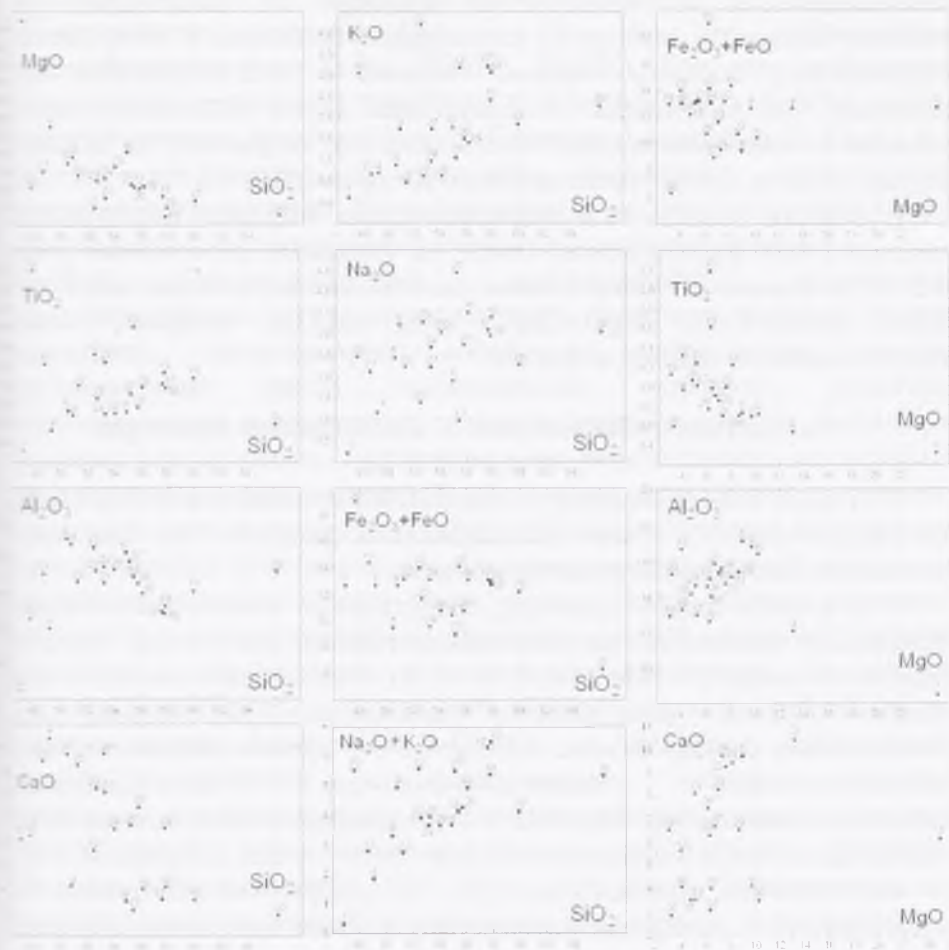


Рис. 2.2.11. Бинарные диаграммы средних составов кластеров вулканитов. Цифры соответствуют номерам кластеров.

Обособленность и "одиночество" кластера 30 (андезидацитов) связано, возможно, вообще со случайным отнесением к нему части граувакковых составов, весьма сходных с андезидацитами по химизму. Так что вопрос о присутствии пород андезидацитового состава в новокриворожской свите остается открытым, во всяком случае, доля их крайне незначительна (не превышает 1,5 %).

В области базитовых и андезибазитовых составов, образующих основной рой фигуративных точек, на бинарных диаграммах (рис. 2.2.10.) угадывается существование еще как минимум по две моды (по SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$, $\text{MgO}+\text{CaO}$, TiO_2 , Al_2O_3), которые также подтверждаются кластер-анализом.

Особенности объединения и взаимосвязей кластеров.

Учитывая только характер расположения и взаимосвязи кластеров на дендрограммах, можно предварительно разделить все кластеры неизменных вулканитов на три группы:

1. В первую входят кластеры, свойственные только ультрабазит-базитовому сообществу на обеих дендрограммах (по методу Варда и "дальнего соседа") – №№ 1, 4, 5, 9, 10, 11. Необходимо отметить, что таким образом объединяются достаточно разнородные по химическому составу базиты: кластера 1 и 4 – высокомагнезиальные, низкотитанистые, низкоглиноземистые, низкощелочные (коматиитовый тренд); кластера 5 и 9 характеризуются повышенной магнезиальностью и повышенной глиноземистостью; кластера 10 и 11 – повышенной титанистостью (10 – ультратитан-железистые и калиевые, 11 – повышеннотитанистые). Общим признаком для всех этих кластеров является пониженная основность.

2. Ко второй группе (промежуточной) относятся кластеры, располагающиеся как в составе базитовой ассоциации, так и андезибазитовой ассоциации, в зависимости от методики объединения проб разными методами кластер-анализа – №№ 6, 22, 23, 24, 29. Это в основном умеренномагнезиальные, умеренно-повышенноглиноземистые толеитовые базальты и андезибазальты.

3. В третью группу входят кластеры, принадлежащие только андезибазитовой ассоциации на обеих дендрограммах – №№ 12, 13.

15, 16, 17, 18, 19, 21, 30. Из них наиболее тесную связь между собой обнаруживают кластера 16, 17, 18, 19. Это субщелочные андезибазальты и их туфы ($Na \approx K$), ($Na \geq K$). Для них свойственна повышенная калиевоcть, титанистость и железистость. Близки к ним, с одной стороны, кластера 12 и 13 (базальты повышепно- $Ti-Fe-K$), и с другой – кластер 15 (андезиты нормальной щелочности). Андезидациты (кластер 30) располагаются на дендрограмме полных связей несколько обособленно, совместно с метапесчаниками.

Все петрохимические разновидности вулканитов, идентифицированные кластер-анализом (кластера пятого уровня иерархии), характеризуют собой в определенном смысле спорадический набор магматических дериватов, развитых территориально в различных участках земной коры, в различных разрезах или их частях. Территориальная разрозненность их связана с различиями в геодинамической обстановке формирования, составе исходных магм и продуктов дифференциации. Поэтому было бы не совсем верным объединять все кластера в некий единый тренд или искать взаимосвязи между ними всеми. Такой подход возможен только при анализе наиболее общих тенденций эволюции состава вулканитов для крупных вулканических провинций. Не совсем верным было бы также производить объединение кластеров только на основе анализа дендрограмм. Ответы на проблемы взаимосвязей между вулканитами, характеризующихся зачастую широким разбросом петрохимических параметров, следует искать в анализе вулканических парагенезов конкретных геологических разрезов. Тренды дифференциации при этом могут быть фрагментарными, укороченными и сильно различаться для разных территориально участков (рис. 3.1.2., 3.1.3.).

В этом отношении показателен коматиитовый парагенез (кластера 1 и 4), в значительном объеме проявленный лишь в *Ингулецком профиле*.

Для *Рахмановского разреза* свойственен разброс составов от глиноземистых Mg -толеит-базальтов и андезибазальтов (кластера 5, 6, 9, 27), далее через умеренноглиноземистые $Mg-Ca$ -толеит-базальты и андезибазальты (кластера 23, 29) к андезитам нормальной щелочности

(кластер 15) и субщелочным андезибазальтам калиевого и **Ti-Fe** уклона (кластера 13, 18). При этом разрез начинается с глиноземистых **Mg**-толеит-базальтов, переслаивающихся с **Mg-Ca**-толеит-базальтами и андезибазальтами (5, 9, 6, 23, 29), которые вместе формируют нижнюю толеитовую толщу. Выше залегает толща андезибазитовой ассоциации, сложенная чередованием двух-трех достаточно мощных потоков (20–25 м) андезитов нормальной щелочности (кластер 15) с субщелочными базальтами и андезибазальтами калиевого и **Ti-Fe** уклона (12, 13, 18). В виде жил здесь отмечены глиноземистые **Mg**-толеит-диабазы.

Для разреза ЮГОКа наблюдается сходная картина. В нижней части переслаиваются вулканы натрового ряда – глиноземистые **Mg**-толеит-базальты и андезибазальты, умеренноглиноземистые **Mg-Ca**-толеит-базальты и андезибазальты (кластера 5, 6, 9, 24, 26), единичные прослои коматиитовых базальтов (кластер 4). Выше по разрезу залегают вулканы преимущественно андезибазитового состава нормальной щелочности, а также калиевого и **Ti-Fe** уклона (кластера 18, 19, 21), перемежающиеся с глиноземистыми и умеренноглиноземистыми натровыми толеитами (кластера 9, 23, 24), единичными прослоями перидотитовых коматиитов (кластер 1) и жилами глиноземистых **Mg**-толеит-диабазов (кластер 5).

Центрально-Саксаганский разрез наряду с чертами сходства (смена базитов андезибазитами снизу вверх по разрезу) характеризуется четкой субщелочной калиевой спецификой. *Разрез начинается с уникальной для Кривбасса толщи (50-70 м) калиевых титан-ферробазальтов (кластер 10)*, внутри которых в резко подчиненном количестве встречаются пласты глиноземистых и умеренноглиноземистых **Mg**-толеитов (кластера 6, 9, 23). Завершает разрез толща (150-200 м) с подавляющим преобладанием субщелочных калиевых **Ti-Fe** уклона андезибазальтов и их туфов (кластера 13, 16, 17, 18, 19); в меньших количествах развиты андезиты нормальной щелочности (кл. 15), калиевые **Ti-Fe**-базальты (кл. 12), умеренноглиноземистые умеренномагниевого толеит-андезибазальты (кл. 26).

Для Первомайского разреза в целом характерен похожий набор кластеров, как для Рахмановского, Центрально-Саксаганского и

ЮГОК разрезов – периодическое переслаивание базитовых натровых толеитов умеренномагнезиальных умеренно-повышенноглиноземистых (кластера 6, 9, 23, 26, 27) с андезибазитами нормальной щелочности и субщелочными калиевого и **Ti-Fe** уклона (кластера 13, 16, 17, 18), андезитами нормальной щелочности (кл. 15) и единичными пластами перидотитовых коматиитов.

Анновский разрез характеризуется укороченным толеитовым трендом – преобладанием низкокалиевых (натриевых) умеренномагнезиальных умеренноглиноземистых толеитовых базальтов (кл. 22); в подчиненном количестве присутствуют глиноземистые **Mg**-толеит-базальты (кл. 5) и коматиитовые базальты (кл. 4).

Совместное нахождение некоторых кластеров в конкретных геологических разрезах и их близкая тесная связь на дендрограммах позволяет объединить часть из них в отдельные группы, тем самым сократить количество наиболее характерных петрохимических типов пород. Так, вместе можно объединить: кластера 7 и 8 (**Mg**-толеитовые метабазальты и их туфы, претерпевшие дометаморфическую глинизацию – Рахмановский разрез); кластера 12 и 13 (метабазальты и метаандезибазальты субщелочные с преобладанием калиевой щелочи и несколько повышенными содержаниями титана и железа – разрезы Либкнехта и Рахмановский); кластера 16, 17, 18, 19 (субщелочные андезибазальты и их туфы с примерно равным соотношением калия и натрия, нередко слабокарбонатизированные – разрез Либкнехта).

Четкую парагенетическую связь в разрезах обнаруживают кластера 1 и 4 (перидотитовые коматииты и коматиитовые базальты – Ингулецкий разрез); кластера 12, 13, 15, 16, 18 (метаандезиты и субщелочные метаандезибазальты – разрезы Первомайский, Рахмановский, Либкнехта); кластера 5, 6, 9, 23, 24, 29 (**Mg**-толеит-базальты глиноземистые и андезибазальты повышенной глиноземистости – разрезы Рахмановский, Либкнехта, Основной синклинали, Первомайский).

Характеристика отдельных петрохимических групп и литотипов метавулканитов.

Перидотитовые коматииты

В ультрабазитовый кластер по методу «дальнего соседа» входят всего девять проб, что составляет 3,5 % от всех пород свиты. По содержаниям MgO они соответствуют перидотитам (>20 %), однако имеют повышенные количества кремнезема, отвечающие уровню основных пород. Для них характерны очень низкие содержания титана и щелочей, особенно калия. Подобные породы в докембрийских зеленокаменных поясах относятся к коматиитовой формации.

Проблеме коматиитов посвящена обширная литература. Обзор мировых работ по этой теме приводит А.В. Гирнис (1987). Краткий анализ проблематики коматиитов в украинской литературе по материалам Среднего Приднепровья и Украинского щита приводится И.Б. Щербаковым (2005). Подробные описания зонально расслоенных потоков коматиитов, в структуре которых важную роль играют спинифекс-структурные зоны, даны А.Б. Бобровым (1991, 1993, 2001) на материале Косивцевской и Сорокинской зеленокаменных структур Западного Приазовья.

Ультрамафитовый кластер новокриворожской свиты разделяется на малоизмененные наложенными процессами породы (шесть проб) и измененные (три пробы). Яркими отличительными признаками влияния наложенных изменений есть высокие значения П.п.п., а также содержание воды и углекислоты в породах. Вторичные изменения состава проявлены по двум направлениям: 1 – интенсивная карбонатизация с уменьшением глиноземистости; 2 – уменьшение содержаний кальция и кремния с ожелезнением и повышением глиноземистости. Первое направление соответствует карбонатному метасоматозу, второе связано, вероятно, с дометаморфической глинизацией и ожелезнением.

Средний состав по шести малоизмененным анализам (табл. 2.2.2., кластер-1) близок *перидотитовым коматиитам* района Манро-Тауншип (Онтарио, Канада) и Якабинди (Зап. Австралия) (Крестин.

1980), характеризуюсь переходными к пироксенитовым коматиитам параметрами окислов. По содержанию кремнезема большинство из них относится к основным породам (SiO_2 после пересчета на сухое вещество = 42-50 %). Большинство классических перидотитовых коматиитов по содержанию кремнезема соответствуют основным породам, лишь незначительная их часть относится к ультрабазитам (Малюк, Сиворонов, 1984).

Пространственно перидотитовые коматииты развиты преимущественно в Ингулецком профиле (6 из 9 проб), где они тесно перемежаются с кластером 4, т.е. коматиитовыми базальтами, образуя элементарный парагенезис, что свидетельствует об их тесной генетической связи. На участке замыкания Основной синклинали перидотитовые коматииты образуют редкие маломощные прослои среди доминирующих здесь толеитов умеренной магнезиальности.

Коматиитовые базальты

Коматиитовые базальты (кластер 4 в таблице 2.2.2.) представлены 8 анализами (3 % от всей выборки). Содержания MgO = 10-14 %, низкотитанистые (0,2-0,9 %), низкощелочные, низкокальциевые. С уменьшением магнезиальности в коматиитовых metabазальтах растет содержание Ca и Al .

На фактор-плане F1-F2 (рис. 2.2.13.) занимают промежуточное положение между перидотитовыми коматиитами и основной массой фигуративных точек базитовой ассоциации. На диаграмме $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$ (рис. 2.2.12.) составы перидотитовых коматиитов и коматиитовых базальтов вытягиваются по линии увеличения-уменьшения магния при соотношении $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3 \approx 1:1$, что говорит о подчиненности тренду фракционирования оливина и генетической связи этих кластеров с перидотитовой магмой. О генетической связи их также свидетельствует тесное сонахождение (переслаивание) в Ингулецком профиле. На различных диаграммах между перидотитовыми коматиитами и коматиитовыми базальтами фиксируется некоторый разрыв, отсутствие переходных разностей (особенно по содержаниям MgO). Подобная дискретность, свойственна многим зеленокаменным поясам и конкретным

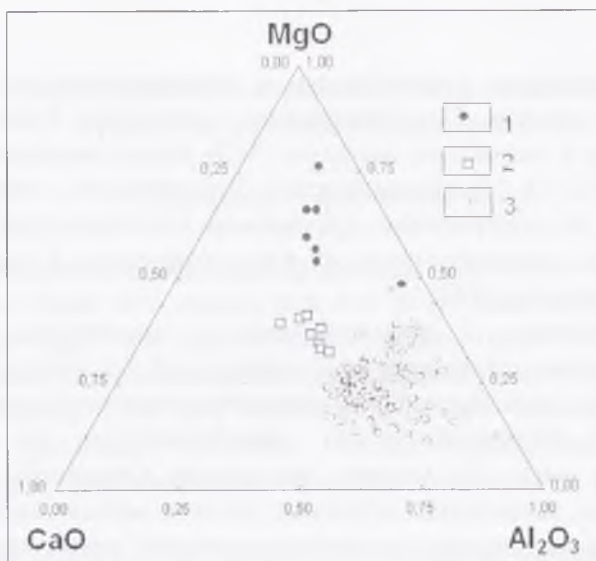


Рис. 2.2.12. Расположение фигуративных составов пород коматиитового парагенеза в общей структуре петрохимических данных на диаграмме CaO–MgO–Al₂O₃, (выборка 205 проб – все вулканыты с вычетом измененных кластеров №№ 2, 3, 8, 20, 28).

1 – перидотитовые коматииты (кластер 1); 2 – коматиитовые базальты (кластер 4); 3 – вулканыты толеитовой и субщелочной андезибазальтовой ассоциаций.

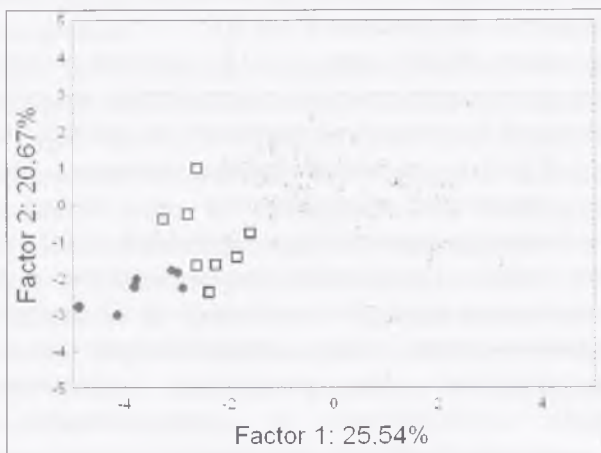


Рис. 2.2.13. Расположение фигуративных составов пород коматиитового парагенеза в общей структуре петрохимических данных на фактор-плане F1–F2. (выборка 205 проб – все вулканыты с вычетом измененных кластеров №№ 2, 3, 8, 20, 28). Обозначения на рис. 2.2.12.

коматиитовым разрезам докембрия (Гирнис и др., 1987; Вревский, 1980; Крестин, 1980) и связана с особенностями дифференциации исходной перидотитовой магмы. Указанные два кластера формируют собой структуру коматиитового парагенеза (формации) в составе новокриворожской свиты.

Пространственно коматиитовые базальты отмечены в Ингулецком профиле (3 анализа) в тесной ассоциации с перидотитовыми коматиитами, на участке Основной синклинали (2 анализа) в виде редких маломощных прослоев среди толеитов умеренной магнезиальности и в Анновском профиле (3 анализа) среди толеитов.

Умеренномагнезиальные толеиты

Эта группа доминирует среди метавулканитов новокриворожской свиты, в неё входят кластеры 5, 6, 9, 21, 22, 23, 24, 26, 27, 29. Выше отмечалось, что в области умеренномагнезиальных толеитов имеет место раздел между двумя основными ассоциациями новокриворожской свиты – базитовой и андезибазитовой, однако раздел этот не определен вследствие их наложения (перекрытия). Иными словами, часть кластеров тяготеет к базитовым составам повышенной магнезиальности и пониженной кремнекислотности (5, 6, 9, 22, 23, 24, 29), другая – к андезибазитовым составам пониженной магнезиальности и повышенной щелочности (21, 26, 27).

Концентрации MgO для этой группы колеблются в пределах 6–10 %. При уменьшении содержания MgO в породах происходит уменьшение содержаний Al_2O_3 и увеличение TiO_2 . По содержанию Al_2O_3 и MgO умеренномагнезиальные толеиты варьируют от повышенномагнезиальных глиноземистых составов (кластеры 5, 9) до умеренномагнезиальных умеренноглиноземистых андезибазальтов (кл. 26).

Сообщество субщелочных и щелочных вулканитов

Львовские геологи полагают, что щелочные разности метавулканитов (основных и ультраосновных) отсутствуют в разрезах ЗС Среднего Приднепровья (Железисто-кремнистые..., 1990). Что касается субщелочных пород в составе толеитовых ассоциаций, то

присутствие их объясняется наложенными процессами с привнесом калия (Малюк, Паранько, 1992). Калий, как известно, весьма подвижен при различного рода метасоматических процессах, что определяет его низкую информативность для реконструкционных построений. Кроме того, среди метавулканитов ЗССП значительную часть составляют туфы, которые сравнительно легко подвергаются низкотемпературным метасоматическим изменениям, вызывающим перераспределение в них щелочей. Безусловно, эти вторичные процессы имели место, однако масштаб их и степень влияния на исходную щелочность пород можно в конкретных случаях оценить тщательным опробованием разрезов и отдельных лавовых потоков. Изучением структурно-текстурных особенностей пород, получением статистически значимых результатов петрохимических исследований.

По комплексу критериев нами предполагается существование в составе зеленокаменного комплекса новокирвоорожской свиты субщелочного ряда вулканитов:

1. Субщелочные вулканиты пространственно развиты главным образом в Центрально-Саксаганском разрезе, где они формируют мощную толщу (220 м), почти целиком сложенную породами повышенной щелочности (рис. 3.1.2.). Доля нормальнощелочных составов составляет здесь примерно 25 %. Отмечается переслаивание потоков нормальных толеитов и субщелочных базальтов и андезибазальтов массивной текстуры, не затронутых внешне динамометаморфическими изменениями. Субщелочной (и щелочной) состав характерен как для рассланцованных, так и массивных разновидностей, в частности, для афанитовых лав с редкими миндалинами.

2. Субщелочной состав конкретных лавовых пластов доказывается стабильно высокими значениями щелочности и неразбалансированным соотношением K_2O/Na_2O по многим анализам в пределах одного пласта или серии пластов.

3. Закономерное статистически значимое возрастание (четкий тренд) содержания калия с ростом кремнекислотности от значений менее 1 % в базитах до 2 % (и более) в андезибазитах (рис. 2.2.10.) свидетельствует об *относительной сохранности исходного магматического тренда по калию.*

4. На фоне общего калиевого тренда выделяются четко обособленные высококалиевые кластеры со средними величинами $K_2O \approx 3\%$, связанные с конкретными лавовыми пачками (кластер 10), что исключает случайный характер значений их высокой щелочности.

5. Рост содержаний калия в вулканитах четко коррелируется с увеличением количеств таких некогерентных элементов (накапливающихся в конечных дифференциатах), как титан и фосфор (рис. 2.2.14.), что является следствием процессов магматической дифференциации и весьма характерно для калиевых субщелочных вулканических серий фанерозоя (Фролова, Бурикова, 1997).

Все эти признаки свидетельствуют о том, что *субщелочная калиевая специфика этих пород не является следствием наложенных метасоматических процессов, а отражает исходные особенности состава извергавшихся лав.*

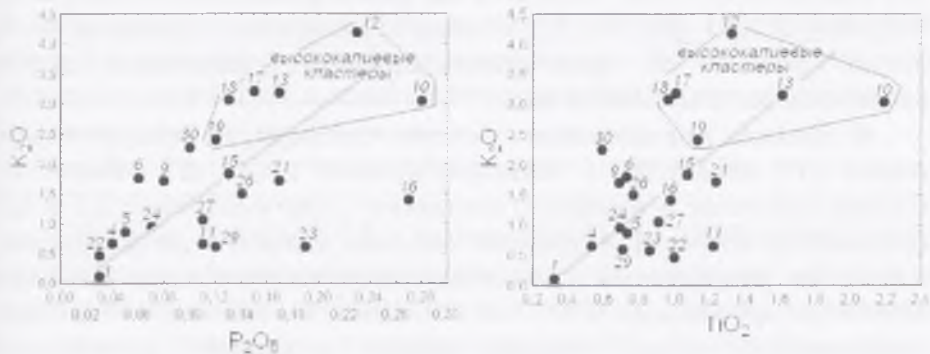


Рис. 2.2.14. Зависимости между калиевостью метавулканитов и содержаниями титана и фосфора. Цифрами указаны номера кластеров.

Калиевые титан-ферробазальты

Данные породы составляют кластер 10 (девять проб); представлены исключительно в Центрально-Саксаганском разрезе, где приурочены к нижней (50-70 м) базальтовой толще (рис. 3.1.1., 3.1.2.). В других районах эти породы не встречаются, и в этом отношении, в некоторой степени, уникальны для Кривбасса. Пробы распределены более-менее равномерно по всей толще, и, таким образом, характеризуют в целом её состав. Другие разновидности

пород (метатолеиты) в этой толще присутствуют в очень незначительном объеме. Породы слагают потоки лав мощностью 2–10 м с редкими миндалинами, массивной текстуры. тонкокристаллической (почти афанитовой) структуры. На всех диаграммах породы обособлены от основного роя составов вулканитов новокриворожской свиты, обладают четкой индивидуальностью петрохимических свойств (рис. 2.2.8., 2.2.10.). Для всех проб характерны высокая калиевоность ($K_2O = 2-5 \%$, в среднем 3 %), высокая титанистость ($TiO_2 = 1,3-2,6 \%$, в среднем – 2,2), весьма высокая общая железистость ($FeO^* = 17,5-19,8 \%$, в среднем – 19), при пониженной глиноземистости ($Al_2O_3 = 10,8-13,1 \%$, в среднем – 12,6) и умеренной магниальности ($MgO = 5,1-7,3 \%$, в среднем – 6,3). Содержания SiO_2 составляют 46,4–49,7%, в среднем – 47,6. (относятся к базальтам несколько пониженной основности). Общая щелочность колеблется от 3,9 до 7,4 %, в среднем – 5,5. Так, что большинство проб относятся на классификационной диаграмме $SiO_2-Na_2O+K_2O$ (рис. 3.1.2.), к субщелочному полю, приближаясь к линии раздела со щелочными породами; некоторые пробы располагаются в щелочном поле.

В среднем нормативном составе кластера 10 присутствует оливин (16 объёмн.%) и калиевый полевой шпат (22 объёмн.%). Рудные (магнетит и ильменит) составляют, соответственно: 3,5 и 2,7 (объёмн.%). Нефелин в среднем составе кластера отсутствует, однако он фиксируется в незначительных количествах в наиболее щелочных пробах (пр. 157 – 6,4 объёмн.% нефелина). Учитывая нормативный состав, породы можно именовать щелочными-субщелочными (калиевыми) оливиновыми ферробазальтами.

Некоторую близость к кластеру 10 обнаруживает кластер 11 (объединяются вместе на четвертом уровне иерархии), который несет переходные черты между оливин-толеитами и субщелочными оливин-ферробазальтами. От оливин-толеитов он отличается повышенными значениями титана.

Субщелочные андезибазальты и их туфы

Субщелочность андезибазитов проявлена главным образом в Центрально-Саксаганском профиле, где они слагают мощную толщу в

средне-верхней части разреза (кластеры 17, 18, 19) (рис. 3.1.1.). В других разрезах (Рахмановский, ЮГОК, Первомайский) такие породы присутствуют в гораздо меньшей мере, уступая место андезибазальтам нормальной щелочности. Общее содержание щелочей составляет в среднем 5–6 % при колебаниях 4–7 %, отношение K_2O/Na_2O в среднем = 0,9–1,3, т.е., породы относятся к **K-Na** серии, в меньшей мере к калиевой серии. Для них также, как и для субщелочных ферробазальтов, но в отличие от толеитов характерны повышенные содержания калия, титана, железа, фосфора. В этом они наследуют черты состава субщелочных-щелочных ферробазальтов, залегающих в основании разреза. Пространственное совмещение первых и вторых в едином разрезе, сходство (унаследованность) петрохимических свойств свидетельствует об их генетической связи на уровне относительно самостоятельной субщелочной серии вулканитов.

На всех диаграммах кластеры 17, 18, 19 обнаруживают очень близкое расположение; к ним тяготеет кластер 16, обладающий несколько меньшими параметрами щелочности. В целом эти кластера образуют устойчивую андезибазальтовую субщелочную ассоциацию.

Андезиты

Андезиты (кластер 15, восемь проб) в наибольшей мере представлены в Рахмановском разрезе, где образуют несколько достаточно мощных (до 30 м) лавовых потоков. Для них характерны массивные текстуры, тонкокристаллический Би-Рог-Пл состав, наличие небольшого количества миндалин.

Общая щелочность колеблется в пределах 3,3–4,6 %, в среднем 4,1 при $Na \geq K$ ($Na/K = 0,7–3,1$), т.е. породы относятся к нормальнощелочным калий-натриевым. По коэффициенту глиноземистости ($al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$) они являются умеренноглиноземистыми ($al' = 0,7–1,0$). Средние содержания MgO и $Fe_2O_3 + FeO$ составляют, соответственно, 4,8 и 12,2 (%). С умеренномагневыми толеитами они связаны общим толеитовым трендом, представляя собой конечные дифференциаты толеитовой серии вулканитов. От толеит-базальтов отличаются несколько

повышенной калиевоcтью (в среднем 1,8 %) и титаниcтью (~ 1 %). Вместе с тем, они обнаруживают тесную cвязь в разрезах и на дендрограммах с субщелочными андезибазальтами.

Андезидациты

К андезидацитовым составам (кластер 30) относятся всего три пробы предположительно вулканогенного происхождения (метатифы гравелитовидной лаппилиевидной текстуры). Лавовых фаций андезидацитового состава не выявлено. Учитывая большую близость состава этих пород к осадочным метаграуваккам (сонахождение их вместе в одних кластерах четвертого уровня), отсутствие лавовых фаций, а также весьма незначительное количественное распространение, окончательный вывод о наличии андезидацитов пока не подтвержден.

2.3. Петрохимия метаосадочных пород и условия их седиментации

Осадочные породы в составе комплекса новокриворожской свиты составляют не более 10 %, однако литолого-фациальная и палеоклиматическая информация, которую они несут, имеет важнейшее значение для восстановления условий накопления самих вмещающих их вулканитов. Последнее весьма актуально для палеотектонических, палеофациальных реконструкций формирования и развития зеленокаменных структур и "поясов" докембрия.

Все разновидности осадочных пород новокриворожской свиты разделяются на две основные группы, развитые примерно поровну – тонко-мелкозернистые слюдястые метапесчаники и вулканотерригенные песчаные сланцы. В единичных маломощных прослоях локально отмечены хемогенные образования – прослои карбонатных пород и железистых кварцитов.

Метапесчаники отмечаются преимущественно тонко-мелкозернистые, реже среднезернистые, светло-серой до темно-серой окраски. Они имеют тонкую (0,1-0,5 см) слоистость, выраженную различиями в количестве и составе цемента, размерности и составе

обломков. Мощности прослоев колеблются от нескольких до первых десятков сантиметров, в единичных случаях до 1-4 м. По составу обломков различаются плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые, плагиоклаз-кварцевые разновидности метапесчаников, имеющие взаимопереходы и нередко тонко переслаивающиеся друг с другом. Метапесчаники характеризуются отчетливой бластопсаммитовой, а также лепидогранобластовой структурами. Кварц перекристаллизован и часто не сохраняет первичных обломочных форм. Бластопсаммитовая структура проявлена в основном за счет плагиоклазовых зерен, интенсивно серицитизированных и корродированных по краям. Форма зерен овальная, полуокатанная, размером до 1,5 мм в среднем 0,1-0,5 мм. Цемент составляет 10-50 % объема пород и представлен главным образом так (%): биотит – 2-50, реже хлоритом – 0-30, серицит – 0-40, роговая обманка – 0-5, карбонат – 0-15. Акцессорные минералы: сфен и титаномагнетит.

Вулкано-терригенные песчанистые сланцы объединяют большую группу сланцев различного состава, характерной особенностью которых является наличие слоистых текстур (мощность слойков – до 1 см) и значительная примесь псаммитового материала. Структура пород гранолепидобластовая, лепидогранобластовая. По составу различаются биотит-плагиоклазовые, плагиоклаз-биотитовые, карбонат-биотит-плагиоклазовые, плагиоклаз-кварц-биотитовые, кварц-биотитовые, кварц-хлорит-биотитовые, кварц-хлоритовые, хлорит-кварцевые и другие разновидности сланцев.

Карбонатные породы. В скв. 20631 (Рахмановский разрез) на глубине 297,0 м встречен прослой (30 см) карбонатной породы светло-серого цвета, тонкозернистого, тонкослоистого строения, сложенной на 80 % из карбоната, мелких рассеянных зерен гранобластового новообразованного альбита алевритовой размерности (15-20 %) и биотита (3 %).

Железистые кварциты. А.С. Войновский (1970, 1978) отмечал в Кременчугском районе внутри толщи metabазитов новокриворожской свиты по два маломощных прослоя (0,2–1,2 м) грубополосчатых безрудных кварцитов и магнетит-амфиболовых кварцитов. Единичные прослои подобных пород были встречены также в

Ингулецком районе Кривбасса среди вулканитов ультрабазит-базитового состава.

Ранее (Кулиш и др. 2007) мы рассмотрели петрохимию метаосадочных пород скелеватской свиты, перекрывающей со стратиграфическим несогласием породы новокриворожской свиты. Была отработана общая последовательность петрохимического изучения кластолитов с привлечением факторного анализа. Следуя этой общей последовательности, будет весьма полезным и наглядным провести сравнительную характеристику метаосадочных пород новокриворожской и скелеватской свит, что даст возможность сопоставить их по условиям седиментации.

Главным показателем петрохимической изменчивости терригенных пород является, как известно, соотношение Al_2O_3 и SiO_2 , или глиноземистый модуль (Неелов, 1980). Дисперсия по этим параметрам составляет обычно более 50 % от общей изменчивости кластолитов и характеризует степень химического выветривания на водосборах и степень гранулометрической дифференциации осадков в ходе седиментации. А.Н. Нееловым (1980) эмпирически установлены пределы колебаний глиноземистого модуля (параметр $\alpha = Al/Si$ (в атом. кол.)) в зависимости от гранулометрии песчано-глинистых пород: в пелитах $\alpha > 0,30$; в алевритах – $0,23-0,30$; в псаммитах – $\alpha < 0,23$.

На рис. 2.3.1. четко видно, что метакластолиты новокриворожской свиты характеризуются малым размахом дифференциации по алюминию и кремнию, гораздо меньшим, чем высокосозревшие кластолиты скелеватской свиты. Пределы колебаний SiO_2 составляют 42–75 (%), Al_2O_3 – 10–21 (%). Величины глиноземистого модуля (параметра $\alpha = Al_2O_3 / SiO_2$ в атом. кол.) колеблются от 0,1 до 0,26, что соответствует псаммо-алевролитам по А.Н. Неелову. Петрографическое изучение подтверждает эти параметры – *составы кластолитов новокриворожской свиты гранулометрически варьируют от мелко-тонкозернистых метапесчаников до песчаных алевро-сланцев*. При этом отсутствуют как "чистые" дисперсные пелиты, характерные для застойных озерно-лагунных фаций, так и хорошо сортированные (отмытые от глинистой фракции) псаммиты, характерные для речного аллювия. Иными словами, такой

незначительный разброс значений глиноземистого модуля свидетельствует о преобладании плохо сортированных тонкозернистых осадков. Такие породы обычно накапливаются в условиях небольших мелководных водоемов и тектонического режима по типу активной платформы.

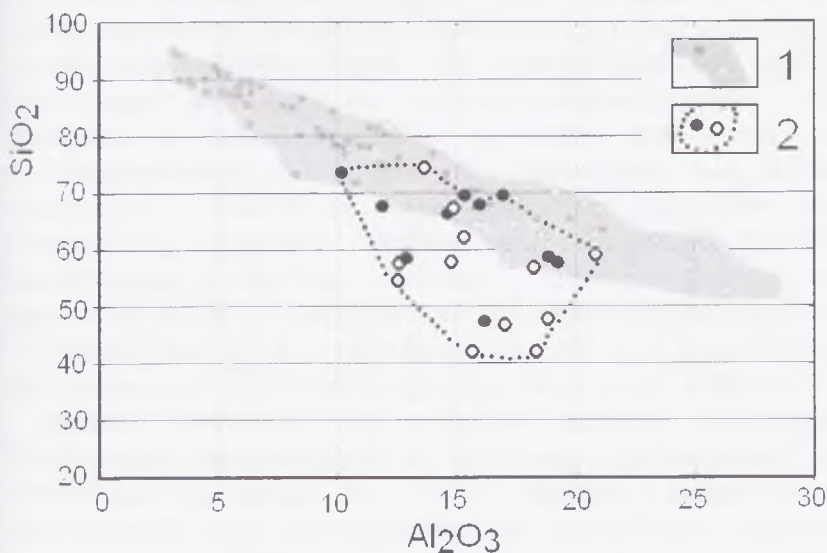


Рис. 2.3.1. Дифференциация терригенных пород скелаватской и новокриворожской свит по алюминию и кремнию.

1 – поле (шлейф) метакластолитов главного тренда скелаватской свиты (темные кружки – метапсефопсаммиты, светлые – метаалевропелиты); 2 – поле метакластолитов новокриворожской свиты (закрашенные кружки – мелко-тонкозернистые слюдястые метапесчаники, незакрашенные кружки – сланцы псаммоалевропелитовые).

Факторный анализ кластолитов новокриворожской свиты производился по 11 компонентам, включая П.п.п. (рис. 2.3.2.). Формулы главных факторов (факторные нагрузки) приведены в таблице 2.2.1.

Первый фактор (F1), принявший на себя 40,7 % изменчивости, характеризуется полярным расположением SiO₂, с одной стороны, а с другой – мафических компонентов (FeO, Fe₂O₃, MgO, TiO₂), а также

П.п.п. Мы видим, что первый фактор по своей структуре хотя и сходен с таковым для кластолитов скелеватской свиты, но по роли отдельных компонентов сильно отличается. Если для скелеватской свиты определяющей является дифференциация по кремнию и всем остальным компонентам (прежде всего алюминию), то, в данном случае, алюминий отходит на второй план, уступая место мафической группе компонентов. Такой тип дифференциации соответствует разделению составов на железисто-магнезиальные глинистые продукты, с одной стороны, и более кремнистые и более грубокластические – с другой, что характерно для граувакковых комплексов, областей размыва вулканитов основного состава с относительно слабым проявлением процессов химического выветривания. Другими словами, данный фактор отражает гранулометрическую дифференциацию пород грауваккового состава.

Второй фактор (F2) принимает на себя 21,2 % изменчивости и характеризуется противостоянием Ca, Na, с одной стороны, и Al, K – с другой. Очевидно, он отражает процесс гидрослюдизации обломочных плагиоклазов в исходных терригенных породах. Достаточно высокий вес этого фактора свидетельствует о значительной роли плагиоклазов, как обломочных компонентов в терригенных породах, а также продуктов их разложения, что, в свою очередь, также говорит о слабом проявлении процессов химического выветривания во время их накопления. Об этом же свидетельствует и расположение фигуративных точек метапесчаников на фактор-планах F1-F2, F1-F3 – практически все они располагаются в Na-Si секторе диаграмм.

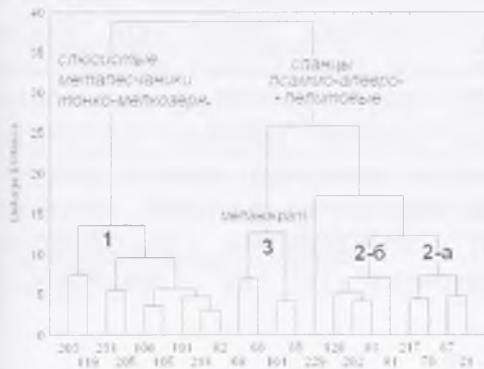


Рис. 2.3.3. Дендрограмма кластолитов новокриворожской свиты по методу полных связей.

Номера проб (внизу) соответствуют таковым в Приложении.

Третий фактор (F3) отвечает за 15 % изменчивости. Интерпретация его затруднительна и связана, возможно, с характером миграции и разделения титана в терригенных породах.

Кластер-анализ методом Варда и полных связей дает идентичное разделение проб на три группы (кластера) (рис. 2.3.3.), средние составы которых представлены в таблице 2.3.1.

Таблица 2.3.1.

Средние составы петрохимических групп (литотипов) метакластолитов новокриворожской свиты, выделенных кластер-анализом.

Кластер (к-во проб)	Химический состав, вес. % окислов (среднее и стандартное отклонение)							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1 (9)	68,62	0,49	14,31	1,19	3,76	0,11	2,14	2,16
	3,60	0,24	2,11	0,77	2,02	0,09	0,95	0,99
2 (8)	57,61	1,00	16,25	2,16	6,34	0,14	3,59	3,76
	1,48	0,28	3,38	0,70	1,94	0,05	1,79	2,01
3 (4)	44,67	1,20	17,49	4,58	16,52	0,22	3,99	1,57
	3,10	0,41	1,43	0,76	4,31	0,14	1,22	0,65
<i>Продолжение</i>								
	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	П.п.п.	Σ
1 (9)	1,43	3,02	0,10	0,36	0,34	0,23	2,28	101,01
	1,22	1,18	0,08	0,53	0,16	0,24	1,02	
2 (8)	1,14	3,73	0,10	0,08	1,28	0,38	4,03	101,12
	1,14	1,58	0,06	0,10	1,26	0,27	1,39	
3 (4)	0,48	3,26	0,23	0,03	0,71	0,56	5,25	100,77
	0,42	2,69	0,31	0,01	0,53	0,28	1,44	

Чтобы наглядно определить меру сходства и различия кластолитов скелеватской и новокриворожской свит, необходимо рассмотреть их в системе единых координат, учитывающих взаимосвязи между большинством компонентов. Для этой цели удобно использовать трехкомпонентную диаграмму SiO₂ – (Fe₂O₃+FeO+MgO+CaO+Na₂O) – (Al₂O₃+TiO₂+K₂O), параметры которой выбраны на основе группировки окислов по результатам факторного анализа выборки кластолитов скелеватской свиты (Кулиш и др., 2007), а также диаграмму А.Н. Неелова (1980) с координатами: глиноземистый модуль (Al/Si) и "общая меланократовость" (Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn+Mg+Ca) (рис. 2.3.4-5.)

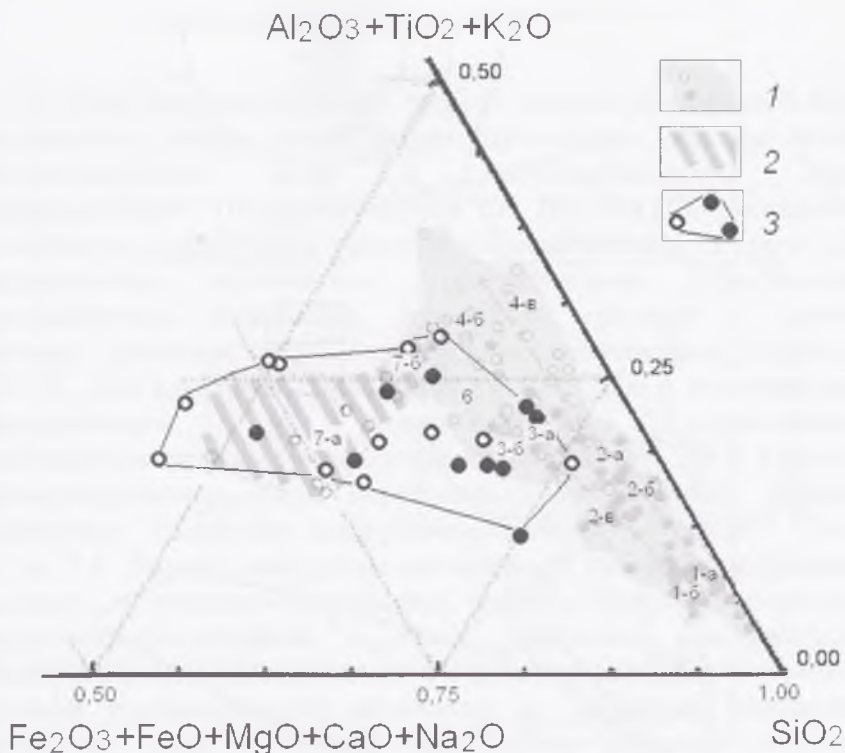


Рис. 2.3.4. Расположение фигуративных точек составов метакластолитов новокриворожской и скелеватской свит на трехкомпонентной диаграмме $SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO + Na_2O) - (Al_2O_3 + TiO_2 + K_2O)$.

1 – поле (шлейф) главного тренда метакластолитов скелеватской свиты (темные кружки – метасефо-псаммиты, светлые – метаалевро-пелиты); 2 – поле "аномального" тренда метакластолитов скелеватской свиты (подгруппы 7-а и 7-б); 3 – поле метакластолитов новокриворожской свиты (закрашенные кружки – мелко-тонкозернистые слюдистые метапесчаники, незакрашенные кружки – сланцы псаммо-алевро-пелитовые). Цифрами указаны номера подгрупп кластолитов скелеватской свиты (Кулиш и др., 2007): 1-а, 1-б, 2-а, 2-б, 2-в – кварцевые и калишпат-кварцевые русловые средне-крупнозернистые метапесчаники и метагравелиты; 3-а, 3-б – мелкозернистые слюдистые метапесчаники и метаалевролиты аркозо-филлитового горизонта; 4-а, 4-б – зрелые и высоkozрелые метаалевропелиты филлитового горизонта; 6 – слюдистые мелко-среднезернистые метасанки с большой примесью перестроенного материала основных вулканитов (метаграувакки в непосредственной близости к контакту с новокриворожской свитой); 7-а – аномально обогащенные железом, магнием и карбонатом алевро-пелиты филлитового горизонта, связанные с перемывом вулканитов ультраосновного состава талькового горизонта; 7-б – алевро-пелитовые сланцы филлитового горизонта, умеренно обогащенные железом и магнием.

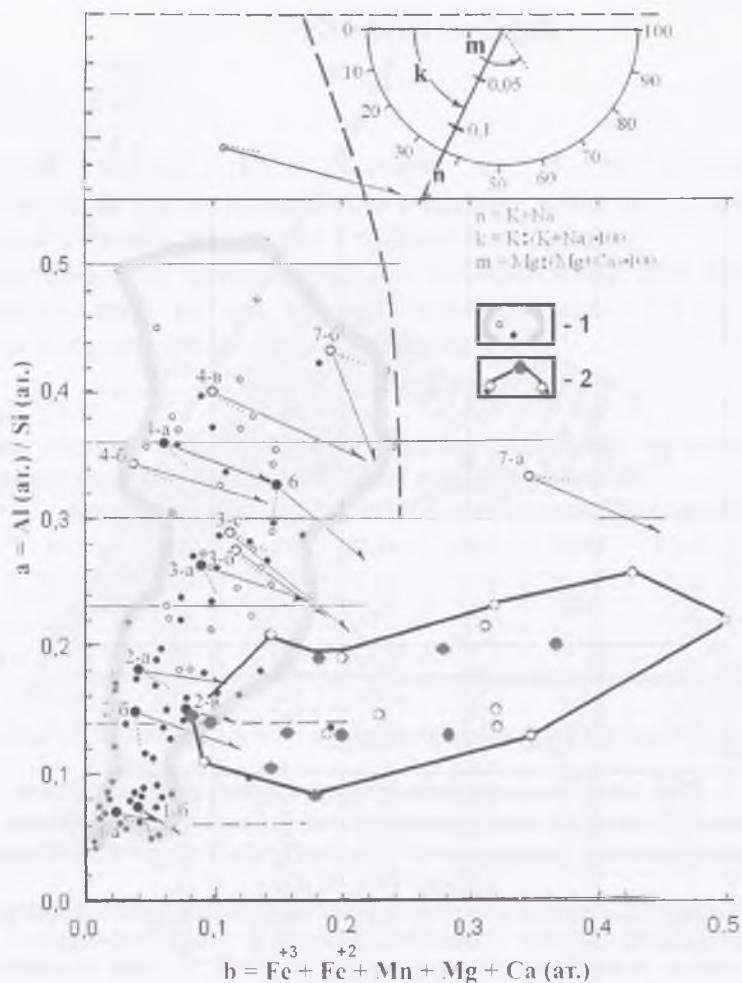


Рис. 2.3.5. Расположение фигуративных точек составов метакластолитов новокриворожской и скелеватской свит на классификационной диаграмме А.Н. Неслова (1977).

1 - поле (шлейф) главного тренда метакластолитов скелеватской свиты (темные кружки – метасефо-псаммиты, светлые – метаалевро-пелиты). Цифрами указаны номера подгрупп кластолитов скелеватской свиты (см. на рис. 2.3.4.); 2 – поле метакластолитов новокриворожской свиты (закрашенные кружки – мелко-тонкозернистые слюдястые металесчаники, незакрашенные кружки – сланцы псаммо-алевро-пелитовые).

На обеих диаграммах видно, что *кластолиты новокриворожской и скелеватской свит в целом сильно различаются, образуя почти не перекрывающиеся поля и разнонаправленные тренды дифференциации. По классификации А.Н. Неелова (1980) кластолиты новокриворожской свиты относятся большей частью к группе III-б – граувакковым песчаникам, карбонатистым (железистым), полимиктовым песчаникам, туффитам среднего и основного состава. Наиболее зрелые (наименее меланократовые) пробы (№№ 218, 82, 205) попадают в области II-а и III-а(2), т.е. соответствуют полимиктовым и олигомиктовым псаммитолитам слабокарбонатистым и слабожелезистым.* На рис. 2.3.4. кластолиты новокриворожской свиты перекрываются с наименее зрелыми в химическом отношении подгруппами скелеватской свиты – 3-а, 3-б, 6, 7-а, 7-б. Все эти подгруппы скелеватской свиты формировались в условиях мелководно-бассейновых фаций и фаций, переходных к мелководно-бассейновым, а также (частично) континентальных фаций наземного выветривания (пролювиальных) при повышенном влиянии вулканогенного источника в поставках терригенного материала. Здесь мы видим определенное сходство кластолитов новокриворожской свиты по составу и способу отложения с указанными подгруппами скелеватской свиты, хотя первые характеризуются в целом ещё более незрелым составом и подавляющим влиянием вулканогенного источника. Учитывая это сходство, а также очень незначительные мощности и тонкослоистые текстуры прослоев метакластолитов новокриворожской свиты, можно предполагать мелководно-бассейновый характер седиментации большей части метапесчаников. Вероятно, некоторая часть вулканотерригенных сланцев и метапесчаников накапливалась также в континентальных условиях (тонкозернистый пролювий).

Как уже отмечалось, *отдельные наиболее зрелые пробы метапесчаников новокриворожской свиты соответствуют олигомиктовым составам*, что приближает их к платформенным образованиям. Само наличие таких проб, обладающих степенью зрелости, сопоставимой (но все же меньшей) с кластолитами скелеватской свиты, говорит о том, что в период их накопления вызревание терригенного материала могло осуществляться до

достаточно высокой степени (умеренно-гумидный литогенез), однако вследствие подавляющего влияния вулканических процессов общий фон терригенных осадков – незрелый, соответствующий уровню граувакк.

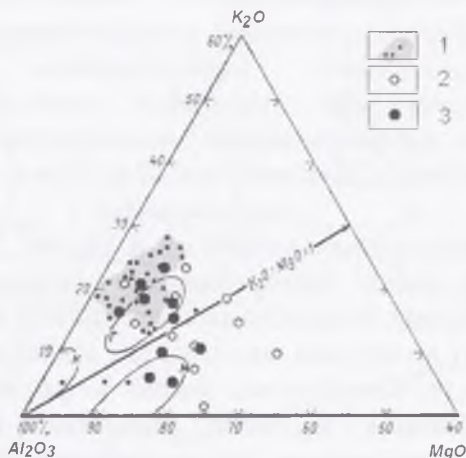


Рис. 2.3.6. Расположение точек составов кластолитов на диаграмме В.К. Головенки (1977) по разделению основных минеральных типов глин в координатах Al₂O₃-K₂O-MgO (AKM).

Поля основных минеральных типов глин: К – каолиновых, Г – гидрослюдистых, М – монтмориллонитовых.

1 – поле преобладающих составов метаалевропелитов скелеватской свиты; 2 – сланцы псаммоалевропелитовые новокриворожской свиты; 3 – мелко-тонкозернистые слюдястые метапесчаники новокриворожской свиты.

На диаграмме В.К. Головенки (1977) по разделению основных минеральных типов глин (рис 2.3.6.) составы терригенных сланцев новокриворожской свиты ложатся широким полем, покрывая как область гидрослюдистых глин, так и монтмориллонитовых глин, располагаясь примерно симметрично относительно линии раздела (K₂O:MgO = 1) между ними, с небольшим перевесом в магниевом секторе. То, что часть проб располагается в области гидрослюд, а две из них даже в низкомагниевом (наиболее зрелой) части вместе с алевропелитами скелеватской свиты, подтверждает ранее сделанный вывод, что вызревание терригенного

материала могло осуществляться до достаточно высокой степени; следовательно, климат был близок к гумидному.

По данным Е.П. Акульшиной (1983), интенсивность химического выветривания на палеоводосборах может быть оценена по соотношению алюминия и натрия в тонкой фракции глинистых пород. На наш взгляд, этот показатель можно использовать и для песчаных пород наряду с пелитами, по крайней мере качественно, поскольку состав тонкообломочной алюмосиликокластики, как правило, находится в химическом соответствии с более грубообломочными компонентами пород. Первое, что следует отметить на основании значений алюмо-кремниевого модуля (рис. 2.3.7.) – преобладающее число проб кластолитов имеют параметры Al_2O_3/Na_2O до 30 ед., что соответствует незрелым образованиям (по Е.П. Акульшиной – для пелитовых пород). Второй момент – более грубообломочные разности кластолитов (в нашем случае это мелко-тонкозернистые метапесчаники) характеризуются меньшими величинами Al_2O_3/Na_2O , чем связанные с ними сланцы, что объясняется присутствием в составе первых значительных количеств обломочного плагиоклаза.

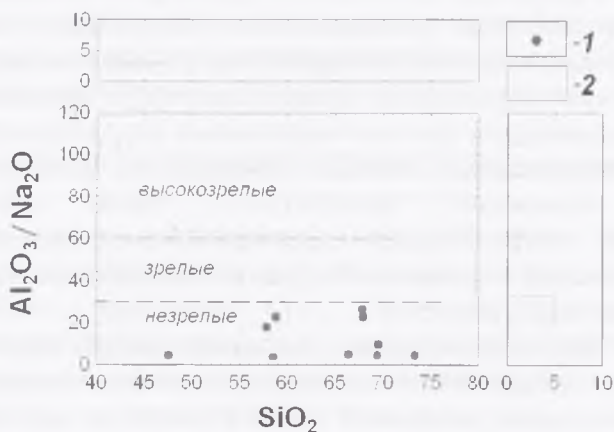


Рис. 2.3.7. Расположение точек составов метакластолитов новокриворожской свиты в координатах алюмо-натровый модуль – кремнезем.

1 – мелко-тонкозернистые слюдястые метапесчаники; 2 – сланцы шаммоалепелитовые.

Само наличие обломочных плагиоклазов в составе метапесчаников свидетельствует об интенсивном влиянии вулканогенного литогенеза на осадочные процессы – перемыву подвергались близлежащие вулканиты, их рыхлые туфогенные продукты.

Таким образом, можно сделать следующие *выводы о составе и условиях накопления осадочных пород на этапе новокриворожской свиты*:

1. Доминирующий вулканогенный литогенез полностью определял тип связанных с ним осадочных терригенных пород, которые характеризовались незрелым, преимущественно граувакковым тонкозернистым составом.

2. Орогидродинамическая обстановка характеризовалась, вероятно, спокойными континентальными вулканическими ландшафтами и мультисекторными небольшими мелководными бассейнами в зонах вулканических грабен-прогибов. Основной снос терригенного материала осуществлялся вследствие разрушения близлежащих вулканических построек. Материал от разрушения гранитоидного фундамента практически не поступал из-за его удаленности, перекрытости чехлом вулканитов и выровненного рельефа. Бортовые зоны вулканических палеограбен также были перекрыты вулканическими покровами так, что область представляла собой обширную территорию, сплошь покрытую вулканогенными породами. Маломощные прослои терригенных пород накапливались в небольших мелководных озерных водоемах и континентальных депрессиях вследствие плоскостного смыва близлежащей вулканической суши. Породы характеризовались тонкозернистым составом и плохой сортировкой. Для метапесчаников характерны тонкослоистые текстуры.

Несмотря на тектонически активный рифтогенный режим формирования вулканогенного комплекса новокриворожской свиты, условия седиментации осадочных пород в целом на всем временном интервале оставались мелководно-бассейновыми и частично континентальными. Возможно некоторое заглупление бассейнов седиментации в периоды активизации рифтогенеза (растяжений) и накопления толеитовой и коматиит-толеитовой формаций.

3. Климатические факторы в целом благоприятствовали химическому выветриванию территории (умеренно-гумидный литогенез). Однако активный вулканизм и тектонический режим по типу активной платформы (континентальный рифтогенез) препятствовали глубокому вызреванию и дифференциации терригенного материала. Наиболее зрелые кластолиты соответствовали олигомиктовым псаммитолитам на существенно гидрослюдистом с примесью хлорита цемента. Основная же масса терригенных пород соответствовала граувакковым и полимиктовым составам, нередко карбонатистым и железистым.

4. Помимо терригенных осадков, на новокриворожском этапе локально фиксируются отдельные маломощные уровни хемогенного осадконакопления в виде прослоев карбонатных пород и железистых кварцитов, подобно тому, как это более широко отмечается в других зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья в породах конкской свиты (серии), однако доля их по отношению к терригенным осадкам крайне незначительна.

5. Мелководно-бассейновый и, возможно, частично континентальный характер кластолитов предполагает критическое отношение к широко распространенному мнению о мелководном способе накопления вулканитов и связанных с ними осадочных пород в зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья.

2.4. Геохимические особенности метавулканитов

Геохимические особенности метавулканитов изучались по результатам полуколичественного спектрального анализа на ограниченном материале по Северной части Кривбасса. Сопоставление производилось по четырем петрохимическим типам пород, выделенным на основе факторного анализа: 1 – коматиитовым базальтам; 2 – толеитовым базальтам; 3 – субщелочным андезибазальтам; 4 – сланцам неясного генезиса, метасоматически измененным, возможно, вулcano-терригенной природы (табл. 2.4.1., рис. 2.4.1.)

Геохимические различия по содержанию малых элементов между доминирующими толеитами и субщелочными андезибазальтами в

Таблица 2.4.1.

Средние содержания малых элементов в метавулканогенных породах новокриворожской свиты.

Петро тип	Кол проб	Результаты полуколичественного спектрального анализа									
		B	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Mn	Ti	V	Cr
1	2		0,002					0,3000	0,6000	0,0075	0,0505
2	16	0,0010	0,0013	0,0005	0,0001	0,0099	0,0098	0,1800	0,3063	0,0158	0,0144
3	16	0,0009	0,0010	0,0010	0,0001	0,0060	0,0201	0,1200	0,2340	0,0142	0,0172
4	13	0,0007	0,0012	0,0013	0,0001	0,0026	0,0164	0,1412	0,2792	0,0637	0,0060
Продолжение											
		Co	Ni	Ga	Ge	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Mo
1	2	0,0080	0,0210	0,0010	0,0001		0,0002	0,0275	0,0250	0,0004	0,0001
2	16	0,0039	0,0099	0,0010	0,0005	0,003	0,0001	0,0253	0,0191	0,0009	0,0004
3	16	0,0028	0,0076	0,0017	0,0001	0,0048	0,0001	0,0049	0,0081	0,0006	0,0001
4	13	0,0535	0,0197	0,0011	0,0006	0,0030	0,0001	0,0089	0,0388	0,0009	0,0001
Продолжение											
		Sn	Be	Nb	Zr	Sc	Y	Yb	La	Ce	P
1	2	0,0002				0,0007					0,2000
2	16	0,0001	0,0001	0,0002	0,0076	0,0027	0,0027	0,0007	0,0030	0,0140	0,1169
3	16	0,0003	0,0001	0,0003	0,0075	0,0026	0,0028	0,0003	0,0070	0,0167	0,0892
4	13	0,0001	0,0001	0,0002	0,0094	0,0021	0,0036	0,0004	0,0035	0,0100	0,0689

Примечание.

Петротипы: 1 – коматитовые базальты; 2 – толеитовые базальты; 3 – субщелочные андезитобазальты; 4 – сланцы неясного генезиса, метасоматически измененные, возможно вулcano-терригенные.

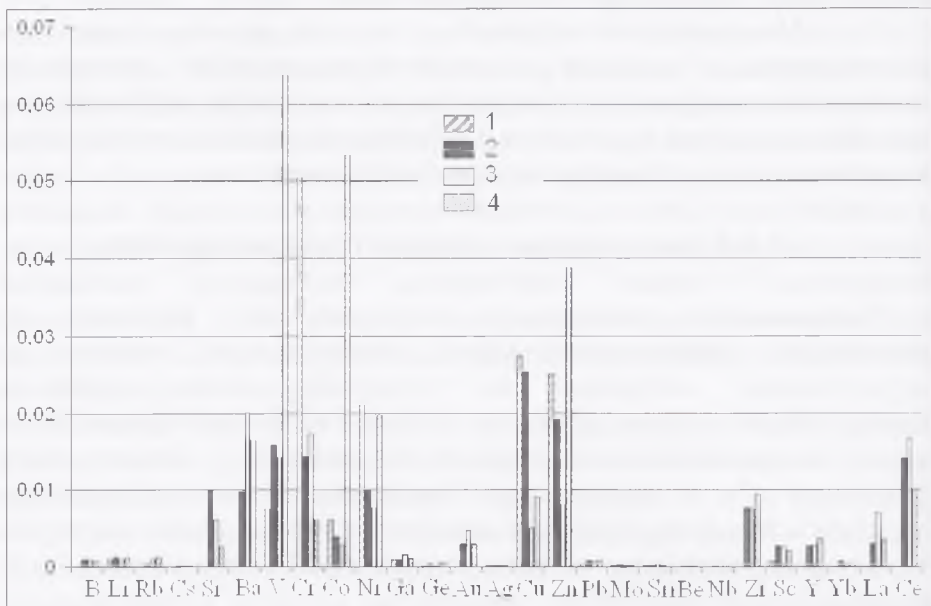


Рис. 2.4.1. Содержания малых элементов в метавулканитах.

Обозначения те же, что в таблице 2.4.1.

целом незначительны. Толеиты отличаются от субщелочных андезибазальтов, прежде всего, повышенными значениями **Cu** (~ в 4 раза), в меньшей мере **Zn** (~ в 2 раза). Величины **Ni**, **Co**, **Cr** в толеитах также несколько повышены, однако в незначительной степени. Лишь в коматиитовых базальтах величины **Cr** существенно выше (более чем в 2 раза), чем в андезибазальтах. Группа 4 (сланцы неясного генезиса, метасоматически измененные, возможно, вулканотерригенные) несет сходные черты с вышеотмеченными петротипами, однако отличается, прежде всего, резко повышенными содержаниями **Co** (~ в 15 раз), **V** (~ в 4,5 раза), **Zn** (~ в 2-3 раза).

ГЛАВА 3. ОБЩИЕ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ, ФОРМАЦИОННЫЕ, СТРУКТУРНЫЕ, ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ.

3.1. Латеральные вариации вулканитов

Среди общего количества известных нам локальных разрезов новокриворожской свиты есть два, которые по своему строению и мощностям прекрасно коррелируются между собой, при этом отстоят друг от друга примерно на 25 км, – это Рахмановский и Центрально-Саксаганский. Структурно они располагаются в противоположных бортовых зонах палеограбена участка замыкания Основной синклинали. Сходство их стратиграфического строения вплоть до литопачек, сопоставимость мощностей говорят о единстве вулканогенных процессов и тектонического развития этих участков. Это дает возможность произвести сопоставление пространственного распределения петрохимических литотипов вулканитов, вариаций их состава по латерали. На рис. 3.1.1. представлена схема корреляции этих разрезов. При общей сопоставимости мощностей и внутреннего строения (смена снизу вверх базитового вулканизма андезибазитовым и андезитовым) наблюдается отчетливая петрохимическая специфика этих разрезов, выраженная для Рахмановского разреза существенно толеитовым трендом, для Центрально-Саксаганского –

преобладающим субщелочным трендом дифференциации (рис. 3.1.2.). Из этих особенностей вытекает очень важный петрогенетический вывод о генетическом родстве толеитового и субщелочного вулканизма и существовании между ними фациальных (латеральных) взаимосвязей на уровне пространственно разделенных синхронных магматических очагов, обладающих единством происхождения, но несколько различных по уровню щелочности.



Рис. 3.1.1. Схема корреляции Рахмановского и Центрально-Саксаганского разрезов новокриворожской свиты. Рахмановский разрез сводный по скв. 20630 и 20631, Центрально-Саксаганский – сводный по скв. 18453 и 18454.

1 – саксаганские плагитограниты фундамента; 2 – горизонт белых кварцито-песчаников (латовских); 3 – метapесчаники и метapравелиты скелеватской свиты; 4 – стратиграфические несогласия; 5 – точки отбора проб на химический анализ.

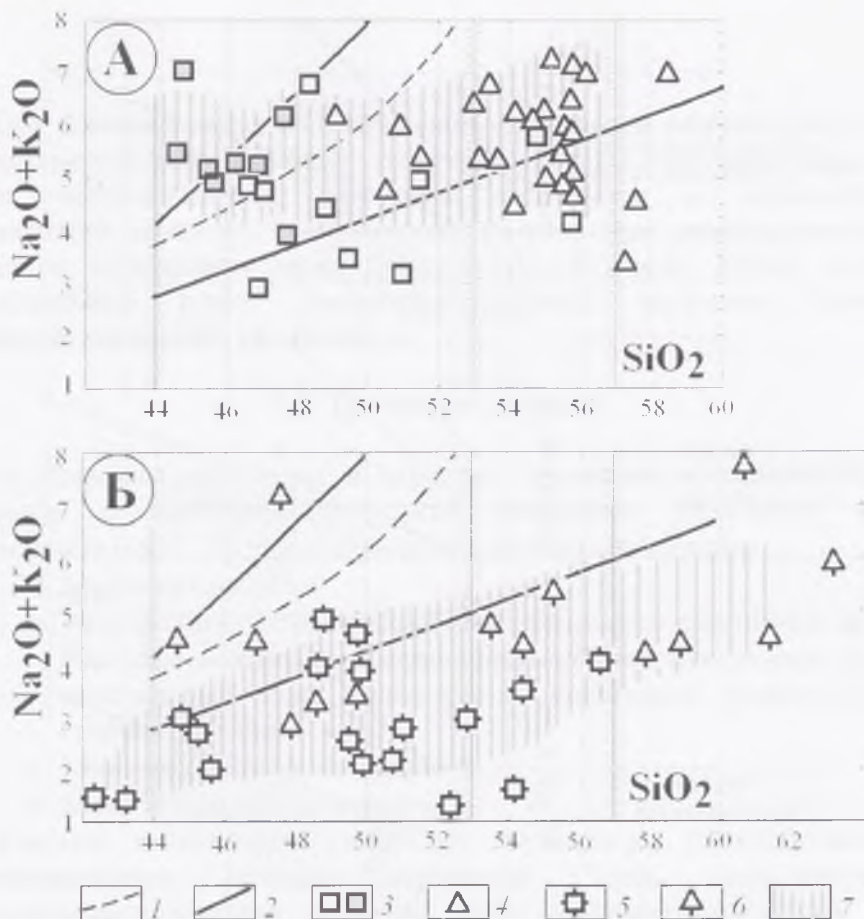
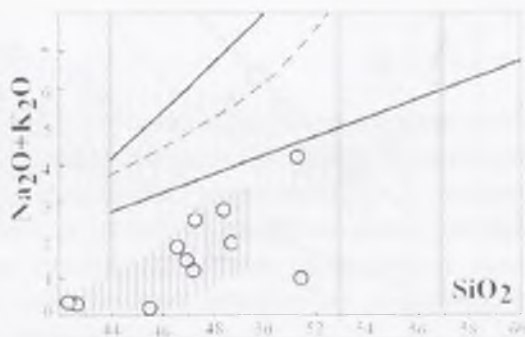


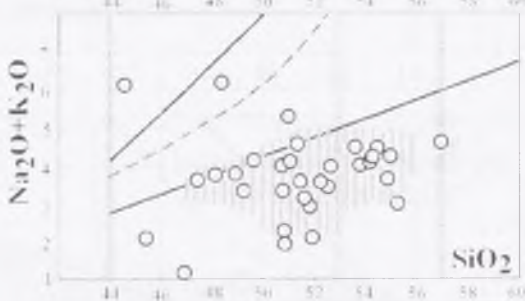
Рис. 3.1.2. Составы вулканитов Центрально-Саксаганского (А) и Рахмановского (Б) разрезов на классификационной диаграмме SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Классификация..., 1981). Выборки составлены без измененных кластеров.

1 – нижняя граница распространения щелочных пород; 2 – область распространения субщелочных пород; 3 – фигуративные точки составов нижней (базальтовой) толщи Центрально-Саксаганского разреза, темные значки – кластер 10 (калиевые титан-ферробазальты; 4 – вулканиты верхней (андезитобазальтовой) толщи Центрально-Саксаганского разреза; 5 – вулканиты нижней толеит-базальтовой толщи Рахмановского разреза; 6 – вулканиты верхней андезит-андезитобазальтовой толщи Рахмановского разреза; 7 – шлейфы дифференциации преобладающих составов.

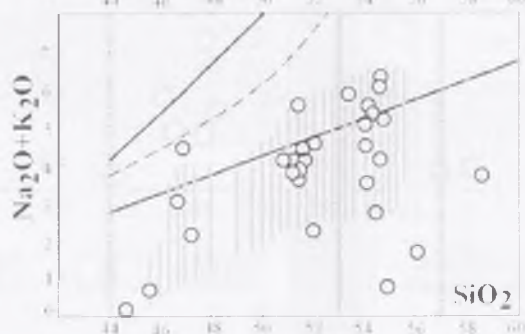
Участок замыкания
Пингulenкой синклинали



Участок
Основной синклинали
(ЮГОК)



Участок
Первомайский



Участок Аниновский

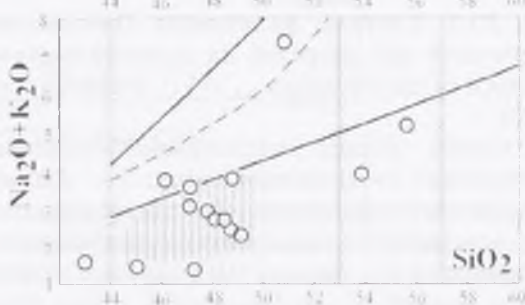


Рис. 3.1.3. Составы вулканитов локальных разрезов новокриворожской свиты на классификационной диаграмме SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Классификация..., 1981). Выборки составлены без измененных кластеров. Обозначения на рис. 3.1.2.

При доминировании в Центральном-Саксаганском разрезе тренда – щелочные-субщелочные базальты → субщелочные андезибазальты, – здесь незначительным развитием пользуются и вулканы толеитового ряда. В Рахмановском разрезе при доминировании толеитов встречаются также субщелочные базальты. Кроме того, Рахмановский разрез (толеитовый тренд) несколько более дифференцирован по кремнезему.

3.2. Типизация разрезов

Особенности структуры и строения локальных вулканогенных разрезов новокриворожской свиты позволяют произвести их **типизацию** (табл. 3.2.) по следующим основным признакам:

- Мощность разрезов.
- Расположение относительно зон наивысшего прогибания (**а** – бортовые межтроговые приподнятые блоки фундамента; **б** – центральные зоны палео-трогов, собственно рифты или грабен-прогибы).
- Моно или полиформационность.
- Моно или полицикличность.

Участки сокращенной мощности вулканитов (межтроговые) характеризуются простым строением. Здесь присутствует маломощная толеитовая формация, либо сочетание толеитовой и субщелочной андезибазальтовой (один цикл). Более мощные разрезы отличаются и более полным набором формаций (коматиитовая, толеитовая, субщелочная андезибазальтовая), полициклическостью внутреннего строения и усложненной тектоникой. Здесь устанавливаются фрагменты грабен-синклиналичного строения. Вероятно, в качестве определенного критерия троговых (грабеновых) зон может выступать коматиитовая формация, развитая почти исключительно в их пределах. К троговым участкам приурочены и центры (зоны) наивысшей активности вулканических процессов, следовательно, для них можно предполагать разобщенные в пространстве относительно самостоятельные магматические очаги. Таких зон в Кривбассе три: район Ингулецкого замыкания, переходящий в Высокопольевскую структуру, участок замка

Таблица 3.2.

Геолого-структурная типизация вулканогенных разрезов новокриворожской свиты.

	Троговые участки (собственно рифты или грабен-прогибы)		Межтроговые (бортовые) приподнятые блоки фундамента	
Мощность	1000 – 1500 м		до 500 м	
Типы разрезов	1	2	3	4
Наименования разрезов	Ингулецкий	Первомайский (Северо- Саксаганский), Основной синклинали (ЮГОК), Западно- Девладовский.	Восточно-Анновский	Рахмановский, Либкнехта (Центрально- Саксаганский)
Вулканогенные формации	Коматиитовая, толеитовая	Коматиитовая, толеитовая, субщелочная андезибазальтовая	Толеитовая	Толеитовая, субщелочная андезибазальтовая
Количество вулканогенных формаций	2	3	1	2
Моно- полицикличность	Полицикличность	Полицикличность	Моноцикличность	Моноцикличность

Основной синклинали (ЮГОК) и участок Первомайского флексурного изгиба, переходящий в Западно-Девладовскую синклинали.

3.3. Литолого-стратиграфические и петрохимические сопоставления осадочно-вулканогенных образований новокриворожской свиты Кривбасса и метавулканогенных раннедокембрийских разрезов соседних зеленокаменных структур Среднего Приднепровья и других регионов.

В Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области вулканогенные разрезы зеленокаменных структур к востоку от Кривбасса отвечают объему конкской свиты (серии) архея. В настоящее время конкская свита переведена в ранг одноименной серии, включающей свиты, снизу вверх: сурскую, чертомлыкскую, алферовскую, соленовскую (Бобров, 1994; Есипчук и др., 1999). Сводные генерализованные разрезы этих зеленокаменных структур приведены в работах А.А. Сиворонова с соавт. (1981, 1984, 1990), А.Б. Боброва с соавт. (1989, 1992, 1993).

Новокриворожскую свиту Кривбасса по вещественным критериям (литолого-формационным, петрохимическим) можно наиболее обоснованно сопоставить в её основных разрезах и участках распространения со средней частью разреза конкской свиты (серии) Среднеприднепровской зеленокаменной области. А именно, с парагенерациями КТ-2 и КТ-3 (Бобров, 2000) метакоматиит-толеитовой формации (соответственно средняя и верхняя подсвиты сурской свиты). Речь идет о сходстве парагенезов, количественных соотношений литотипов. Возрастные соотношения мы в данном случае сознательно опускаем, поскольку этот вопрос в настоящее время остается остро дискуссионным и требует дополнительных геохронологических исследований и работ по картированию участков сочленения Криворожской структуры с соседними зеленокаменными структурами.

Парагенерация КТ-2 соответствует нижнему уровню максимальной концентрации ультрамафитовых вулканитов в разрезах ЗССП. Возможный коррелятивный аналог этой парагенерации в

Кривбассе – разрез новокриворожской свиты на участке замыкания Ингулецкой структуры, который характеризуется широким развитием перидотитовых коматиитов совместно с коматиитовыми базальтами и Mg-толеит-базальтами.

Андезит-базальтовая туфолавовая парагенерация (КТ-3) в составе метакоматиит-толеитовой формации конкской свиты (серии) впервые выделена А.Б. Бобровым в 1985 г в пределах Сурской структуры, а затем описана в пределах практически всех известных ЗС Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области: Сурской, Верховцевской, Чертомлыкской, Софиевской, Криничеватской, Конкской и Белозерской (Бобров, 2000).

Наиболее детально рассматриваемая парагенерация изучена в пределах Сурской ЗС, где она составляет третью подсвиту сурской свиты. Главная роль в разрезе парагенерации принадлежит метавулканитам основного (до 80 %), среднего и средне-основного (до 20 % объема) состава; в подчиненном положении находятся кислые и ультраосновные (до 1-3 %) метавулканиты. Характерная и отличительная её особенность – широкое развитие лавово-пирокластических фаций вулканитов. Кроме того, в составе парагенерации повышена роль первично осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Она также отличается наличием фациально связанных с вулканитами метаосадочных и хемогенно-осадочных пород формаций джеспилит-толеитового типа, с которыми образует тесные литофациальные замещения. Следует заметить, что данная парагенерация не рассматривается в виде самостоятельной формации, а выделяется в качестве составного члена (субформации) в составе коматиит-толеитовой формации.

Субщелочная андезибазальтовая ассоциация новокриворожской свиты была впервые выделена В.В. Покалюком в 1989 году. Описаны состав, петрографические особенности, петрохимия пород и закономерности пространственного размещения, взаимосвязи с метатолеитами и породами осадочного генезиса. Она во многом сходна с андезит-базальтовой туфолавовой парагенерацией КТ-3 и может быть сопоставлена с ней как возможный вещественный аналог для Кривбасса. Вместе с тем, наряду с чертами сходства она обладает своей собственной спецификой.

Черты сходства.

1. Широкое развитие пирокластических фаций метавулканитов (лаппилиевидных, туфопсаммовидных), а также разного рода лавобрекчий. Обилие миндалекаменных разностей лав.

2. Повышенная роль метаосадочных пород (кварцито-сланцев, метапесчаников и пр.) по сравнению с метатолеитовой ассоциацией.

3. Сходный состав парагенезов и соотношений основных типов вулканитов по основности: в обоих случаях около 80 % составляют базитовые и андезибазитовые составы; ультрабазиты – порядка 1 %. Кислых вулканитов в КТ-3 – 1 %, в новокриворожской свите их вообще не отмечено, хотя ряд проб имеет сходный состав (возможно граувакки).

Черты отличия. В парагенерации КТ-3 в ассоциации с осадочными метатерригенными породами широко представлены хемогенно-осадочные железистые кварциты, которых в новокриворожской свите практически нет, за исключением единичных прослоев, связанных с коматиит-толеитами.

Специфика. Субщелочной калиевый и Fe-Ti уклон вулканитов андезибазальтовой ассоциации новокриворожской свиты, в то время как для КТ-3 такая специфика не отмечена.

Поиск родственных образований среди других докембрийских и фанерозойских структур, как нам представляется, следует вести, исходя из условий рифтогенеза (океанического и континентального), существенно вулканогенного состава толщ при соответствующих тенденциях в петрохимии вулканитов.

Из докембрийских разрезов похожие ассоциации описаны в составе Казахстанского раннепротерозойского зеленокаменного суперпояса (Филатова, Розанов, 1994-95), в котором *тесно сочетаются толеитовые и субщелочные метавулканиты*. Наряду с толеитами здесь описаны ограниченно проявленные повышенно щелочные высокожелезистые высокотитанистые метабазальты, а также широко развитые субщелочные андезибазальты с калиевым и титан-железистым уклоном.

Субщелочные метабазалыты и метаандезибазалыты, тесно ассоциирующие между собой и схожие по химизму с породами новокриворожской свиты, описаны также в составе умбинской вулканогенной толщи варзугской серии раннего протерозоя на Кольском полуострове (Федотов, 1985) ("...преобладающие в имандра-варзугском комплексе вулканыты основного состава относятся к трем самостоятельным петрохимическим сериям: коматиитовой, толеитовой и *субщелочной*...", стр. 59). Для субщелочных метабазалытов и метаандезибазалытов характерны повышенные содержания таких некогерентных элементов, как титан и фосфор. Среди метабазалытов присутствуют высокожелезистые (FeO общ. = 18-20 %), высокотитанистые ($\text{TiO}_2 > 3$ %) разновидности. Всё это удивительным образом напоминает нам Центрально-Саксаганский разрез новокриворожской свиты Кривбасса и ещё раз подтверждает правомочность выделения в её составе субщелочного ряда вулканытов.

С.А. Светов (2001) описывает андезибазалытовые ассоциации сумия (2300-2400 млрд лет) на Карельском щите, похожие на новокриворожскую свиту по структурно-стратиграфической позиции (залегают на плагиогранитах, перекрываются конгломератами и песчаниками) и фациальному набору (много пирокластов, повышена роль осадочных пород внутри вулканытов). Однако в отличие от новокриворожской свиты они характеризуются нормальной щелочностью с преобладанием натрия.

Согласно (Дмитриев, 1998; Дмитриев и др., 1990, 1994), в Атлантическом и в Тихом океанах среди толеитовых базальтов ТОР (толеиты океанических рифтов) широко распространены сильно дифференцированные, резко обогащенные железом и титаном базальты (ТОР-Fe и ТОР-FeTi), а также небольшая группа субщелочных базальтов ВТП (Восточно-Тихоокеанского поднятия), сильно обогащенных калием.

В пределах океанической рифтовой зоны САХ (Срединно-Атлантического хребта) выявлены расплавы щелочного типа, которые сопровождали излияния магм толеитового состава с ранних стадий рифтообразования в приэкваториальном сегменте Атлантики (Сушевская и др., 1995).

Проведенные систематики океанических базальтов методом кластер-анализа (Ряховский, 1984; Голубева, 1990; Говоров, Голубева, 1996) показывают широкое развитие наряду с нормальными толеит-базальтами натриевой серии также субщелочных базальтов калий-натриевой серии. Выделяется особая группа базальтов KLAEP, обогащенных калием, крупноионными микроэлементами (lithophile accessory elements), фосфором. Типоморфизм базальтов KLAEP заключается в тесном переплетении толеитовых и субщелочных разновидностей, характеризующихся магниезально-железистым, до железистого составом, обогащенных калием (до 2 % в толеитовых и 4 % в субщелочных разновидностях), фосфором (до 1,5 %) при умеренно повышенных содержаниях титана, циркона, ниобия.

3.4. Геодинамический режим формирования новокриворожской свиты.

Криворожско-Кременчугская структурно-фациальная зона на этапе формирования новокриворожской свиты на полном основании может относиться к разряду зеленокаменных структур (поясов) докембрия, со всеми характеристичными для них признаками – типом вулканизма, осадочного литогенеза, тектонической структуры и пр. Анализ всего разнообразия представлений о генезисе зеленокаменных структур докембрия сделан в работах К. Конди (1983), А.К. Соколовского (2003) и др. К настоящему времени большинство исследователей принимает концепцию рифтогенеза в её разнообразных вариантах при существовании до начала развития зеленокаменных поясов континентальной земной коры разной степени зрелости. Характеристике этих структур в качестве рифтогенных эпиконтинентальных посвящена обширная литература 80-90-х годов. Наиболее четко рифтогенез, как основная модель развития зеленокаменных поясов, обоснован А.Ф. Грачевым и В.С. Федоровским (1980, 1985). Геотектоническая природа и структурная типизация зеленокаменных структур Украинского щита с позиций рифтогенеза рассмотрена в работе О.Б. Боброва (2002). Б.И. Малюк (1991) разработал общую модель магмогенеза зеленокаменных поясов, как континентальных рифтогенов.

В нашем случае устойчиво эпиконтинентальный режим формирования новокриворожской свиты однозначно доказывается геологическими данными – расположением её в общем разрезе между толщами высоkozрелых терригенных пород – кварцевых метапесчаников и высокоглиноземистых сланцев латовской свиты (внизу) и скелеватской свиты (вверху), – образованных при размыве высоkozрелых кор химического выветривания (континентальный литогенез). Почти повсеместно на всем простирании Криворожской структуры на гранитоидах фундамента и на метавулканитах новокриворожской свиты установлены продукты древних метаморфизованных кор выветривания.

Рифтогенный тип тектонических движений на этапе новокриворожской свиты доказывается идентификацией древнего палео-грабена (в новокриворожский и скелеватский периоды) на участке замыкания Основной синклинали, ступенчатым характером изменения мощностей вулканитов в зонах краевых разломов. Согласование изменения мощностей осадочных и вулканогенных пород в зоне палео-грабена и его бортовых частей свидетельствует о ступенчатом конседиментационном прогибании разной интенсивности для различных участков.

Ранее, на примере Южного Кривбасса, нами уже отмечались некоторые структурные признаки, указывающие на цикличность и периодизацию рифтогенеза (Покалюк, Кулиш, 2004). Были выделены предрифтогенный период, затем собственно рифтогенный (активного растяжения и прогибания) и период стабилизации рифтогенеза, связанные с накоплением вулканогенных и осадочных формаций различного состава. Основным критерием периодического ослабления и активизации рифтогенеза выступает градиент мощности формаций относительно бортовых и центральных зон палео-прогибов на различных стадиях их развития. Отмечено, что уровень накопления коматиитовой и толеитовой формаций характеризуется наивысшими значениями градиента мощностей, тогда как уровень накопления субщелочной андезибазальтовой формации отличается гораздо меньшими величинами этого градиента, что свидетельствует и о более стабильных условиях формирования. Кроме этого признака, для уровня субщелочной андезибазальтовой

формации характерна повышенная роль метапесчаников и алевросланцев, осаждавшихся в мелководно-бассейновых условиях, что также свидетельствует о некоторой стабилизации тектонического режима в этот период. Таким образом, *чередование в разрезе уровней коматиитового+толеитового вулканизма и субщелочного андезибазальтового отражает периодическую активизацию и ослабление процессов рифтогенеза (растяжения)*, что, в свою очередь, определяло различные параметры давлений и влияния летучих компонентов при формировании исходных магм.

Кроме того, что эпиконтинентальный рифтогенный режим формирования новокриворожской свиты подтверждается чисто геологическими данными, об этом также свидетельствуют и петрохимические особенности вулканитов.

При исследовании зеленокаменных толщ докембрия большое развитие получило использование петрогеохимических характеристик метавулканитов для реконструкции геодинамических обстановок их формирования. Возможность такого анализа исходит из допущения о принципиальном сходстве основных геологических процессов в докембрии и фанерозое, а также из установленных различий в химическом и редкоэлементном составе молодых вулканитов высокоподвижных и стабилизированных областей (Кутолин, 1969, 1972; Лутц, 1980; Добрецов, 1975, 1981; Кузьмин, 1981). В настоящее время среди базальтовых и андезит-базальтовых ассоциаций выделяются пять основных типов, формирование которых определяется различными геодинамическими обстановками. Наибольшим распространением пользуются толеитовые базальты спрединговых зон океанов, которые характеризуются достаточно монотонным составом и не выходят за рамки низкокалиевых «примитивных» толеитов. Второму по распространенности типу отвечают толеитовые и субщелочные базальты древних и молодых платформ (платобазальты), для которых была давно подмечена их повышенная калиевость. Менее распространены базальты океанических островов, андезит-базальтовые ассоциации островных дуг и эффузивные серии континентальных рифтов. Океанические толеиты в целом отличаются от континентальных повышенными содержаниями титана и магния при более низкой железистости и

резко пониженных содержаниях калия (Кутолин, 1972). Базальты андезитовых серий характеризуются высоким содержанием глинозема и низким содержанием титана и железа. Особый тип представляют собой базальты континентальных рифтов, которые характеризуются широкими вариациями химического состава. В большинстве своем они относятся к щелочным и толеитовым базальтам промежуточного типа, приближаясь по составу как к океаническим, так и к континентальным аналогам. Многие авторы полагают, что колебания состава базальтов в континентальных рифтовых зонах соответствуют разным стадиям открытия и раздвижения рифта (Добрецов, 1981 и др.).

И.Б. Малюком (1991, 1992) было показано сходство по петрохимическим параметрам метавулканитов ЗССП (в том числе и новокриворожской свиты) с вулканитами океанических и континентальных рифтогенных структур фанерозоя (за исключением щелочных разновидностей) и отличие их от островодужных ассоциаций.

Мы можем дополнить признаки рифтогенности и эпиконтинентальности вулканитов новокриворожской свиты. Так, выявленная нами субщелочная ассоциация вулканитов, включающая щелочные-субщелочные калиевые титан-ферробазальты, а также субщелочные андезибазальты с K-Ti-Fe уклоном, усиливает признаки "континентальности" вулканитов новокриворожской свиты.

Показательно, что на диаграмме Н.Л. Добрецова (рис. 3.4.1.) по разделению океанических и континентальных базальтов все кластеры за исключением коматиитов (кл. 1 и 4) попадают в континентальную область. По коэффициенту щелочности (КЩ) большая их часть находится в поле континентальных траппов (IIБ) и, частично, в поле щелочных базальтов континентов (IIIБ). По коэффициенту глиноземистости (КА) меньшая часть составов (наиболее глиноземистых) располагается в поле островных дуг (IБ), другая (большая часть) соответствует траппам и щелочным базальтам континентов.

На вариационной диаграмме В.А. Кутолина (1972) по разделению континентальных траппов и океанических толеитов в координатах $MgO-TiO_2$ (рис. 3.4.2.) практически все кластеры вулканитов

новокриворожской свиты (за исключением коматиитов и повышенномагнезиальных толеитов) располагаются совместно с



Рис. 3.4.1. Расположение средних составов кластеров вулканитов новокриворожской свиты на диаграмме Н.Л. Добрецова (1981)

Поля распространения: IA – базальтов срединно-океанических хребтов, IB – базальтов островных дуг, IIА – толеитов океанических островов (горячих точек), IIБ – толеитов континентальных траппов, IIIА – щелочных оливиновых базальтов океанических островов, IIIБ – щелочных базальтов континентов.

$K1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$; $KA = Al_2O_3 - 0,5\Sigma FeO - 2TiO_2$; $KЩ = Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O)$

траппами древних платформ. Наиболее высокотитанистый кластер 10 тяготеет к линии раздела между траппами и океаническими толеитами. По распределению $K_2O - TiO_2$ также большинство кластеров располагаются в поле траппов; к океаническим толеитам тяготеет единственный кластер 1 (перидотитовые коматииты); высококалиевые кластера ($K_2O > 1,6\%$) выходят за пределы уровня калиевости для траппов и соответствуют более щелочным континентальным вулканитам.

Таким образом, использование диаграмм Н.Л. Добрецова и В.А. Кутолина дает близкие результаты и свидетельствует о наибольшем сходстве вулканитов новокриворожской свиты с вулканическими континентальными ассоциациями рифтов и траппов. Признаки "океаничности" несут наиболее магнезиальные и наименее щелочные разновидности пород – перидотитовые коматииты, коматиитовые базальты и наиболее магнезиальные толеиты, что вполне понятно в

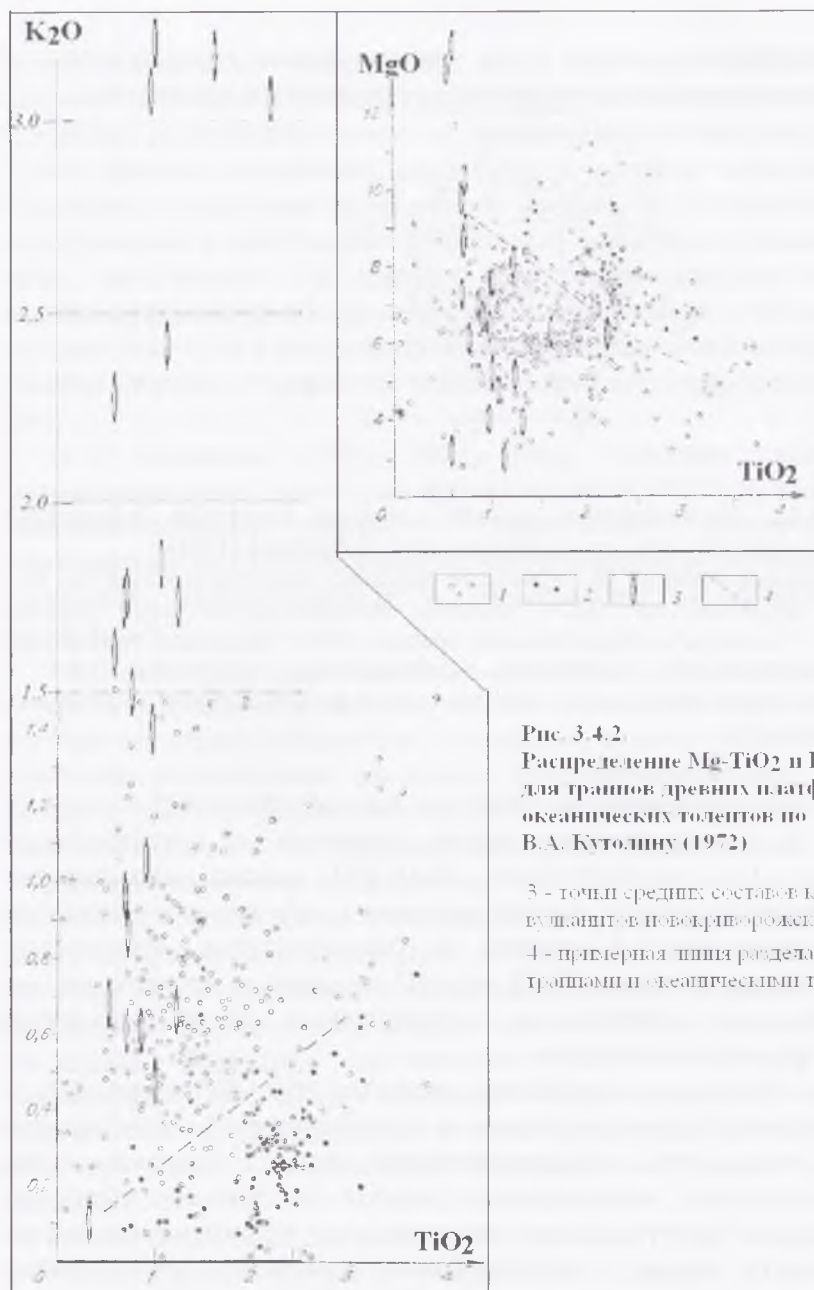


Рис. 3.4.2.
 Распределение $Mg-TiO_2$ и K_2O-TiO_2
 для гранитов древних платформ и
 океанических толщ по
 В.А. Кутолшну (1972)

3 - точки средних составов кластеров
 бушанитов в палеоарктической свите,
 4 - примерная линия раздела между
 гранитами и океаническими толщами.

связи с их генерацией непосредственно из мантийного источника. Умеренномагнезиальные толеиты и субщелочные базальты-андезибазальты характеризуются наибольшей "мерой континентальности".

3.5. Сериальная принадлежность и петрогенезис метавулканитов новокриворожской свиты.

Вопрос петрогенезиса исходных для зеленокаменных структур родоначальных магм, их эволюции весьма сложен и выходит за рамки настоящей работы, однако некоторые предварительные определения по сериальной принадлежности вулканитов можно сделать, исходя из анализа литературы и полученных данных по химическому составу магматических дериватов, определенных кластер-анализом.

Магматические серии представляют собой петрогенетические сообщества пород, связанных общностью состава, происхождения и сформированных в результате эволюции единой родоначальной магмы (Фролова, Бурикова, 1997). Количество магматических серий и ассоциаций (соответственно возможных родоначальных магм), изученных петрологами к настоящему времени возросло на столько, что потребовалось вводить специальные схемы классификации, основанные на разнообразных сочетаниях петрохимических, геохимических и минералогических критериев (Магматические горные породы..., 1987). Несмотря на многообразие конкретных сообществ магматических пород, число главнейших типов серий невелико. Широко известно подразделение вулканических серий по особенностям химического состава на толеитовые, известково-щелочные, субщелочные и щелочные.

Существующие системы разделения толеитовых и известково-щелочных, толеитовых и щелочно-базальтовых серий на сегодняшний день весьма несовершенны, поскольку не удовлетворяют требованиям непересекаемости и единства классификационных критериев (Белоусов, 1978). Одна вулканическая серия по одной классификации может относиться к толеитовому ряду, по другой – к известково-щелочному. Вместе с тем, данные по химизму пород и минералов показывают, что в природных объектах проявлены одновременно и

боуэновская и феннеровская тенденции: накопление SiO_2 и щелочей характерно для конечных стадий эволюции толеитовых и известково-щелочных серий, а накопление FeO - для ранних этапов кристаллизации толеитов (Арискин, Бармина, 2000).



Рис. 3.5.1. Зависимость отношения $\text{FeO}^* / \text{FeO}^* + \text{MgO}$ от кремнекислотности для пород эффузивных серий, представляющих различные геодинамические обстановки, сводка (Осборн, 1983). (Из работы Арискина и Барминой, 2000)

Пронумерованными точками показаны средние составы кластеров вулканических пород новокриворожской свиты.

$\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. G - Галапагосские о-ва, Th - влк. Тингмули (Исландия). U - о-в Умнак (Алеутские о-ва), S - влк. Санторин (о-ва Киклады, Греция), M - влк. Масю (Хоккайдо, Япония), T - п-ов Таласея (Папуа - Новая Гвинея), N - Никарагуа, F - Виту Леву (о-ва Фиджи), Fl - группа Флорес (Индонезия), A - лавы западная часть дуги Сант-Аджен, C - Каскадные горы (запад США), P - влк. Парикутин (Мексика)

Иными словами, эволюция конкретной вулканической серии часто идет на начальных этапах по толеитовой схеме, а на заключительных – по известково-щелочной (рис. 3.5.1.).

Причины показанного на рис. 3.5.1. резкого перегиба петрохимических трендов эффузивных серий и эволюции составов магм по линии накопления SiO_2 неоднократно обсуждались в литературе и определенно связаны с кристаллизацией магнетита (Осборн, 1983; Магматические горные породы..., 1987; Кадик и др., 1990).

Кристаллизация магнетита приводит к повороту феннеровского (толеитового) тренда дифференциации в сторону резкого обеднения расплава $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и обогащения SiO_2 и щелочами.

Для зеленокаменных поясов докембрия типоморфными являются три вулканические серии: коматиитовая, толеитовая и известково-щелочная (Вулканизм..., 1981; Конди, 1983; Малюк, 1991 и др.). Щелочные серии здесь в целом не характерны, что связывается с незрелым характером раннеархейской континентальной коры (Грачев, Федоровский, 1980). При этом щелочные серии в зеленокаменных поясах докембрия все же имеют распространение, хотя и очень ограниченное. Они составляют несколько процентов от общего количества вулканитов на Канадском щите. Уникальным представляется разрез в районе озера Керкленд-Лейк, пояс Абитиби, где около 13 % вулканических пород щелочные. Архейские породы щелочного состава установлены, кроме того, в группе Оксфорд-Лейк в северо-Восточной Манитобе, в формации Шонгехит, представляющей верхи разреза Свазиленд в Южной Африке, и в поясе Суомуссалми в Финляндии. В каждом из этих мест они переслаиваются с известково-щелочными вулканическими породами (Конди, 1983). Субщелочные вулканиты по сравнению со щелочными развиты в зеленокаменных поясах более широко (Филатова, Розанов, 1994-95; Федотов, 1985), хотя идентификация их представляет трудности в связи с наложенным метаморфизмом и перераспределением щелочей в исходных породах, а также тем, что граница между толеитовыми и субщелочными сериями четко не очерчена. По мнению Л.И. Филатовой субщелочность метабазитов архейских зеленокаменных поясов часто недооценивается, принимается за наложенную в связи с региональным метаморфизмом, а также метасоматозом, сопровождающим синтетектонические гранитоиды.

На сегодняшний день вулканогенные образования зеленокаменных структур Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области относятся исключительно к магматическим сериям пониженной и нормальной щелочности (коматиитовой, толеитовой, известково-щелочной) при доминировании толеитов (Малюк, 1991). Поэтому идентифицированные нами щелочные-субщелочные Ti-Fe-базальты и субщелочные андезибазальты представляют собой исключительный интерес в плане выяснения их петрогенезиса и взаимоотношений с толеитами и другими петротипами вулканитов. Как известно, щелочно-базальтовый и толеит-базальтовый вулканизм тесно сопряжены в фанерозойских вулканогенных комплексах, особенно это свойственно вулканическим сериям океанических островов, континентальных рифтов, траппов платформ. Конвергенция океанического и континентального базальтового магматизма стала очевидной в последние годы в связи с данными, указывающими, что щелочно-базальтовые океанические (островные) серии скорее представляют эпизоды океанического магматизма, толеитового в своей преобладающей части. В составе океанических серий формально может быть указан почти тот же набор пород, что и в щелочно-базальтовых и базальтоидных ассоциациях континентов. Вопрос о причинах повсеместного сонахождения толеитовых и щелочно-базальтовых серий относится к числу основных проблем общей петрологии, и большая часть исследователей склонна выделять два самостоятельных типа первичных базальтовых магм, хотя граница между ними четко не определена.

Причина, по которой до сих пор не были описаны щелочные и субщелочные вулканиты в ЗС Среднего Приднепровья видится нам, во-первых, в их очень ограниченном распространении, – они попросту "теряются" на общем фоне толеитов, и, во-вторых, (это в особенности касается субщелочных пород) они, вероятно, не принимались в расчет при петрохимических исследованиях – либо как аномальные составы, либо как претерпевшие перераспределение щелочей и вторичное обогащение калием при метаморфизме. Сами по себе эти вторичные процессы, безусловно, имели место. Их масштаб и степень влияния на изменение исходной щелочности вулканитов

решается при тщательном опробовании конкретных разрезов, отдельных лавовых потоков. В этом отношении Центрально-Саксаганский разрез новокриворожской свиты является, пожалуй, уникальным не только для Кривбасса, но и для Среднего Приднепровья в целом. В нем, как мы считаем, сохранились в значительном объеме и в малоизмененном виде исходно высококалиевые субщелочные ассоциации вулканитов.

По данным И.Б. Малюка (1987, 1991) основная масса базальтоидов зеленокаменных поясов образована в результате фракционирования исходной магмы, отвечающей оливиновым толеитам ($MgO = 8,5-10\%$). В то же время коматиитовые магмы рассматриваются в качестве родоначальных для исходных оливин-толеитовых магм базальтов. Происхождение средних и кислых вулканитов в зеленокаменных поясах связывается с дифференциацией той же исходной оливин-толеитовой магмы при ассимиляции ею порядка 10 % материала континентальной коры.

Подводя итог вопросу о сериальной принадлежности и петрогенезисе вулканитов новокриворожской свиты, можно сделать заключение о преобладании среди них пород, образованных в результате фракционирования исходных магм оливин-толеитового состава при одновременном проявлении боуэновской (известково-щелочной) и феннеровской (толеитовой) тенденций при доминировании последней. В целом эту серию можно вполне именовать толеитовой. Конечными дифференциатами являются нормальнощелочные андезибазиты и редко андезиты. Наряду с толеитовой серией в подчиненных количествах локально присутствует коматиитовая серия. Кроме того, есть основание для выделения субщелочной серии вулканитов (Центрально-Саксаганский разрез), дифференцирующей от щелочных-субщелочных K-Ti-Fe-базальтов до субщелочных K-Ti-Fe андезибазальтов. Взаимоотношения между толеитовой и субщелочной сериями можно определить в виде латеральной связи родственных синхронных магматических очагов, обладающих различной щелочностью. *В новокриворожской свите практически отсутствует известково-щелочная серия* в том объеме и полноте, которые характерны для других ЗС Среднего Приднепровья.



Рис. 3.5.2. Общие количественные соотношения между вулканитами различных серий и их петротипами в составе новокриворожской свиты

3.6. Перспективы металлоносности

В зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья широко распространены своеобразные кварц-альбитовые и кварц-карбонат-амфиболовые метасоматиты, перспективные на широкий спектр элементов (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Bi, Co, Ni, V), в первую очередь на золото (Костенко, 1999; Монахов, 1994).

В метабазах Восточно-Анновской полосы в зонах расланцевания, брекчирования, приуроченных к контакту с розово-серыми микроклин-плагноклазовыми гранитами установлена рудная минерализация Mo-W-Cu (Великанов, 1992).

Перспективы поисков на полезную металлоносную специализацию вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований новокриворожской свиты могут быть ориентированы по трем основным направлениям.

1. Поиск медно-никелевых проявлений, связанных с магматическими концентрациями в породах коматиитового состава (Девладовская зона, Ингулецкий участок), а также комплексных Cu, Ni, Cr, Co, V, Bi проявлений в корях выветривания базит-гипербазитов.

2. Золоторудная, полиметаллическая минерализация в различных вторично-измененных породах – метасоматитах, пропилитах, зонах окварцевания.

3. Mo-W-Cu минерализация, связанная с контактным влиянием розово-серых микроклин-плагиоклазовых гранитов в Анновском районе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование методов многомерной статистики (факторного и, в особенности, кластер-анализа) позволяет на качественно новом уровне решать вопросы типизации и систематизации петрохимических данных по зеленокаменным комплексам раннего докембрия и на этой основе подходить к решению сложных проблем петрогенезиса метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород и ассоциаций. Эти методы дают необходимую основу для качественного и количественного определения петрохимических литотипов, которые используются в дальнейших петрогенетических исследованиях. Поставленные на данном этапе задачи по типизации и систематизации пород осадочно-вулканогенного зеленокаменного комплекса новокриворожской свиты по основным петрогенным окислам были решены в настоящей работе, как базовый материал для всех дальнейших реконструкций, в особенности для последующего изучения геохимии малых и редких элементов в метавулканитах. Были выделены и охарактеризованы 22 относительно неизменных вулканогенных и 3 осадочных петрохимических литотипов, а также 8 измененных, описывающих всю совокупность пород свиты, определены их количественные соотношения и взаимосвязи. Особенно важным является то, что кластер-анализ позволяет определить не только аномально измененные породы, но выделяет в самостоятельные кластеры также и слабо измененные метавулканиты, которые другими способами четко не диагностируются. Последовательная выбраковка таких проб определяет лучшее качество начальных и последующих кластеров, их средних составов, используемых для характеристики петрохимических свойств исходных вулканитов и их парагенезов.

На основе петрохимического изучения получены выводы литолого-фациального, формационного, корреляционного, палеогеотектонического и петрогенетического характера:

1. Основной облик новокриворожской свиты определяют вулканиты основного и переходного к среднему составов, развитых примерно поровну и вместе составляющих ~75 % объема свиты. Резко подчиненную роль играют вулканиты ультраосновного состава (4-6 %). Метаандезиты распространены также незначительно – 4 %. Доля всех осадочных пород не превышает 10 %.

2. Установлена бимодальность всей совокупности вулканитов по кремнезему (базиты и андезибазиты), что свидетельствует о наличии в составе выборки двух основных дискретизированных петрохимических групп (ассоциаций) пород (базитовой и андезибазитовой), составляющих около 80 % объема выборки. Отмеченная бимодальность по кремнезему более контрастно проявляется в локальных выборках по конкретным разрезам. Чем выше уровень регионального объединения выборок, тем слабее бимодальность, вследствие частичного перекрытия полей фигуративных точек составов различных разрезов.

Наиболее общими характерными свойствами базитовой ассоциации является её повышенная магнизиальность; для андезибазитовой характерен субщелочной уклон при увеличении роли калиевой щелочи, а также повышение содержания титана и железа.

Эти петрохимические ассоциации стремятся к пространственному обособлению в виде стратифицированных толщ, что определяет их соответствие рангу формаций (субформаций).

3. Высокие содержания калия в породах андезибазальтовой ассоциации, не свойственные толеитовым видам базальтов, лишь частично связаны с вторичным изменением пород, а в основном обусловлены особенностями состава извергавшихся лав.

4. Граница между данными ассоциациями располагается в области умеренномагнезиальных толеитов и четко не определена вследствие перекрытия полей их составов, что, в свою очередь, предполагает различные варианты объяснения петрогенетической связи между ассоциациями.

5. Удалось существенно детализировать уже известные петрохимические типы пород новокриворожской свиты (коматиитовые базальты, толеитовые базальты и андезиты, а также определить новые, ранее не выделяемые (субщелочные калиевые

титан-ферробазальты, субщелочные базальты и андезибазальты). Всего выделено 22 петрохимических литотипов относительно неизменных вулканитов. Диагностика измененных и слабоизмененных наложенными процессами метавулканитов и последовательная их выбраковка позволила существенно улучшить качество эталонных литотипов, используемых в дальнейших петрогенетических построениях

б. По комплексу критериев нами впервые выделен в составе зеленокаменного комплекса новокриворожской свиты субщелочной ряд вулканитов:

Субщелочные вулканиты пространственно развиты главным образом в Центрально-Саксаганском разрезе, где они формируют мощную толщу (220 м), почти целиком сложенную породами повышенной щелочности. Доля нормальнощелочных составов составляет здесь примерно 25 %. Отмечается переслаивание потоков нормальных толеитов и субщелочных базальтов и андезибазальтов массивной текстуры, не затронутых внешне динамометаморфическими изменениями. Субщелочной (и щелочной) состав характерен как для рассланцованных, так и массивных разностей, в частности для афанитовых лав с редкими миндалинами.

Субщелочной состав конкретных лавовых пластов доказывается стабильно высокими значениями щелочности и неразбалансированным соотношением K_2O/Na_2O по многим анализам в пределах одного пласта или серии пластов.

Закономерное статистически значимое возрастание (четкий тренд) содержания калия с ростом кремнекислотности от значений менее 1 % в базитах до 2 % (и более) в андезибазитах свидетельствует об относительной сохранности исходного магматического тренда по калию.

На фоне общего калиевого тренда выделяются четко обособленные высококалиевые кластеры со средними величинами $K_2O \approx 3\%$, связанные с конкретными лавовыми пачками (кластер 10), что исключает случайный характер значений их высокой щелочности.

Рост содержания калия в вулканитах четко коррелируется с увеличением количеств таких некогерентных элементов, как титан и

фосфор что является следствием процессов магматической дифференциации и весьма характерно для калиевых субщелочных вулканических серий фанерозоя.

Все эти признаки свидетельствуют о том, что субщелочная калиевая специфика этих пород не является следствием наложенных метасоматических процессов, а отражает исходные особенности состава извергавшихся лав.

Пространственное совмещение щелочных-субщелочных базальтов и субщелочных андезибазальтов в едином разрезе, сходство (унаследованность) петрохимических свойств свидетельствует об их генетической связи на уровне относительно самостоятельной субщелочной серии вулканитов.

Причина, по которой до сих пор не были описаны щелочные и субщелочные вулканиты в ЗС Среднего Приднепровья, видится нам, во-первых, в их очень ограниченном распространении, – они "теряются" на общем фоне толеитов, и, во-вторых, (это в особенности касается субщелочных пород) они, вероятно, просто не принимались в расчет при петрохимических исследованиях – либо как аномальные составы, либо как претерпевшие перераспределение щелочей и вторичное обогащение калием при метаморфизме. Сами по себе эти вторичные процессы, безусловно, имели место. Их масштаб и степень влияния на изменение исходной щелочности вулканитов решается при тщательном опробовании конкретных разрезов, отдельных лавовых потоков. В этом отношении Центрально-Саксаганский разрез новокриворожской свиты является, пожалуй, уникальным не только для Кривбасса, но и для Среднего Приднепровья в целом. В нем, как мы считаем, сохранились в малоизмененном виде исходно высококалиевые субщелочные ассоциации вулканитов.

7. Установлена и оценена степень влияния вулканизма на процессы седиментогенеза.

Доминирующий вулканогенный литогенез полностью определял тип связанных с ним осадочных терригенных пород, которые характеризовались незрелым, преимущественно граувакковым тонкозернистым составом.

Орогидродинамическая обстановка характеризовалась, вероятно, спокойными континентальными вулканическими ландшафтами и

мульдообразными небольшими мелководными бассейнами в зонах вулканических грабенов-прогибов. Основной снос терригенного материала осуществлялся вследствие разрушения близлежащих вулканических построек. Материал от разрушения гранитоидного фундамента практически не поступал из-за его удаленности, перекрытости чехлом вулканитов и выровненного рельефа. Бортовые зоны вулканических палеограбенов также были перекрыты вулканическими покровами, так, что область представляла собой обширную территорию, сплошь покрытую вулканогенными породами. Маломощные прослои терригенных пород накапливались в небольших мелководных озерных водоемах и континентальных депрессиях вследствие плоскостного смыва близлежащей вулканической суши. Породы характеризовались тонкозернистым составом и плохой сортировкой. Для метапесчаников характерны тонкослоистые текстуры.

Несмотря на тектонически активный рифтогенный режим формирования вулканогенного комплекса новокриворожской свиты, условия седиментации осадочных пород в целом на всем временном интервале оставались мелководно-бассейновыми и частично континентальными. Возможно некоторое заглубление бассейнов седиментации в периоды активизации рифтогенеза (растяжений) и накопления толеитовой и коматиит-толеитовой формаций.

Климатические факторы в целом благоприятствовали химическому выветриванию территории (умеренно-гумидный литогенез). Однако активный вулканизм и тектонический режим по типу активной платформы (континентальный рифтогенез) препятствовали глубокому вызреванию и дифференциации терригенного материала. Наиболее зрелые кластолиты соответствовали олигомиктовым псаммитолитам на существенно гидрослюдистом с примесью хлорита цементе. Основная же масса терригенных пород соответствовала граувакковым и полимиктовым составам, нередко карбонатистым и железистым.

Помимо терригенных осадков на новокриворожском этапе локально фиксируются отдельные маломощные уровни хемогенного осадконакопления в виде прослоев карбонатных пород и железистых кварцитов, подобно тому, как это более широко отмечается в других

зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья в породах конкской свиты (серии), однако доля их по отношению к терригенным осадкам крайне незначительна.

Мелководно-бассейновый и, возможно, частично континентальный характер кластолитов предполагает критическое отношение к широко распространенному мнению о глубоководном способе накопления вулканитов и связанных с ними осадочных пород в зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья.

8. Новокриворожскую свиту Кривбасса по вещественным критериям (литолого-формационным, петрохимическим) можно наиболее обоснованно сопоставить в её основных разрезах и участках распространения со средней частью разреза конкской свиты (серии) Среднеприднепровской зеленокаменной области. А именно, с парагенерациями КТ-2 и КТ-3 метакоматиит-толеитовой формации (соответственно средняя и верхняя подсвиты сурской свиты).

По нашему мнению новокриворожская свита представляет собой единый комплекс в ранге серии со стратификацией в вертикальном разрезе и латеральном направлении на ряд формаций и имеющей определенные различия строения разрезов на разных территориально разобщенных участках.

9. Петрохимические данные, в частности использование диаграмм Н.Л. Добрецова и В.А. Кутолина, свидетельствует о наибольшем сходстве вулканитов новокриворожской свиты с вулканическими континентальными ассоциациями рифтов и траппов. Признаки "океаничности" несут наиболее магнезиальные и наименее щелочные разновидности пород – перидотитовые коматииты, коматиитовые базальты и наиболее магнезиальные толеиты, что вполне понятно в связи с их генерацией непосредственно из мантийного источника. Умеренномагнезиальные толеиты и субщелочные базальты-андезибазальты характеризуются наибольшей "мерой континентальности".

10. Относительно сериальной принадлежности вулканитов новокриворожской свиты можно сделать заключение о преобладании среди них пород толеитовой серии (57 %). Конечными дифференциатами являются нормальнощелочные андезибазиты и редко андезиты. Наряду с толеитовой серией в подчиненных

количествах локально присутствует коматиитовая серия (9 %). Кроме того, есть основание для выделения субщелочной серии вулканитов (Центрально-Саксаганский разрез), дифференцирующей от щелочных-субщелочных K-Ti-Fe-базальтов до субщелочных K-Ti-Fe андезибазальтов (32 %). Взаимоотношения между толеитовой и субщелочной сериями можно определить в виде латеральной связи родственных синхронных магматических очагов, обладающих различной щелочностью. В новокриворожской свите практически отсутствует известково-щелочная серия в том объеме и полноте, которые характерны для других ЗС Среднего Приднепровья.

ПРИЛОЖЕНИЕ.

Таблица химических анализов метавулканогенных и метаосадочных пород
новокриворожской свиты Кривбасса.

№ п/п	Год	Скважина	Глубина (м)	Химический состав, весовые % окислов																
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.	
1	1962	5708	320,7-322,9	61	1,02	17,38	2,8	5,9	0,18	2,9	4,44	2,23	1,37						1,21	
2	1962	5708	331,3-333,8	56,1	1,17	16,6	6	6,2	0,18	4,6	4	2,91	0,89						1,45	
3	1962	5708	409,7-413,3	47,64	1,99	14,45	2,68	10,16	0,16	7,88	9,46	1,94	0,99			1,22		0,11	1,78	
4	1962	5708	410,8-413,8	47,6	1,33	14,79	4,5	10,45	0,2	6,79	9,8	2,32	0,43						1,76	
5	1958			51,66	0,6	15,39	1,34	9,48	0,13	8,85	7,08	2,82	0,99	0,09	0,03				0,11	1,88
6	1958			51,36	0,57	15,29	1,03	7,29	0,19	7,96	9,48	4,12	1,25						0,18	1,44
7	1958			53	1,46	11,76	5,51	11,59		3,38	7,91	3,31	1,68							0,93
8	1958			57,67	1,29	12,18	3,52	9	0,15	2,6	5,42	3,54	1,84						1,87	0,74
9	1958			56,17	0,99	13,48	4,24	8,72	0,19	3,18	4,63	4,86	1,98						0,49	1,66
10	1958			56,02	1,29	14,68	2,72	9	0,19	3,36	5,19	4,58	0,54						0,46	1,49
11	1958			56,87	0,99	13,98	3,6	8,57	0,19	3,43	3,28	6,67	1,1						0,25	1,49
12		16880	87,1	56,12	2,3	9,76	3	13,55	0,12	7,1	1,14	0,15	1,53	0,18	0,103	0,35	0,026	0,24	5,13	
13	1975	16880	101,2	54,6	2,7	13	2,2	13,09	0,11	5,5	1,3	0,2	3,9	0,19	0,017	0,35	0,029	0,16	3,18	
14	1975	16880	112,5	54,84	1,52	11,3	2,57	14,06	0,16	8,12	2,09	0,2	0,5	0,15	0,022	0,24	0,023	0,14	5,19	
15	1975	16880	117	51,6	2,4	14,3	2,07	12,96	0,1	7	1,5	0,2	3,9	0,085	0,015	0,43	0,02	0,2	4,4	
16	1975	16880	123,5	51,48	1,3	13,88	2,28	10,45	1,19	4,13	8,36	1,6	2,25	0,051	0,213	3,21	0,054	0,1	4,56	
17	1975	16880	157,6	45,6	1,44	13,88	3,78	15,16	0,19	9,8	3,8	0,55	0,15	0,074	0,4	0,35	0,025	0,24	6,22	
18	1975	16880	249,6	54,6	1,36	13,62	2,71	9,8	0,15	4,13	3,8	2	4	0,14	0,119	1,79	0,029	0,2	3,84	
19	1975	16880	253,9	47,16	1,4	14,3	3,5	13,8	0,14	10,57	1,9	0,35	1,8	0,066	0,011	0,14	0,023	0,14	5,64	
20	1975	16881	164,7	47,8	1,06	14,65	2,42	7,74	0,17	7,87	5,7	1,26	4,21	0,044	0,034	0,64	0,07	0,44	7,54	
21	1975	16882	271	56,5	1,13	18,24	2,5	6,2	0,12	3,17	1	0,2	6,42	0,12	0,007	0,61	0,035	0,22	4,95	
22	1975	16882	271,5	51,92	1,03	19,06	3,5	9,61	0,18	3,86	0,4	0,26	4,77	0,042	0,95	0,18	0,022	0,28	5,06	
23	1975	16882	274,2	80,28	0,38	4,63	1,21	3,28	0,08	3,17	1,59	0,32	1,35	0,025	0,07	1,51	0,019	0,22	3,56	
24	1975	16882	275,5	48,78	1,03	15,68	2,17	6,26	0,13	5,66	3,58	0,2	8,47	0,044	0,072	2,94	0,034	0,7	7,6	
25	1975	16882	278,4	51,44	1,08	13,36	2,21	8,32	0,09	8,28	2,38	2	3,55	0,04	0,145	1,87	0,037	1	6,81	
26	1975	16882	279,3	48,7	0,96	12,69	2,3	6,58	0,21	8,26	5,51	2,2	3,5	0,034	0,103	4,24	0,092	0,7	9,41	
27	1975	16882	289,5	48,96	0,92	14,64	2,78	7,68	0,14	7,18	4,78	2,9	2,7	0,03	0,018	2,64	0,02	0,7	7,63	
28		16882	310	54,64	0,96	14,39	3,07	6,51	0,14	6,48	5,97	4,54	1,75	0,09	0,04	0,66	0,022	1,56	2,22	
29	1975	16882	314,6	54,3	0,96	14,81	3	6,97	0,13	6,62	6	4,34	1	0,11	0,024	0,46	0,019	1,76	2,15	
30	1975	16882	317,4	54,76	1,08	15,16	2,28	6,95	0,19	6,58	7,04	4,6	1,37	0,09	0,072	0,34	0,061	1,51	1,87	

116

				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.
31	1975	16882	321,4	53,4	0,96	15,94	2,86	6,84	0,12	6,21	6,17	4,81	1	0,07	0,091	0,23	0,036	0,9	1,93
32	1975	16882	334,8	50,72	1,13	14,65	2,36	8,58	0,12	9,1	4,98	3,22	2,3	0,04	0,042	0,57	0,036	0,1	2,94
33	1975	16882	340,2	46,6	1	14,39	4,5	9,22	0,19	8,97	9,55	2,7	0,3	0,22	0,064	1,18	0,033	1,9	3,07
34	1975	16883	90,10-90,25	51,7	0,58	13,1	3,8	8,19	0,08	8,42	2,18	1,38	3	0,045	0,049	1,42	0,044	0,6	7,66
35	1975	16883	91,25-92,8	54,44	1,85	11,82	5,4	8,71	0,07	6,76	1,58	1,3	1,4	0,12	0,1	0,7	0,027		7,16
36	1975	16883	176,6	54,12	1,26	12,85	2,71	9,93	0,18	6,19	3,42	2,2	1,3	1,22	0,012	3,01	0,046	0,12	6,03
37	1975	16883	186,7	58,64	1,2	12,3	2,5	10	0,14	6,06	2,85	1,46	2,2	0,11	0,004	0,11	0,034	0,08	3,08
38	1975	16883	257,8	52	1,03	14,65	2,07	8,83	0,16	7,22	7,41	3	1,53	0,79	0,04	0,44	0,034	1,94	2,38
39	1975	16883	271,9	50,1	1,12	14,65	2,07	7,41	0,19	7,74	5,89	2,7	2,6	0,044	0,015	2,03	0,096	0,23	5,67
40	1975	16884	31,1	51,3	1,1	13,88	3,35	8,7	0,23	6,97	8,17	3	0,78	0,09	0,024	0,042	0,036	1,7	2,12
41	1975	16884	53	52	1,16	14,65	1,85	8,9	0,14	10,71	2,09	1,6	0,64	0,04	0,007	0,25	0,033	0,16	6,19
42	1975	16884	110,6	54,18	1,06	13,88	2,5	9,61	0,18	5,55	5,32	3,7	1,84	0,11	0,023	0,14	0,038	1,55	1,69
43	1975	16884	118,5	54	1,14	14,04	2,92	9,86	0,19	5,6	4,9	3,2	1,9	0,11	0,055	0,38	0,047	0,2	2,7
44		16885	72,6	54,76	0,82	17,22	2	6,45	0,1	6,32	2,47	0,66	6,28	0,04	0,17	0,18	0,074	0,1	2,76
45		16886	69,1	50,38	2,91	13,37	2,96	12,15	0,27	5,72	7,06	1,5	0,5	0,22	0,52			0,17	2,5
46		16886	259,7	51,46	0,93	15,09	1,29	10,29	0,1	7,8	8,25	2,35	0,2	0,22	0,03			0,1	1,59
47		16887	83,2	52,99	1,26	14,89	1,69	10,29	0,09	5,48	8,07	2,06	0,85	0,28	0,03			0,09	1,45
48		16887	148,0-149,8	55,93	1,43	16,42	2,06	7,18	0,16	3,26	7,51	3,35	0,68	0,38	0,05	0,35		0,03	1,1
49		16888	186	50,53	1,04	14,84	2,35	8,33	0,27	5,6	11,53	1,19	0,65	0,15	0,03	1,44			1,65
50		16888	207,1	53,06	0,94	16,23	2,26	7,11	0,06	7,33	7,86	2,3	1,1	0,06				0,16	1,13
51		16888	288	55,45	0,94	14,56	1,66	7,84	0,18	6	8,62	1,78	0,88	0,24		0,14		0,11	1,13
52		16889	68,3	50,4	1,32	14,74	2,81	7,92	0,12	7,13	10,44	3	0,5	0,12				0,02	1,2
53		16889	106	48,85	1,29	15,06	3,58	7,98	0,16	8,13	9,6	2,54	0,38	0,11	0,03	0,54		0,06	1,32
54		16889	195,3	52,55	0,84	15,21	0,2	8,29	0,13	7,8	7,53	3	0,25	0,22	0,02			0,17	3,39
55		16889	196,8	55,13	0,94	15,37	2,16	5,54	0,16	6,85	7,36	4,8	0,14	0,21	0,05	0,25		0,16	1,22
56		16889	266,3	48,5	1,34	12,94	3,53	10,86	0,24	7,8	9,15	1,84	0,28	0,08	0,03	1,01		0,03	1,91
57		16889	325,3	47,24	0,88	16,91	0,54	8,92	0,12	9,88	9,88	2,4	1,1	0,12				0,08	1,49
58		16889	186,1-186,4	54,1	0,33	17,44	1,23	5	0,17	7,61	3,38	4,62	0,3		0,08	0,1		0,02	1,14
59		16889	256,8-257,0	49,9	0,78	15,95	3,93	5,87	0,15	8,78	9,63	2,66	0,15			0,09		0,3	1,8

				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.
60		16889	371,0-371,1	49,9	1,1	15,22	3,43	6,84	0,18	7,64	10,31	2,66	0,3			0,53	0,03	0,35	2,01
61		17518	114,0-120,0	51,24	0,72	13,84	1,86	8,51	0,16	6,4	8,7	3,66	0,4	0,101		0,44		0,15	3,7
62		17518	154,0-158,0	51,34	0,64	14,26	2,42	8,77	0,12	9,22	6,27	2,9	0,71	0,108		2,11		0,1	2,73
63		17518	258,0-260,0	44,64	0,39	6,22	3,2	8,57	0,15	22,25	5,22	0,1		0,051		0,55		0,1	8,81
64		17518	293,0-296,0	51	0,74	14,18	2,37	8,45	0,12	6,94	8,44	3,33	0,78	0,104		2,56		0,14	2,95
65	1987	17980	1520,2	48,1	1,2	18,9	4,35	14,41	0,08	3,1	0,7	0,3	5	0,05	0,05	0,34		0,4	3,26
66	1987	17980	1525,8	42,1	0,85	15,7	4,12	22,53	0,4	5,1	1,5	0,15	0,25	0,03	0,03	1		0,9	5,6
67	1987	17980	1527,8	58,9	0,99	20,8	2,17	5,24	0,11	1	1,8	0,3	5,7	0,05	0,05	0,3			2,78
68	1980	17980	1528,8	42	0,96	18,35	5,71	16,51	0,25	4,98	1,87	0,38	1,78	0,15	0,024	0,2	0,007	0,65	6,69
69	1980	17980	1539,5	49,2	0,216	16,6	2,5	6	0,14	8,6	8,64	2,7	0,66	0,034	0,008	1,42			4,23
70	1980	17980	1549,1	58,8	1,04	18,84	1,71	3,87	0,13	1,97	3,74	0,83	3,5	0,14	0,017	1,29	0,041	0,8	5,02
71	1980	17980	1551,7	74,88	0,13	6,58	0,93	3,29	0,07	1,97	5,1	0,87	1,23	0,046	0,061	3,66	0,006		4,78
72	1980	17980	1559	44,28	0,8	15	1,64	7,16	0,25	2,7	15,39	2,35	1	0,05	0,018	8,34	0,004		9,71
73	1980	17980	1564,6	52,68	0,615	15,58	2,14	6,45	0,19	6,59	9,35	3,55	0,45	0,018	0,011	0,67			2,15
74	1980	17980	1576,8	51,66	0,7	16	3,64	7,67	0,12	7,04	7,99	2,95	0,2	0,064	0,075	0,71			2,4
75	1980	17980	1595,6	44,52	0,88	17,16	3,57	12,38	0,23	5,34	5,61	2,46	3,75	0,13	0,243	1,22		0,36	3,62
76	1980	17980	1604,5	46,88	0,4	7,54	3,78	7,03	0,26	20,53	6,46	0,26	0,31	0,062	0,019	0,46			5,88
77	1980	17980	1610	47,4	0,6	15	3,14	8,9	0,14	11,6	3,17	1,91	1,76	0,064	0,028	2,69	0,054		6,6
78	1980	17980	1614,4	51	1,56	14,06	3,14	10,06	0,2	5,34	6,8	2,18	1,92	0,23	0,01	0,78		0,24	3,03
79	1980	17980	1632,35	49,64	0,96	14,5	4,92	9,61	0,18	7,3	5,1	2,18	2	0,138	0,019	0,5		0,32	3,43
80	1980	17980	1634,5	51,84	0,92	14,35	3,14	9,93	0,19	4,98	9,18	2,38	0,58	0,129	0,013	0,32		0,18	2,09
81	1980	17980	1644,3	54,48	1,54	12,58	2,64	8,19	0,2	2,44	7,14	2,56	2,16	0,173	0,216	3,76	0,022	0,3	5,61
82	1980	17980	1661,85	67,88	0,66	15,98	1,28	2,58	0,1	1,28	1,19	0,71	4,47	0,242	0,016	0,54	0,015	0,58	3,82
83	1980	17980	1662,95	57,64	0,53	12,68	2,5	8,19	0,13	6,26	3,4	0,5	2	0,078	0,015	0,94	0,012	0,56	5,61
84	1980	17980	1680,8	51	0,97	13,77	2,85	9,68	0,19	4,98	6,97	2,56	2,75	0,147	0,015	1,68		0,3	3,72
85	1980	17980	1683,8	21,44	0,08	1,48	1,28	3,87	0,42	14,35	28,4	0,1	0,1	0,085	0,015	27,62		0,25	27,92
86	1980	17980	1689,5	54,96	0,91	11,98	3,07	10	0,19	3,02	6,97	2,18	2,08	0,138	0,02	2,46		0,22	4,27
87	1980	17980	1705,5	57	0,9	13,59	2,42	9,28	0,16	4,64	4,98	2,56	2,08	0,154	0,013	0,18		0,17	1,77
88	1980	17980	1714,1	54,88	0,8	13,91	3,71	8,39	0,18	5,45	7,14	2,75	0,91	0,129	0,04	0,39		0,25	4,79

				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.
89	1980	17980	1722,3	48,4	0,84	16,13	3,14	10,57	0,16	6,84	4,42	2,37	3,9	0,141	0,012	0,29		0,27	2,68
90	1980	17980	1728,6	54,4	0,64	14,23	2,28	7,61	0,14	6,96	7,14	2,93	1,46	0,104	0,02	0,29		0,2	1,68
91	1980	17980	1744,45	48,92	0,84	15,25	3,85	9,16	0,21	7,08	7,99	2,75	1,08	0,117	0,013	0,61		0,14	2,43
92	1980	17980	1767	54,2	0,73	13,46	2,92	7,41	0,18	5,56	8,5	2,46	1,71	0,13	0,048	1,16		0,25	2,82
93	1980	17980	1781,5	53,8	0,87	14,5	2,71	7,86	0,2	6,38	8,16	2,53	1,5	0,12	0,016	0,22		0,18	1,75
94	1980	17980	1803,9	53,6	0,71	14,65	3,71	6,57	0,21	8,46	5,1	3,5	1	0,1	0,02	0,15		0,26	2,49
95	1980	17980	1811,2	52,32	0,68	15,39	3,35	6,77	0,2	5,92	10,2	2,26	1,28	0,1	0,017	0,23		0,17	1,95
96	1980	17980	1820,7	51,46	0,6	15,39	2,64	6,64	0,22	7,54	8,67	3,33	0,25	0,069	0,008	0,25		0,15	2,32
97	1980	17980	1852,6	50,8	0,6	15,24	2,92	6,32	0,18	8,35	9,01	2,53	1,5	0,085	0,021	0,5		0,3	2,65
98	1980	17980	1854,7	52,4	0,61	15,1	2,36	6,25	0,17	7,42	10,03	2,33	1,14	0,085	0,013	0,32		0,2	1,95
99	1980	17980	1860,5	40,32	0,84	18,06	3,21	11,28	0,17	11,83	4,76	2	0,35	0,14	0,002	0,43	0,022	0,36	6,73
100	1980	17980	1864,5	54,24	0,71	14,06	2,64	7,67	0,24	7,42	6,8	2,93	1,28	0,1	0,019	0,4		0,15	1,91
101	1980	17980	1898,6	55,28	0,8	12,43	2,64	9,22	0,32	7,65	5,61	1,38	1,64	0,12	0,017	0,4		0,3	2,9
102	1980	17980	1904,5	52,52	0,38	13,62	2,92	6,77	0,24	8,58	9,18	2,06	1,42	0,097	0,003	0,18		0,1	1,9
103	1980	17980	1907,8	50,8	0,48	11,98	3,14	8,64	0,27	10,55	9,18	0,77	1,5	0,078	0,044	0,23		0,16	2,55
104	1980	17980	1909,9	45,4	0,51	11,98	3,2	10,12	0,26	12,99	9,04	0,66	1,42	0,078	0,023	0,45		0,2	3,88
105	1980	17980	1910,4-a	69,38	0,17	15,33	0,83	2,49	0,08	2,8	2,7	3,5	2	0,01	0,03	0,4			0,56
106	1980	17980	1910,4-6	66,4	0,29	14,65	1,5	2,9	0,08	3,94	2,89	2,93	2,18	0,13	0,04	0,27	0,004	0,17	1,72
107	1980	17980	1911,1	50,68	0,38	16,28	2,64	5,99	0,17	9,62	4,76	2,13	4	0,069	0,015	0,29		0,45	2,86
108	1980	17980	1913,1	50,76	0,4	17,31	2	6,06	0,16	10,55	4,93	2	1,35	0,069	0,003	0,14		0,33	3,93
109	1982	18453	370,2	49,1	1,4	12,72	2,28	9,28	0,16	4,6	6,88	0,71	5,5	0,202	0,06		0,014		7,73
110	1982	18453	380,5	50,86	1,44	13,46	1,71	11,09	0,17	3,3	6,22	1,83	4,14	0,232	0,067		0,005		5,67
111	1982	18453	384	52,8	0,98	12,14	2,86	15,48	0,15	5,22	1,36	0,2	1,45	0,21	0,025	1,22	0,018	0,25	6,66
112	1982	18453	385,3	51,5	1,34	12,33	2,64	12,19	0,18	4,01	5,04	1,75	3,64	0,207	0,06		0,007		5,8
113	1982	18453	393,3	50,54	0,64	12,14	2,5	12,19	0,19	4,48	6,05	1,58	3,21	0,15	0,085		0,006		6,75
114	1982	18453	403,8	51,08	1,26	12,18	1,92	13,35	0,15	6,6	4,03	0,78	2,27	0,207	0,085		0,038		6,81
115	1982	18453	417	46,86	1,25	11,69	2,42	14,9	0,15	5,1	5,78	1,46	3,75	0,186	0,049	3,24	0,016	0,26	6,9
116	1982	18453	420	57,3	0,9	11,98	2,92	10,12	0,07	4,06	3,06	2,56	0,81	0,172	0,006	1,97	0,011	0,26	5,61
117	1982	18453	423,7	48,9	0,84	12,43	1,71	4,12	0,16	1,74	12,68	6	0,62	0,167	0,016	9,85	0,02	0,24	11,09

				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П.н.н.
118	1982	18453	432,3	57,56	0,86	13,46	3,14	10,32	0,08	3,48	2,21	2,68	1,9	0,198	0,115	0,66	0,011	0,34	3,62
119	1982	18453	362,2-362,4	67,76	0,62	11,84	2,92	6	0,07	1,27	0,68	0,45	4	0,166	0,71	0,38	0,011	0,48	3,85
120	1982	18453	362,5-363,5	34,14	0,6	5,48	4,57	18,06	0,83	5,45	14,96	0,1	0,62	0,22	0,075	10,2	0,009	0,28	15,34
121	1982	18453	362,5-363,5	36,2	0,91	9,32	5,28	23,34	0,58	3,48	6,97	0,35	0,62	0,36	0,018	5,28	0,008	1,02	12,49
122	1982	18453	362,6-362,4	42,7	1,66	19,39	2,71	16,51	0,19	3,03	0,85	0,78	8	0,58	0,068	0,28	0,009	0,15	3,98
123	1982	18453	449,1-467,0	55,28	0,61	13,71	4,71	7,87	0,155	2,32	8,9	2,06	1,92	0,136	0,049	1,72		0,33	3,2
124	1982	18453	467,0-475,0	55,71	0,68	14,71	4,21	7,8	0,15	4,23	6,05	2,46	2,15	0,09	0,009	0,55	0,003	0,35	2,54
125	1982	18453	475,8-501,4	55,48	0,4	14,47	3,43	7,61	0,07	5,49	6,5	3	1,84	0,196	0,016	0,75	0,004	0,25	2,26
126	1982	18453	511,8-559,5	51,44	0,57	15,4	2,57	7,87	0,21	9,15	3,62	3,25	1,69	0,12	0,029	0,28		0,58	3,85
127	1982	18453	569,8-598,3	46,92	0,53	15,58	3,07	10,12	0,23	10,37	4,61	2,6	0,28	0,092	0,032	0,9	0,003	0,48	5,71
128	1982	18454	195,2	58,56	1	12,87	3,07	8,7	0,07	3,78	2,69	3,25	3,75	0,16	0,048	0,75		0,38	2,62
129	1982	18454	250,5	53	1,56	13,17	3,42	10,7	0,11	3,42	3,19	0,68	5,77	0,31	0,035	2,44		0,48	5,13
130	1982	18454	291,4	55,7	0,93	12,58	2,5	9,74	0,12	3,42	3,86	3	3,5	0,15	0,25	2,26		0,4	4,5
131	1982	18454	295,2	58,56	1	12,87	3,07	8,7	0,07	3,78	2,69	3,25	3,75	0,16	0,048	0,75		0,38	2,62
132	1982	18454	300,8	56,2	0,94	11,88	3,64	9,61	0,14	3,54	3,35	3,16	3,83	0,16	0,34	2,15		0,3	4,07
133	1982	18454	314,8	54,96	1,02	11,4	2,14	9,29	0,08	5,32	3,52	3,25	3	0,19	0,058	3,75		0,3	5,85
134	1982	18454	315	53,68	0,93	13,62	1,5	10,26	0,08	5,78	3,19	3,58	1,76	0,14	0,043	2,08		0,35	5,79
135	1982	18454	316,8	55,8	0,84	11,67	2,78	10	0,08	5,07	3,7	3,16	1,92	0,13	0,2	2,61		0,4	5,31
136	1982	18454	318	54,2	0,54	10,06	2,78	8,7	0,07	6,02	5,04	2,55	1,92	0,11	0,033	5,07		0,32	8,25
137	1982	18454	322,5	54,8	0,86	11,87	2,57	10,45	0,07	5,78	2,52	3,16	2,9	0,13	0,05	1,32		0,2	4,74
138	1982	18454	329,4	54,14	0,83	12,43	3,28	9,42	0,09	4,48	3,86	2,9	3,33	0,14	0,04	2,57		0,3	5,21
139	1982	18454	332,7	53,4	0,91	13,17	2,28	10,58	0,14	4,48	3,52	3,16	3,66	0,14	0,11	2,39		0,22	4,72
140	1982	18454	347,3	55,48	0,88	13,02	4,21	8,97	0,13	2,95	6,04	2,72	2,75	0,14	0,07	1,5		0,22	3,3
141	1982	18454	354	55	0,93	12,43	4,71	8,39	0,14	4,01	4,37	3,12	1,87	0,15	0,038	2,28		0,4	5,33
142	1982	18454	359	56	0,9	12,28	3,92	9,48	0,13	4,18	3,19	3,75	3,33	0,13	0,14	0,96		0,23	2,85
143	1982	18454	362,4	53,14	0,77	14,5	3,57	8,9	0,14	6,49	3,37	4,62	0,75	0,11	0,042	0,29		0,25	3,65
144	1982	18454	367,5	55,6	0,8	12,43	2,14	10,19	0,12	5,07	3,19	3	2,91	0,11	0,038	1,7		0,2	4,53
145	1982	18454	375,2	55,2	0,8	11,98	3,35	8,97	0,15	3,78	4,54	3,85	3,41	0,12	0,028	2,49		0,3	4,34
146	1982	18454	383	55,6	0,83	12,28	4,07	8,84	0,16	3,54	6,04	3,33	2,5	0,13	0,03	2,27		0,3	4,18

				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.
147	1982	18454	383,5	46,3	2,28	10,36	3,92	13,6	0,2	5,78	7,72	2,63	2,66	0,26	0,6	1,92		0,2	3,9
148	1982	18454	385,5	46,92	2,2	11,54	4,35	15,03	0,2	6,37	5,88	2,27	2,91	0,22	0,31	0,3		0,2	2,5
149	1982	18454	387,8	47,5	2,36	10,95	3,5	13,22	0,18	6,96	6,72	1,84	1,92	0,33	0,18	2,3		0,2	4,97
150	1982	18454	390	55,72	0,85	12,58	1,71	12	0,13	6,9	3,37	3,18	1	0,13	0,04	0,44		0,18	3,53
151	1982	18454	403,7	54,8	0,9	12,72	3,42	9,55	0,16	5,9	3,19	4,12	1,72	0,15	0,03	0,27		0,25	3,06
152	1982	18454	409,3	45,6	2,5	12,28	4,14	14,84	0,23	6,7	5,8	2,55	2,46	0,35	0,16	0,72		0,26	2,93
153	1982	18454	414,2	40,9	2,66	12,72	1,92	6,9	0,23	2,84	13,27	5,25	1,54	0,32	0,025	9,59		0,18	11,87
154	1982	18454	417,6	45,48	2,5	11,05	4,57	14,4	0,22	6,6	6,7	2,8	2,3	0,26	0,05	1,47		0,26	3,5
155	1982	18454	423	44,54	1,44	12,58	4,57	14,45	0,22	6	6,55	2,83	2,66	0,22	0,058	1,95		0,23	4,1
156	1982	18454	429	47,6	2,2	11,9	4,71	14,32	0,25	5,4	4,8	2,88	3,3	0,29		0,54		0,35	2,7
157	1982	18454	430,7	44,76	2,34	11,98	3,57	15,48	0,21	5,55	4,87	2,33	4,8	0,31		1,86		0,34	4,2
158	1982	18454	431,3	47,7	0,72	14,06	2,28	9,8	0,2	6,25	6,55	3,4	0,42	0,104	0,035	4,38		0,4	8,68
159	1982	18454	432,8	48,8	0,68	15,84	2,78	10,9	0,16	7,78	1,68	3,6	0,78	0,094	0,018	1,21		0,38	6,42
160	1982	18454	437,2	51	0,65	13,47	2,54	9,55	0,11	6,84	4,08	2,5	0,62	0,117	0,019	3,16	0,013	0,24	8,06
161	1982	18454	218,0-219,2	46,48	1,78	17	4,14	12,64	0,13	2,78	2,21	1,09	6	0,69	0,034	1,31		0,28	5,45
162	1982	18454	239,8-240,1	75,3	0,81	9,32	2	4,38	0,02	1,97	0,68	0,56	3,15	0,22	0,041	0,28		0,82	2,12
163	1982	18454	438,5-438,7	48,3	0,64	15,1	2,42	9,03	0,15	8,24	4,08	2,93	3,87	0,099	0,024	3,87	0,006	0,33	8,35
164	1982	18454	438,9-439,2	49,4	0,69	14,65	1,71	8,51	0,16	7,18	5,27	3	0,42	0,101	0,024	3,52	0,011	0,15	8,44
165	1982	18454	439,2-439,3	46,88	0,67	14,3	2,5	7,55	0,08	6,03	6,9	4,2	0,62	0,103	0,028	4,55	0,011	0,4	9,68
166	1982	18454	439,3-439,4	46,68	0,69	15,34	2,85	8,64	0,16	7,08	4,42	4,28	0,68	0,101	0,034	2,98	0,011	0,33	3,2
167		20518	199,0	62,70	0,40	14,20	1,45	4,02	0,07	3,45	4,00	4,09	1,70	0,127				0,09	3,95
168		20518	295,7	59,80	0,78	11,60	0,79	9,13	0,12	7,00	3,40	1,64	1,55	0,137				0,05	3,47
169		20518	299,7	49,40	0,07	2,70	13,10	22,43	0,04	3,60	4,15	0,15	0,17	0,151				0,07	4,02
170		20518	307,7	62,40	0,67	13,00	2,75	3,38	0,04	3,40	2,15	2,29	2,75	0,17	1,63			0,05	6,35
171		20520	83,0	49,12	0,32	16,31	3,24	5,46	0,174	10,84	6,88	2,14	1,45	0,02				0,12	3,41
172		20520	121,4	48,13	0,30	17,55	2,90	4,14	0,12	10,22	9,58	1,89	1,88	0,02				0,10	2,63
173		20520	184,1	57,58	0,72	16,21	3,56	4,36	0,098	4,09	1,60	0,91	4,32	0,02	0,38			0,08	4,36
174		20520	652,6	49,30	0,66	10,57	6,44	8,07	0,247	11,24	9,16	0,96	0,41	0,02				0,05	2,41
175		20520	664,1	50,73	1,49	13,57	9,62	6,54	0,21	2,72	4,40	2,68	1,14	0,14	4,46			0,04	0,47

				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.	
176		20526	282,3	51,05	0,76	14,31	6,24	6,32	0,18	8,92	8,11	2	0,29	0,03	0,38				1,02	
177		20526	285,3	55,82	0,85	15,07	3,3	6,55	0,13	7,71	3,96	2,54	1,38	0,06	0,24				1,95	
178		20526	291,3	50,12	0,99	14,75	4,93	7,64	0,19	7,3	9,22	2,23	0,44	0,03	0,46				1,31	
179		20526	303,5	50,31	0,94	13,83	6,15	7,42	0,22	7,52	9,16	2	0,58	0,02	0,4				1,07	
180		20526	344,8	50,08	1,16	17,07			0,2	3,2	4,68	3,31	1,03	0,28	3,02			15,04	0,06	
181		20526	376	45,04	0,94	10,48	7,07	8,73	0,27	13,73	9,69	1,04	0,53	0,02	0,8				1,41	
182		20526	422,2	50,7	1	13,84	5,69	7,3	0,23	6,86	9,65	1,95	0,53	0,02					1,58	
183		20526	428,8	49,09	1,17	14,81	6,55	6,32	0,22	7,25	9,49	2,54	0,49	0,05	0,5				1,17	
184		20526	434	47,05	0,49	10,32	5,67	8,39	0,27	13,84	10,16	0,83	0,63	0,02	0,36				1,58	
185		20526	439	49,8	1,01	14,82	5,68	6,98	0,21	6,91	8,95	2,48	0,44	0,03	0,38				1,26	
186	1986	20582	157,5-158,5	42,31	0,32	10,18	1,39	10,88	0,281	20,52	7,43	0,28	0,09	0,02	0,09	0,78	1,05	0,27	5,02	
187	1986	20584	155	47,22	0,47	13,5	2,58	8,05	0,201	12,52	10,53	0,99	0,2	0,02	0,41	0,39	0,095	0,17	3,13	
188	1986	20586	101,1-104,	50,8	0,89	21,16	1,3	6,47	0,194	3,65	6,77	1,04	3,82	0,04	0,84				0,07	3,13
189	1986	20586	135,8-137,2	51,23	0,88	17,18	2,45	8,17	0,172	5,6	6,32	1,55	2,7	0,02	0,51				0,14	3,1
190	1986	20586	139,0-142,	51,4	0,86	17,8	1,81	8,37	0,243	5,82	5,99	0,75	0,25	0,02	0,04				0,11	6,2
191	1986	20586	170,2-171	67,19	0,97	14,88	0,74	4,28	0,15	2,71	3,08	0,32	3,19	0,08	0,23				0,03	2,35
192	1986	20586	192,0-194	48,49	1,04	22,28	1,79	8,16	0,163	4,02	5,99	1,34	3,82	0,05	0,08				0,1	2,33
193	1986	20586	220,0-225,0	45,49	0,18	7,46	1,2	9,96	0,124	23,77	4,84	0,14	0,04	0,02	0,03					6,29
194	1986	20586	238,0-240,0	48,38	0,25	14,5	1,58	6,96	0,194	12,11	10,3	2,31	0,52	0,02	0,04				0,03	2,39
195	1986	20586	280,0-282,0	48,68	0,64	16,18	3,81	10,35	0,199	8,1	6,79	1,87	0,09	0,02	0,02					2,76
196	1986	20586	320,0-322,0	47,25	0,61	15	2,37	9,75	0,207	10,37	8,9	2	0,57	0,02	0,03					2,45
197	1986	20588	61,0-66,0	42,53	0,25	9,67	0,85	10,84	0,216	21,81	7,02	0,27	0,04	0,02	0,04					5,99
198	1986	20588	75,0-81,	27,66	0,51	19,17	1,66	14,14	0,163	22,52	2,28	0,11	0,04	0,2	0,05				0,07	11,03
199	1986	20588	81,-83,	26,61		20,61	2,05	14,24	0,186	21,12	2,11	0,41	0,04	0,4	0,02				0,08	10,62
200	1986	20588	98,2-102,6	46,96	0,27	9,75	1,23	8,36	0,216	14,3	12,52	1,39	0,09	0,02	0,12					4,32
201	1986	20588	175,0-180	37,57	0,24	6,03	5,94	6,56	0,129	28,75	3,02	0,07	0,04	0,02	0,07	5,45	0,55	0,11		10,86
202	1986	20589	194,0-196,8	58,13	0,93	14,77	1,88	6,57	0,212	5,2	4,76	0,36	3,42	0,03	0,27				0,02	3,18
203	1986	20589	197,5-206,6	62,12	0,49	15,3	1,66	7,86	0,341	2,47	2,41	0,41	3,82	0,15	1,65				0,05	2,04
204	1986	20589	219,0-220,5	46,6	1,53	15,12	3,51	12,75	0,297	7,33	7,6	1,04	0,78	0,11	0,03				0,04	2,84

				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.
205	1986	20589	272,7-275	74,04	0,34	13,67	0,44	1,79	0,06	1,36	1,69	0,51	3,34	0,04	0,38			0,06	2,11
206	1986	20630	20	43,22	0,51	18,37	3,47	10,8	0,106	12,34	0,81	0,05	1,32	0,02	0,04				8,48
207	1986	20630	40,3	42	0,46	16,84	1,82	10,73	0,279	14,19	7,56	0,93	0,53	0,02	0,02				4,16
208	1986	20630	57,6	45,02	0,5	18,45	1,26	7,88	0,345	7,61	8,74	2,69	0,2	0,02	0,02				6,8
209	1986	20630	63	56,59	0,5	15,93	5,31	6,07	0,094	6,12	2,99	1,52	2,5	0,07	0,03				1,79
210	1986	20630	64	54,12	0,57	18,38	0,95	7,22	0,128	7,87	5,44	0,36	1,2	0,04	0,02			0,07	3,19
211	1986	20630	69,6	45,24	0,54	18,78	1,8	9,05	0,139	12,43	2,77	1,69	1,01	0,02	0,03				6,02
212	1986	20630	70,7	42,44	0,42	15,7	1,81	10,96	0,274	13,81	7,86	1,32	0,33	0,02	0,02				4,55
213	1986	20630	75	52,44	0,48	17,05	2,22	7,35	0,086	9,81	1,91	1	0,3	0,04	0,15				6,79
214	1986	20630	77,4	52,87	0,49	16,58	1,87	7,05	0,09	10,54	1,88	0,9	2,05	0,03	0,14				5,12
215	1986	20630	80,2	49,89	0,39	15,21	1,12	8,34	0,17	12,85	5,95	0,4	1,7	0,02	0,06				3,46
216	1986	20630	81,4	49,56	0,48	16,54	2,14	7,74	0,12	10,62	2,88	0,5	2	0,08	0,003	0,48			7,1
217	1986	20631	45,15	57,86	0,83	19,23	0,81	3,79	0,115	4,91	5,51	1,08	2,89	0,02	0,05				2,45
218	1986	20631	46,7	69,46	0,53	16,94	0,57	2,06	0,04	1,12	1,26	1,77	3,5	0,018	0,038	0,1			2,13
219	1986	20631	48,8	48,57	0,74	18,6	1,16	6,38	0,159	8,46	10,21	2,42	0,82	0,06	0,08				1,91
220	1986	20631	49,8	47,87	0,71	18,11	1,68	6,86	0,194	7,7	10,61	2,22	0,59	0,07	0,05				2,86
221	1986	20631	50,5	46,93	0,66	17,79	1,71	7,98	0,119	12,24	3,45	1,71	2,69	0,04	0,08				4,17
222	1986	20631	52,3	44,67	0,72	17,98	2,88	8,89	0,119	12	2,22	1,41	3,03	0,06	0,14				5,48
223	1986	20631	56,05	49,78	0,61	16,51	1,25	6,79	0,107	11,61	3,87	1,72	1,7	0,04	0,06				7,5
224	1986	20631	61,06	53,48	0,65	17,3	1,38	5,68	0,124	6,6	7,43	3,41	1,28	0,05	0,02				2,11
225	1986	20631	74,1	57,86	0,63	14,47	1,57	7,35	0,13	5,25	6,3	2,9	1,25	0,06	0,02	0,48			1,96
226	1986	20631	107,7	54,38	1,29	15,09	1,86	11,65	0,11	6,49	1,08	0,36	3,95	0,26	0,26				2,93
227	1986	20631	117	60,62	0,83	13,55	2,85	7,22	0,075	3	1,26	1,3	6,45	0,19	0,03				2,78
228	1986	20631	125,9	50,06	1,3	14,51	2,53	10,95	0,194	3,39	5,52	1,48	2,26	0,24	0,04				5,07
229	1986	20631	134,1	47,55	1,37	16,17	1,39	6,27	0,128	2,89	11,14	3,84	1,16	0,2	0,1				7,36
230	1986	20631	140,8	47,55	1,42	17,26	2,13	10,45	0,136	4,93	4,28	2,93	4,26	0,22	0,05				3,91
231	1986	20631	151,4	73,37	0,36	10,2	0,74	3,88	0,064	2,33	3,54	2,29	0,71	0,04	0,17				1,94
232	1986	20631	161,7	55,25	1,2	15,01	3,33	9,06	0,159	4	3,87	2,64	2,68	0,12	0,04				2,17
233	1986	20631	178,8	61,34	1,35	12,01	3	8,51	0,13	2,87	4,68	2,2	2,3	0,11	0,089	0,48			2,32

				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П.п.п.
234	1986	20631	200,9	58,84	1,08	12,78	3,42	9,67	0,074	5,5	1,8	2,09	2,29	0,085	0,01	0,1			2,56
235	1986	20631	249,5	48,66	0,64	16,09	1,78	9,86	0,172	10,78	4,38	2,86	1,05	0,03	0,05				3,17
236	1986	20631	252,8	49,77	0,69	16,22	1,43	9,36	0,145	10,76	3,86	3,33	1,22	0,04	0,07				2,65
237	1986	20631	270,5	54,4	0,61	14,32	1,57	9,42	0,16	8,57	5,4	2,9	0,57	0,05	0,006	0,03			1,94
238	1986	20631	282,3	51,06	0,82	16,1	2,71	8,64	0,194	6	9,18	2,41	0,32	0,069	0,02	0,58			2,5
239	1986	20631	282,6	40,34	0,83	18,94	3,17	11,77	0,172	11,14	2,52	1,59	6,11	0,1	0,06				2,79
240	1986	20631	305,6	48,83	0,57	18,22	1,34	8,86	0,107	9,32	4,68	3,54	1,32	0,03	0,05				2,66
241	1986	20631	319,6	50,73	0,46	16,71	1,25	7,76	0,159	8,97	9,24	0,7	1,42	0,03	0,02				2,06
242	1986	20631	322,3	45,68	0,55	16,17	1,71	12,64	0,23	8,75	8,46	1,07	0,86	0,078	0,2	0,62			4,07
243	1986	20631	323,1	39,74	0,52	18,64	2,24	14,65	0,248	11,64	4,24	0,51	2,37	0,04	0,2				4,61
244	1986	20631	323,9	38,17	0,64	21,56	2,98	12,96	0,134	9,72	3,91	0,65	4,09	0,02	0,1				4,65
245	1986	20631	324,9	39,08	0,55	18,82	2,23	14,25	0,207	12,05	4,11	0,61	2,63	0,04	0,43				4,81
246	1986	20631	327	41,6	0,66	16,63	6,57	14	0,17	9,37	2,52	0,75	2,78	0,12	0,037	0,14			5,58
247		27980	1644,3	54,48	1,54	12,58	2,64	8,19	0,2	2,44	7,14	2,56	2,46	0,173	0,216	3,76		0,3	5,61
248		СГ-8	2200	51,4	0,45	13,9	0,15	8,58	0,11	14,8	2,5	0,1	0,6	0,02	0,16				7,66
249		СГ-8	2280	50	0,7	14,9	0,94	8,86	0,17	10,09	4,6	1,4	1,2	0,02	0,21				6,52
250		СГ-8	2345	52,8	1,65	12	3,1	9,72	0,28	5	0,1	0,85	0,5	0,2	0,2				3,54
251		СГ-8	2399	56,26	1,5	12,6	2,8	10	0,14	3,09	3	2,3	2	0,15	0,28				4,95
252	1989	20736	194	50,84	0,64	14,62	0,99	9,02	0,18	5,15	7,82	0,48	1,44	0,096	0,049	4,36			8,44
253	1989	20736	201,4	51,3	0,64	17,68	1,5	7,62	0,14	3,96	6,62	3,1	1,49	0,092	0,04	2,74			5,75
254	1989	20736	216	48,06	0,52	13,88	0,23	8,14	0,2	6,14	8,91	3,1	0,74	0,068	0,045	8,23			9,78
255	1989	20736	161-171	51,9	0,6	17	1,69	14,78	0,21	3,66	2,39	1,11	0,98	0,18	0,094	0,34			5,61
256	1989	20736	177-181	53,2	0,5	15,42	0,9	7,05	0,26	2,28	8,8	1,55	1,94	0,073	0,045	5,42			8,1
257	1989	20736	177-182	43,16	0,54	18,18	0,77	9,26	0,35	2,44	13,13	1,85	0,44	0,068	0,031	6,76			9,91
258	1989	ш.Гвардейская	гор.1032	61,84	0,64	11,27	2,86	13,72	0,3	2,21	2,11	0,66	1,94	0,14	0,13	0,31			2,33
259	1989	ш.Летина	гор.950	54	1,1	13,5	2,14	12,36	0,16	6,08	3,86	1,22	3,25	0,19	0,054	0,1			2,21
260	1989	ш.Летина	гор.950	46,88	1,1	14,24	2,79	9,8	0,26	5,05	10,37	3,52	0,88	0,14	0,3	3,43			4,9
261	1989	ш.Северн	гор.550	64,8	0,9	14,73	1,17	7,85	0,04	2,18	0,55	2,87	3,2	0,13	0,45	0,34			1,88

Примечания к приложению. *Наименования пород:* 7 – амфиболит массивный биотитизированный; 13 – сланец Кв-Пш-Би, миндалекаменный; 14 – сланец Кв-Хл; 15 – сланец Кв-Пш-Би; 16 – сланец Кв-Пш-Би, с бластами Амф и Пл; 17 – сланец Кв-Хл с бластами Акт; 18,19 – сланец Кв-Пш-Би-Хл; 20 – амфиболит миндалекаменный; 21 – сланец Амф-Би-Хл; 22 – амфиболит окварцованный; 23 – зона окварцевания в туфобрекчиях; 24 – обломки туфобрекчий; 25 – туфобрекчия амфиболитов; 26 – туфобрекчия; 27 – амфиболит катаклазиров.; 29 – амфиболит окварцован.; 30 – амфиболит; 31-33 – амфиболит окварцов.; 34 – брекчия; 35 – туфобрекчия; 36 – амфиболит миндалекамен.; 37 – амфиболит; 38, 39 – амфиболит миндалекамен.; 40 – амфиболит; 41 – амфиболит миндалекамен.; 42 – амфиболит; 43 – брекчия; 44 – амфиболит миндалекамен.; 61 – габбро-амфиболит; 62 – амфиболит; 63 – ультрабазит; 64 – амфиболит; 65 – сланец Би-Хл, вулcano-терригенный, в 1 м от контакта со скелеватской свитой, с крупными бластами Грн, + Прр, +Тмгн; 66 – сланец Хл, Хл-Кв-Пш-Сц, вулcano-терригенный, +бласты Грн; 67 – сланец Хл-Кв-Сц, вулcano-терриген, +Грн; 68 – сланец Хл, Кв-Пш-Хл, вулcano-терриген.; 69 – метадиабаз массивный, крупнокрист., бластоофитовый; 70 – сланец Пл-Кв-Сц, +Турм (тонкозернистая граувакка); 71 – сланец Хл-Акт; 72 – амфиболит Би-Рог-Пл (метапорфирит); 73 – метадиабаз массивный Амф-Пл, крупнокрист.; 74 – метадиабаз афанитовый с редкими миндалинами; 75 – сланец Рог-Пл-Би, Рог-Би-Пл, мелкокрст.; 76 – сланец Карб-Трем-Прохл, Хл-Трем; 77 – сланец Кв-Би-Хл; 78 – сланец Пл-Би; 79 – сланец Би-Пл-Рог, миндалекамен.; 80 – амфиболит метадиабазовый крупнокрист., Би-Пл-Рог; 81 – сланец метаосадочный Кв-Пл-Би чередуется с метаалевролитом Карб-Рог-Би-Кв-Пл; 82 – сланец Карб-Сц-Би-Пл-Кв, метапесчаник тонкозернистый; 83 – сланец Пл-Би-Акт-Хл, +бласты Альб, сланец Хл-Акт, алевролит Хл-Кв, Би-Хл-Кв; 84 – сланец Рог-Би-Пл, миндалекамен., среднекрст.; 85 – ультрабазит Тальк-Карб, Карб-Акт-Хл-Тальк; 86 – метапорфирит Карб-Рог-Би-Пл, рассланцов.; 87 – метапорфирит-сланец Рог-Би-Пл, немного гранобластового Кв; 88 – метапорфирит рассланцован., сланец Рог-Би-Пл с реликтами офитовой структуры, +немного гранобластового Кв; 89 – метапорфирит рассланцованный Рог-Пл-Би, Рог-Би-Пл; 90 – тонкокристаллич. сланец Би-Пл-Акт, Би-Акт-Пл (метаэффузив); 91 – сланец Би-Пл-Акт (рассланцов. порфирит); 92 – сланец тонкокрст. Би-Пл-Рог (метаэффузив); 93 – сланец тонкокрст., Би-Пл-Акт (порфирит рассланцов.); 94 – амфиболит рассланцован. Би-Акт-Пл, с реликтами крупных лейст Пл; 95 – микродиабаз массивный микроофитовый Би-Рог-Пл, Би-Пл-Рог; 96 – амфиболит рассланцов. Би-Пл-Акт, с реликтами крупн. лейст Пл; 97 – амфиболит рассланцов. Би-Пл-Акт; 98 – амфиболит метадиабазовый мелкокрст. Би-Пл-Акт; 99 – сланец неясного генезиса, Би-Пл-Акт-Хл, с игольчатыми бластами Акт; 100 – амфиболит массивн., тонкокрст., Би-Пл-Акт; 101 – Рог-Би-Пл порода, сланец Би-Пл с бластами Рог, (метаэффузив, рассланцевание, амфиболитизация); 102 – амфиболит рассланцов. Би-Пл-Акт; 103 – сланец

тонкокрист. Пл-Би-Акт (метабаза́льт); 104 – сланец тонкокрист. Акт, Би-Акт (метабаза́льт); 105 – сланец мелкокрис́т., (Би-30)-(Кв+Пл-70) с апатитом (метаандезит или граувакка?); 106 – то же; 107 – сланец Акт-Би-Пл; 108 – метапорфирит рассланцов., Би-Акт-Пл; 109-115 – метаэффузивы; 116-118 – эффузивы миндалекамен.; 119 – метапесчаник на контакте с sk-свитой; 120-122 – Би-Хл сланец с Мгн (метаэлювий на контакте с sk); 123 – порфирит пятнистый; 124 – миндалекамен. эффузив; 125 – метапорфирит массивный однородный; 126 – метапорфирит мелко-среднекрис́т.; 127 – сланец афанитовый Хл-Акт, пятнистый; 128 – метапесчаник-сланец на границе с sk; 130 – сланец Пл-Би, миндалекамен.; 131-134 – метаэффузивы; 135-140 – метатуфы гравелитовидные (мелколаппилиев.); 141 – миндалекамен. эффузив; 142 – метатуф гравелитовидный; 143 – миндалекамен. эффузив; 144-145 – миндалекамен., гравелитовидные метавулканыты; 147 – сланец афанитовый голубовато-сер. (метабаза́льт); 148-151 – метаэффузивы; 152-157 – амфиболиты; 158-160 – метаэффузивы пепельного цвета с редкими миндалинами; 161 – метапесчаник с галькой метаба́зита на контакте с sk; 162 – брекчия метасоматическая; 163-166 – метаба́зальты миндалекаменные св-серые, Пл-Хл-Акт; 186 – актинолитит; 187 – амфиболит Пл-Рог; 188 – сланец Би-Пл; 189 – сланец амфиболовый; 190 – сланец Хл-Акт; 191 – сланец Грф-Би-Сц (осадочн.); 192 – сланец Амф-Би-Пл; 193 – актинолитит; 194 – амфиболит Рог; 195 – амфиболит Хл-Альб-Рог; 196 – амфиболит Рог; 197 – актинолитит; 198 – сланец Хл с Мгн; 199 – сланец Акт-Серп; 200 – амфиболит Пл-Рог; 201 – метаультраба́зит; 202 – сланец Би с магнетитом; 203 – сланец Грн-Кв-Би; 204 – амфиболит Би-Пл-Рог; 205 – сланец Кв-Би-Мус, +Грн; 206 – амфиболит выветр., обурожелезнен.; 207 – амфиболит рассланцов., с редкими миндалинами, Би-Акт-Пл; 208 – амфиболит рассланцов., Би-Акт-Пл; 209-211 – амфиболиты рассланцов., Би-(Рог,Акт)-Пл; 212-216 – сланцы Би-Пл-Хл, Би-Пл-Акт-Хл; 217, 218 – метапесчаники; 219, 220 – метадиабазы; 221 – сланец Акт-Пл-Би с редкими миндалинами и бластами Акт; 222 – контакт метадиабазы Би-Акт-Пл и сланца миндалекаменного Би-Пл; 223 – метадиабазовая жила; 224 – метадиабаз Акт-Пл; 225 – метаандезит Би-Рог-Пл массивный; 226 – сланец Кв-Пл-Би миндалекаменный; 227 – сланец Би-Пл, лаппилиевидный, псаммовидный (метатуф); 228 – сланец Кв-Пл-Би с карбонатом, лаппилиевидный, псаммовидный (метатуф); 229 – метапесчаник Би-Пл на карбонатном цементе (граувакка); 230 – сланец Амф-Пл-Би, мелкокрис́т., однородный (эффузив); 231 – сланец Би-Пл-Кв полосчат. (осадочн.); 232, 233 – сланец миндалекаменный Би-Рог-Пл (андезиба́зальты); 234 – Пл-Рог-Кв зона закалки в метаандезите; 235 – сланец миндалекам., Би-Пл-Акт; 236 – амфиболит рассланцов., Би-Пл-Акт; 237 – амфиболит Би-Пл-Акт; 238 – жила метадиабазы среднепятнист.; 239 – сланец Пл-Рог-Би, темно-сер.; 240 – амфиболит Би-Пл-Рог, туфоконглобрекчиевой текстуры; 241 – амфиболит Би-Пл-Акт, гнейсовидный; 242-246 – сланцы Пл-Би-Акт-Хл; 252 – сланец миндалекам., тонкокрис́т., Хл(15)-Би(25)-Пл(50), комковатый; 253 – сланец

миндалекам., тонкокрист., Кв-Карб-Би(15)-Хл(20)-Пл(50); 254 – сланец миндалекам., тонкокрист., Кв-Би-Карб(30)-Хл(30)-Пл(35); 255 – сланец миндалекаменный тонкокрист., Хл-Акт, Кв(30)-Хл(30)-Пл(30), бласты округлые альбита; 256 – сланец Би-Карб-Хл-Пл, округлые бласты альбита; 257 – сланец Би-Карб(20)-Хл(30)-Пл(50), округлые бласты альбита; 258 – сланец Би, Рог-Би-Кв с гранатом; 259 – сланец миндалекам., тонкокрист., Кв-Пл(15)-Рог(930)-Би(50); 260 – амфиболит (метадиабаз миндалекамен.) Би-Карб-Пл(35)-Рог(50); 261 – метадиабаз-метапорфирит Би(50)-Пл(50), тонкокрист., массивн., реликты порфировой и офит. структур.

Наименование профилей, участков: 7 – с.Александров-Дар (Рахманово); 12-44, 61-64 – Первомайский профиль; 45-60 – Западно-Девладовский профиль; 65-108 – уч.замка Основной синклинали (ЮГОК); 109-166 – Центрально-Саксаганский профиль (РУ Либкнехта); 167-185 – Анновский профиль; 186-205 – Ингулецкое замыкание; 206-246 – Рахмановский профиль; 248-251 – Криворожская сверхглубокая скважина (СГ-8); 252-257 – уч. замка Основной синклинали; 258 – север Саксаганского района, РУ Люксембург; 259, 260 – север Саксаганского района, РУ Ленина; 261 – юг Саксаганского района, РУ Кирова.

Источники анализов из Фондов КГРЭ и др.: 1-4, 9-11 – отчет Р.Н.Сироштана(1962); 5 – Ю.Ю.Юрк (1958); 6,8 – И.С.Усенко (1958); 7 – В.Е.Тарасенко (1958); 12-44, 61-64 – отчет Н.Г.Ефименко (1975); 65-67 – В.В.Покалюк (1987); 68-166 – отчет Н.Г.Ефименко (1982); 186-205 – отчет В.К.Бутырина (1986); 206-246 – отчет В.П.Жука (1986); В.В.Покалюк; 252-261 – Ю.Соболевский (1989).

Литература.

Акульшина Е.П., Аксенова Т.П., Фомин А.М., Писарева Г.М. Палеозойский литогенез алмазоносных районов Якутии. – Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. – 201 с.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. – М.: Наука, МАИК "Наука/Интерпериодика", 2000. – 363с.

Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. – 1995. – №21. – С.129-153.

Артеменко Г.В. Новые геохронологические данные по Сурской зеленокаменной структуре // Минерал. журн. – 1998. – 20, №2. – С. 74-81.

Артеменко Г.В. Геохронологія Середньопридніпровської, Призовської та Курської граніт-зеленокам'яних областей // Автореферат дис. доктора геол. наук. – Київ, 1998. – 31 с.

Артеменко Г.В. Использование Sm-Nd изотопного метода в геохронологии и петрологии // Минерал. журнал. – 2000. – 22, № 2/3. – С.111-117.

Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Мартынюк А.В. и др. Возраст конкской вулcano-плутонической ассоциации северо-западной части Верховцевского района // Докл. АН УССР. – Сер. Б. – 1988. – №10. – С. 3-7.

Белоусов А.Ф. Серийная модель в исследованиях ассоциаций магматических пород // Геол. и геофиз., 1978. – № 12. – С. 14-20.

Белоусов А.Ф. Петрохимия в изучении магматических формаций // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С.81-86.

Берзенин Б.З., Кичурчак В.М., Насад А.Г., Пигулевский П. И. К вопросу о расчленении образований, слагающих зеленокаменные структуры Среднеприднепровского блока // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. — Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С.13-15.

Бибикова Е.В., Бойко В.Л., Грачева Т.В. и др. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита // Изотоп. датирование процессов вулканизма и осадкообразования. – М.: Наука, 1985. – С.132-140.

Бобров А.Б. Вулcano-плутонические ассоциации зеленокаменных поясов Украинского щита (формации, палеовулканические реконструкции, металлогения) // Автореф. дис. д-ра геол.-мин.наук. – Львов, 1994. – 40 с.

Бобров А.Б. Некоторые особенности геологии ультрамафитов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья // Геология и металлогения мафит-ультрамафитов докембрия Приднепровья. – Днепропетровск, 1989. – С.40-48.

Бобров А.Б. Новые данные по стратиграфии зеленокаменного комплекса Среднего Приднепровья (на примере Сурской структуры). // Геол. журн. – 1989. – 49, №3. – С.78-85.

Бобров А.Б. Новые данные по стратиграфии зеленокаменного комплекса в аспекте выделения тепловской свиты (Среднее Приднепровье) // Геол. журн. – 1991. – 51, №4. – С.74-83.

Бобров А.Б. К вопросу о расчленении комплекса основных и ультраосновных пород Среднего Приднепровья // Геол. журн. – 1992. – 52, №6. – С.52-59.

Бобров А.Б. Метаморфизованная коматиитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита (состав, строение, стратиграфическое положение, металлогения) // Геол. журн. – 1993. – 53, №1. – С.9-19.

Бобров А.Б. Метариодацитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита. Статья 1. Состав, строение и возраст // Геол. журн. – 1993. – 53, №4. – С. 23-32.

Бобров А.Б. Новые данные о возрасте отложений белозерской свиты (Среднее Приднепровье) // Геол. журн. – 1993. – 53, №2. – С. 73-79.

Бобров А.Б. Метаморфизованная риодацитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита. Статья 2. Палеовулканические реконструкции, металлогения // Геол. журн. – 1993. – 53, №5. – С.53-60.

Бобров О.Б. та ін. Геологічна будова та золотоносність Сорокинської зеленокам'яної структури (Західне Приазов'я) // Дніпропетровськ: Артпрес, Техпечать, 2000. – 148 с.

Бобров А.Б., Малюк Б.И. Петрология расслоенных потоков коматиитов Косивцевской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геохимия. – 1991. – №11. – С. 1573-1585.

Бобров О.Б., Малюк Б.И., Сиворонов А.О. Метакоматіти Сорокинської зеленокам'яної структури (Західне Приазов'я) // Минерал. журн. – 2001. – 23, № 2/3. – С 84-94.

Бобров А.Б., Малюк Б.И., Шпыльчак В.А. Метаморфизованные коматииты Приазовского геоблока Украинского щита // Геол. журн. – 1991. – № 1. – С. 92-100.

Бобров А.Б., Монахов В.С., Сукач В.В. Парагенерации метакоматиит-толеитовой формации зеленокаменных поясов Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – 22, №4. – С. 103-113.

Бобров А.Б., Сиворонов А.А., Маслянка Т.Б. Стратиграфия Сорокинской зеленокаменной структуры (по данным геологического картирования) // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. міжвідом. нар. (Київ, квіт 1998 р.). – С. 81-84.

Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Малюк Б.И., Лисенко О.М. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита // 36. наук. пр. Укр. геологорозвід. ін-ту. – Київ: УкрДГРІ, 2002. – № 1/2 – С. 46-68.

Бойко В.Л., Бордунов И.Н., Елисеева Г.Д. и др. Новые данные по геохронологии Среднего Приднепровья // В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений. – М.: Изд-во АН СССР, 1976. – С. 103 – 113.

Бойко В.Л., Щербаков И.Б., Рокачук Т.А. и др. Петрология Софиевской вулкано-плутонической ассоциации. ИГМР НАН Украины. — Киев: „Академперіодика“, 2001. – 88 с.

Бондаренко Я.И. Метаморфизованная офиолитовая формация гранит-зеленокаменных структур Среднего Приднепровья // Геол. журн. – 1992. – №1. – С.45-54.

Бондаренко П.М., Горошников Б.И., Кулишов П.М., Кучер В.Н. О взаимоотношении Криворожской метаморфической серии и саксаганских плагиоклазовых гранитов // Науч. тр. н.-и. горно-рудн. ин-та. – 1959. – Сер. геол. – № 2. – С.132-142.

Бородин Л.С. Петрохимические тренды и происхождение раннеархейской гнейсо-амфиболитовой серии Среднего Приднепровья // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 151-157.

Великанов Ю.Ф., Семененко Н.П. Условия формирования молибденовой минерализации в породах Восточно-Анновской полосы // Геол. журн. – 1992. – №3. – С.89-92

Винниченко П.И. Новое о строении Белозерского железорудного района // Геол. журн. — 1975. – 35, № 3. – С. 114-120.

Войновский А.С. Новые данные о составе и стратиграфическом разрезе метабазитовых толщ Кременчугского района // Геол. журн., 1970. – т. 30, вып. 1. – С. 96-99.

Войновский А.С. О характере контакта пород нижней свиты криворожской серии с плагиогранитами в Кременчугском районе // Геол. журн. – 1972. – 32, № 2. – С. 115-118.

Войновский А.С. Вещественный состав, стратиграфическое и структурное положение метабазитов Кременчугского района // Геол. журн. – 1978. – 38, № 2. – С.24-33.

Вревский А.Б. Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров) // ДАН СССР. – 1980. – Т. 252. № 3. – С. 1216-1219.

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С. и др. – Л.: Наука, 1981. – 154 с.

Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения / Под ред. А.Д. Щеглова. – М.: Наука, 1984. – 504 с.

Гавриленко В.Н., Покалюк В.В. Стратиграфия и литология метаобломочных образований нижней свиты криворожской метаморфической серии // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 58-68.

Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Позднеархейские апобониниты Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Геол. журн. – 1998. – №3/4. – С. 132-138.

Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Эволюция зеленокаменных поясов на Среднем Приднепровье (Украинский щит) // Докл. НАН Украины. – 2000. – № 3. – С. 125-127.

Галецкий Л.С., Доброхотов С.М., Коржнев М.Н. Ортоамфиболиты криворожской и конкской серий Южного Криворожья (Украинский щит) // Докл. НАН Украины. – 1999. – № 1. – С. 116-120.

Галецкий Л.С., Доброхотов С.М., Трипольский А.А. Строение и тектоника зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Докл. НАН Украины. – 1997. – № 12. – С. 114-117.

Галецкий Л.С., Есипчук К.Е., Пийяр Ю.К. и др. Уточнение стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита // Геол. журн. – 1991. – №4. – С. 10-20.

Ганоцкий В.И., Струева О.М. Тепловская свита – неотъемлемая составная часть конкско-верховцевской серии Украинского щита // Геол. журн. – 1986. – 46, №2. – С.40-48.

Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна / Под ред. Я.Н. Белевцева. – М.: Госгеолиздат, 1957. – 280 с.

Геология криворожских железорудных месторождений / Ред. кол.: Я.Н. Белевцев, Г.В. Тохтуев, А.И. Стрыгин и др. – Киев: Изд.-во АН УССР, 1962. – Т. 1. – 484 с.; Т. 2. – 566 с.

Гирнис А.В. Фазовые равновесия в мантии в связи с проблемой происхождения высокомагнезиальных магм // дисс. док. геол.-мин. наук, – М. 1998. – 410с.

Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. – М.: Наука 1987. – 121с.

Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пущин И.К. и др. Петрологические провинции Тихого океана. – М.: Наука, 1996. – 444 с.

Говоров И.Н., Голубева Э.Д. Щелочные и субщелочные базальты Тихого океана // Тихоокеанская геология. – 1998. – № 1.

Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. – Л., 1977. – 268 с.

Головенко В.К., Шалек Е.А. О геохимических особенностях докриворожской коры выветривания на metabazитах Саксаганского района // Докембрийские коры выветривания (формирование докембрийских пенепленов и кор выветривания; эпохи континентального литогенеза в докембрии). – М.: ВНЭМС, 1975. – С.47-49.

Голуб Е.Н., Ярощук Э.А. Минералого-геохимическая характеристика ультраосновных и основных пород девладовского комплекса // Геол. журн. – 1977. – 37, № 6. – 85-94.

Голубева Э.Д. Толеитовые базальты Тихого Океана: (Петрология и геохимия). – Владивосток, 1990. – 135 с.

Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. – 1980. – № 5. – С. 3-24.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. – М.: Мир, 1968. – С.198-221.

Гузенко Г.Ф. Зіставлення розрізів і зведена стратиграфічна схема конксько-верхівцевської серії Середнього Придніпров'я // Геол. журн. – 1972. – т.32, вип.5. – С.74-80.

Данилович Л.Г. Петрологические типы коматиитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – №1. – С. 16-21.

Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В. Основные черты магматизма дна океана. // Проблемы петрологии. – М.: Наука, 1976. – С.173-189.

Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., В.Дж. Мелсон. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // Магматизм и тектоника океана. – М.: Наука, 1990. – С. 43-108.

Дмитриев Л. В. Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // Петрология. – 1998. – 6. (4). – С. 340-362

Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов // Геол. и геофиз., 1975. – №2. – С.11-26.

Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. – М., 1981.–236 с

Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н. и др. Минералогия и геохимия коматиитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. – С. 34-48.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. – М.: Недра, 1970. – 430 с.

Додатко А.Д., Ефименко Н.Г., Решетняк В.В. Новые данные о раннем этапе геологического развития Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны // Докл. АН УССР. – 1985. – Сер.геол. Б. – № 4. – С.21-24.

Додатко А.Д., Кухарева Н.И., Семергеева Е.А. Метаморфизованная кора выветривания на амфиболитах Криворожской серии // Литология и осадочная геология докембрия. – М., 1973. – С.44-45.

Додатко А.Д., Кухарева Н.И., Семергеева Е.А. Метаморфизованная кора амфиболитов Криворожской серии // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 3. – С.44-55.

Дудник Н.Ф. Петрогенетические типы мафитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Геология и металлогения мафит-ультрамафитов докембрия Приднепровья, Сб. науч. тр.: Днепрпетровск, 1989. – С.103-113.

Есипчук К.Е., Бобров А.Б. Некоторые проблемы геологии раннего докембрия // Минерал. журн. – 2000. – Т.22. – №2-3. – С.25-35.

Єсипчук К.Ю., Щербак М.П., Глеваський Є.Б. та ін. Уточнення кореляційної стратиграфічної схеми докембрію Українського щита // *Мінерал, журн.* – 1999. – 21, № 1. – С. 5-20.

Єсипчук К.Е., Щербак Н.П., Глевасский Е.Б. О дальнейшем уточнении корреляционной стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита // *Регіон. геол. дослідження в Україні.* – Київ, 2001. – С. 46-48.

Єфремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. – М.:Недра, 1985. – 511 с.

Железисто-кремнистые формации Украинского щита / Под ред. Н.П.Семененко. – Киев: Наук.думка, 1978, – Т.1. – 326 с.

Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Метаморфизм / Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я., Пап А.М., Лебедев И.П., Решетняк В.В. и др. – Киев: Наук, думка, 1988. – 148 с.

Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия / Щербак Н.П., Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю., Половко Н.И., Коржнев М.Н. и др. – Киев: Наук, думка, 1988. – 189 с.

Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений. / Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Ярошук М.А. и др. – Киев: Наук. думка, 1990. – 172 с.

Животнев А.Н., Покалюк В.В., Гавриленко В.Н. Стратиграфия и литология скелетатской свиты криворожской серии участка Основной синклинали Кривбасса // *Геол. журн.* – 1990. – № 2. – С. 127-138.

Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В., Симон А.К. Sm-Nd и Rb-Sr возраст метавулканитов Сурской зеленокаменной структуры (Среднее Приднепровье, Украинский щит) // *Докл. АН СССР.* – 1987. – Т. 295, № 3. – С. 703-707.

Захаров В.В., Курлов Н.С., Мартынюк А.В. Предложения по уточнению стратиграфической схемы докембрийских образований и тектонического районирования Ингуло-Ингулецкого и Средне-Приднепровского районов // *Геологія і магматизм докембрію Українського щита.* – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С.184-185.

Захаров В.В., Мартынюк А.В., Токар Ю.М. Державна геологічна карта України м-ба 1:200 000. Пояснювальна записка. – Київ, 2002.

Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. – М. Недра, 1978. – 136 с.,

Казьмин В.Г. Развитие континентальных рифтов и вулканизм // *Континентальный и океанский рифтогенез.* – М.: Наука, 1985. – С.136–150.

Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. – Киев: Наук, думка, 1965. – 188 с.

Каляев Г.И. Строение Криворожского железорудного бассейна с учетом данных сверхглубокого бурения // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 2. – С. 60-67.

Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. — Киев: Наук. думка, 1984. – 237 с.

Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие. – М.: Недра, 1981. – 160 с.

Колий В.Д., Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Некряч А.И. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского геоблока Украинского щита // Геол. журн. — 1991. – № 4. – С. 28-40.

Коматииты и высокомагнезиальные базальты раннего докембрия Балтийского щита / Ред. О.А. Богатиков. – Л.: Наука, 1988. – 192 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. – М.: Мир, 1983. – 390 с.

Коржнев М.Н., Покалюк В.В. Геохимические особенности метабазитов Криворожского бассейна // Доклады АНУ. – 1993. – №1. – С.70-74

Костенко О.В. Особенности зональности и геохимическая специализация основных типов золотоносных метасоматитов Сергеевского месторождения (Среднее Приднепровье) // Допов. НАН України. – 1999. – №1. – С.127-132.

Которгин Н.Ф. Сравнительный анализ коматиитов Воронежского кристаллического массива и перспективы их рудоносности // Бюл. моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1987. – Т.62. – Вып.2. – С.89-93.

Которгин Н.Ф. О некоторых петрохимических особенностях пикритов и коматиитов // Вопросы оруденения в ультрамафитах. – М., 1985. – С.12-19.

Крестин Е.М. Первая находка коматиитов в СССР // Докл.АН СССР. – 1978. – 242, № 2. – С. 412-415.

Крестин Е.М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива // Сов. геология. – 1980. – №9. – С.84-97.

Кулешов М.П. Возрастные взаимоотношения пород Криворожского района // Геол. строение и железн. Руды Криворож. Басс. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – С. 24-41.

Куликов В.С. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. – Л.: Наука, 1988. – 192 с.

Кулиш Е.А., Горлицкий Б.А. Петрохимия докембрийских комплексов Украинского и Алданского щитов. – Киев: Наук. думка, 1989. – 192 с.

Кулиш Е.А., Покалюк В.В. Стратиграфия и литология докембрийских метавулканитов новокриворожской свиты Криворожского железорудного бассейна – Киев: Изд-во ИГМР АН Украины, 1993. – 65 с.

Кулиш Е.А., Покалюк В.В., Решетняк В.В. Минералого-геохимические особенности верхнеархейской коры выветривания Криворожья // Зап. Всесоюз. Минерал. об-ва. – 1987. – Ч. 116. – Вып. 5. – С.564-573

Кулиш Е.А., Покалюк В.В., Яценко В.Г. Петрохимия раннепротерозойских метакластолитов нижней свиты Кривбасса в связи с условиями их седиментации. – Киев: Логос, 2007. – 76 с.

Курлов Н.С., Белевцев Р.Я., Решетник В.В., Мечников Ю.П. Криворожская сверхглубокая скважина: значение для петрогенезиса и экологии // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 5. – С. 85-100.

Кутолин В.А., Прусевич А.А. Петрохимические методы определения некоторых условий образования вулканических пород // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 148-158.

Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. – М., 1969. – 142 с.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. – Новосибирск, 1972. – 208

Кушинов Н.В. Мафиты, ультрамафиты зеленокаменных поясов юга Среднего Приднепровья // Геология и металлогения мафит-ультрамафитов докембрия Приднепровья: – Днепропетровск, 1989. – С. 26-40,

Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Ярошук М.А. и др. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений. – Киев: Наук. думка, 1990. – 172 с.

Леонтьев Л.Н., Бородин Л.С., Гладких В.С. Ультраосновные щелочные и основные субщелочные серии вулканоплутонических формаций платформ (на примере Меймеча-Котуйской провинции) // Вулканоплутонические формации и их рудоносность. – Алма-Ата: Наука Каз.ССР, 1969. – С.184-190.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. – М.: Недра, 1980. – 234 с.

Магматические горные породы. – М.: Наука, 1983. – Т.1, часть I – 367 с.; часть 2 – 397 с.

Магматические горные породы. Основные породы. Т. 3 / Отв. ред. Е.В. Шарков. – М., 1985. – 86 с.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. –Т. 6. / Отв. ред. В.И. Коваленко. – М., 1987. – 438 с.

Магматические горные породы: В 6 т. / Гл. ред. О.А. Богатиков. – М.: Наука, – 1987. – Т.4: Кислые и средние породы. – 374 с.

Малюк Б.И. Петрохимические серии и типы коматиитов – Львов, 1986. – 36 с. – Деп. в ВИНТИ СССР 16.12.1986. – № 8614–В8.

Малюк Б.И. Магмогенез раннедокембрийских зеленокаменных поясов на примере Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области // Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. – Л., 1991. – 35 с.

Малюк Б.И. К проблеме эволюции базальтовых магм докембрийских зеленокаменных поясов // Геохимия. – 1989. – № 5. – С. 805-815.

Малюк Б.И., Сиворонов А.А. О природе коматиитов // Геология и геофизика. – 1982. – № 4. – С. 32-40.

Малюк Б.И., Сиворонов А.А. К вопросу систематики коматиитов // Геология и геофизика. – 1984. – № 1. – С.62-69.

Малюк Б.И., Сиворонов А.А. Первичные магмы толеитов докембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита // Изв. АН СССР, Сер. геол. – 1986. – №11. – С. 44-52.

Малюк Б.И., Сиворонов А.А., Кушинов Н.В. Петрохимия и вопросы генезиса метавулканитов дацит-андезит-толеитовых формаций Чертомлыкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геол. журн. – 1989. – 49, № 4. – С. 81-93.

Малюк Б.И., Колий В.Д., Паранько И.С. Петрохимическое сопоставление метавулканитов криворожской и конско-верховцевской серий // Сов. Геология. – 1991. – №11. – С.65-70.

Малюк Б.И., Паранько И.С. Застосування нетрадиційних методів геологічних досліджень для кореляції вулканогенно-осадочних відкладів // Геол. журн. – 1992. – №3. – С.127-137.

Марковский Б.А., Ланда Э.А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов // Сов. геология. – 1976. – №1. – С.103-114.

Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита / Н.П.Семененко, В.Д.Ладиева, В.Л.Бойко, И.Н.Бордунов, В.А.Стульчиков. – Киев: Наук, думка, 1982. – 375 с.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). – М.: Недра, 1983. – 280 с.

Монахов В.С. Метасоматическая зональность Сурской структуры. – Киев: Наук. думка, 1985. – 192 с.

Монахов В.С., Синицын В.А., Фомин Ю.А. и др. Золотоносные кварц-карбонат-амфиболовые метасоматиты зеленокаменных структур докембрия Среднего Приднепровья // Геол. журн. – 1994. – № 3. – .65-76.

Неслов А.Н. Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия // Литология и геохимия раннего докембрия. – Апатиты, 1977. – С. 96-105.

Неслов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. – Л.: Наука, 1980. – 250 с.

Неслов А.Н., Сочава А.В., Горлицкий Б.А. и др. Петрохимия осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия. – Л.: Наука, 1983. – 256 с.

Некряч А.И., Малых М.М., Сукач В.В. Новые данные о стратиграфии Сурской зеленокаменной структуры // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 74-76.

Некряч А.И., Сукач В.В., Кузь В.Д. и др. Предложения по изменениям и дополнениям к действующей стратиграфической схеме расчленения

зеленокаменных толщ Среднего Приднепровья // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 61-63.

Оронецкий Ю.П., Чекунов А.В., Науменко В.В. и др. Глубинное строение и природа гранит-зеленокаменных областей Балтийского и Украинского щитов // Геофиз. журн. – 1991. – 13, №5. – С. 64-72.

Паранько И.С., Михницкая Т.П. Этапы геологического развития и стратиграфия Криворожской структуры. – К.: Препринт ИГН АН Украины. – 1991. – 56 с.

Перверзев С.И. Базит-ультрабазитовая ассоциация Новопавловского района (Приазовский блок) и её рудоносность // Геология и металлогения мафит-ультрамафитов докембрия Приднепровья. – Днепропетровск, 1989. – С. 67-77.

Петько В.М., Корнієнко А.І., Кір'янов М.М. Геологічна будова і перспективи рудоносності Чортомлицької зеленокам'яної структури Середнього Придніпров'я // Перспективи золотоносності надр України. – 1994. – С. 135-147. – (Вісник Львів. ун-ту. Сер. Геол.; Вип. 12).

Покалюк В.В. Геология и условия формирования подрудных толщ Южного района Криворожского железорудного бассейна // Канд. диссертация. на правах рукоп. (267 с.). – Киев, 1988. – Библиотека ИГФМ АН Украины.

Покалюк В.В., Ефименко Н.Г. Дометаморфические преобразования базальтовых туфов в докембрии Криворожского бассейна // Геол. журнал. – 1988. – №2. – С.119-124.

Покалюк В.В., Коржнев М.Н. Вещественный состав и условия формирования метатерригенных отложений латовской толщи в Южном Криворожье // Геол. журнал. – 1990. – №4. – С.99-106.

Покалюк В.В., Кулиш Е.А. Геология и литогенез досаксаганских метаморфических комплексов Криворожского железорудного бассейна. – Киев.:Логос, 2004. – 245 с.

Половинкина Ю.Ир. Эффузивно-осадочные и «магматические комплексы Украинского кристаллического массива (опыт тектоно-магматического анализа) // Тр. ВСЕГЕИ. – Т, 1. — М.: Госгеолтехиздат, 1954. – 94 с.

Половинкина Ю.Ир. Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение // Петрогр. сб. – 1955. – Вып. 4, № 11. – С. 5-42.

Половинкина Ю.Ир., Наливкина Э.Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья // Тр. ВСЕГЕИ., Нов сер., Т. 26. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 135 с.

Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. – Л.: Наука, 1980. – 152 с.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР. – 1991. – Т. 317. – №1. – С. 197-202.

Румянцева Н.А. О классификации эффузивных пород // Зап. Всесоюзн. минер. о-ва. – 1977. – Ч.106. – Вып. 1. – С. 53-61.

Румянцева Н.А. Принципы систематики базальтовых формаций на петрохимической основе // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск.: Наука, 1985. – С.86-93.

Рыбаков С.И., Светлова А.И., Куликов В.С. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. – Л.: Наука, 1981. – 154 с.

Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // Геохимия.– 1984. – № 5. – С. 625-638.

Светов С.А. Коматиит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии // КарНЦ РАН, Петрозаводск; 1997. – 172с

Светов С.А., Голубев А.И., Светова А.И. Геохимия сумийских андезибазальтов Центральной Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001.– С.18-26.

Светов С.А., Светова А.И. Литогеохимическая характеристика высокомагнезиальных вулканитов (2.9-3.0 млрд.лет) Карельского кратона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. – С.43-49.

Светов С.А., Светова А.И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Доклады РАН. – Т.394. – №3. – 2004. – С.393-398.

Свитальский Н.И. и др. Железородное месторождение Кривого Рога // Тр. Всесоюз.геол.развед.объединения НКТП СССР. – М.-Л., 1932. – Вып.153. – 274 с.

Семененко Н.П., Половко Н.И., Жуков Г.В., Ладиева В.Д., Макухина А.А. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. – Киев: Изд-во АН УССР, 1956. – 535 с.

Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть). – Киев: Наук.думка, 1987. – 379 с.

Семененко Н.П., Ладиева В.Д., Бойко В.Л. и др. Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита. – Киев: Наук.думка, 1982. – 376 с.

Семененко Н.П., Половко Н.И., Грицков Я.М. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. – Киев: Изд. АН УССР, 1959. – 688 с.

Семененко Н.П., Ярошук Э.А., Курлов Н.С. и др. Изотопный возраст саксаганской метабазитовой серии и боковянско-лозоватского комплекса Украинского щита // Тез. Докл. XX1 сес. Комиссия по опр. абсолютного возраста геол. формаций. – Уфа, 1979. – С. 148 – 149.

Сиворонов А.А., Берзенин Б.З., Малюк Б.И., Бобров А.Б., Воронова С.Г. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских

зеленокаменных поясов Украинского щита. Статья 1. Строение и состав // Геол. журн. – 1981. – 41, №5. – С.20-28.

Сиворонов А.А., Бобров А.Б. Об Аполлоновском палеовулкане (Сурская зеленокаменная структура. Среднее Приднепровье) // Геол. журн. – 1987. – 47, № 2. – С. 138-143.

Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Малюк Б.И. Морфологические типы раннедокембрийских зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Геотектоника. – 1984. – № 5. – С.22-37.

Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Смоголюк А.Г., Трошак С.А. Метаморфизованная коматиит-толеитовая формация Сурской зеленокаменной структуры // Геол. журн. – 1983. – 43, № 3. – С. 108-121.

Сиворонов А. А., Киктенко В.Ф., Колий В.Д., Смоголюк А.Г. Метаморфизованная дацит-андезит-толеитовая формация Конкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геол. журн. – 1986. — 46, № 1. – С. 83-94.

Сиворонов А. А., Малюк Б.И. Мантийный магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983. – С. 130-137.

Сиворонов А.А., Малюк Б.И. Еще раз о коматиитах // Геол. журн. – 1984. - 44, № 4. – С. 132-136.

Сиворонов А.А., Малюк Б.И. Метаморфизованные вулканогенные формации и тектоническая природа зеленокаменных поясов нижнего докембрия // Геотектоника. – 1983. – № 5. – С. 38-51.

Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Берзенин Б.З. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Статья 2. Петрохимия и генезис // Геол. журн. – 1981. – 41, №6. – С.19-29.

Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Бобров А.Б. и др. Состав, строение и металлогения зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 177-188.

Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Смоголюк А.Г., Трошак С.А. Метаморфизованная коматиит-толеитовая формация Сурской зеленокаменной структуры // Геол. журн. – 1983. – 43, №3. – С.108-121.

Сиворонов А.А., Киктенко В.Ф., Колий В.Д., Смоголюк А.Г. Метаморфизованная дацит-андезит-толеитовая формация Конкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геол. журн. – 1986. – 46, №1. – С.83-94.

Сиворонов А.А., Смоголюк А.Г., Колий В.Д. и др. Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов

Среднего Приднепровья и Карелии. – Киев: Препринт ИГФМ АН УССР, 1984. – 72 с.

Сиворонов А.А., Смоголюк А.Г., Малюк Б.И., Бобров А.Б. Коматииты зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья. Ст.1. Петрография // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологии. – 1988. – Е.63, вып. 5. – С.88-97.

Смолюкин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. – СПб.: Наука, 1992. – 272 с

Смолюкин В.Ф., Борисова В.В., Виноградов А.Н. Коматиитовая ассоциация архейского пояса Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР, Серия геол. – 1991. – № 4. – С. 54-65.

Смолюкин В.Ф., Борисова В.В., Светов С.А., Борисов А.Е. Позднеархейские коматииты Урагубско-Титовской структуры, северо-запад Кольского региона // Петрология – 2000. – Т. 8, №2. – С. 199-224

Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К. Геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов. – М.: МГГРУ, 2003. – 186 с.

Солоненко И.С., Струева О.М., Смоголюк А.Г. Нефритоподобные тремолититы Верховцевского района // Геохимия и рудообразование. – 1977. – № 6. – С. 58-64.

Сочава А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. – Л., 1979. – 207 с.

Справочник по петрографии Украины (магматические и метаморфические породы) / Усенко И.С., Есипчук К.Е., Личак И.Л. и др. – Киев: Наук. думка, 1975. – 578 с,

Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских образований Украинского щита для геологических карт масштаба 1:50 000 (1:25 000). Объяснительная записка. /Е.А.Асеева, Я.П.Билынская, Б.З.Берзенин и другие.– К.: Мингео УССР, 1986.– 122 с.

Струева О.М. Современные представления о геологическом строении Верховцевского района Среднего Приднепровья // Геохимия и рудообразование. – 1976. – №5. – С.9–14.

Струева О.М. Коматииты Среднего Приднепровья - факт или мода? // Геол. журн. – 1983. – 43, № 4. – С. 45-52.

Струева О.М. Результаты обсуждения проблемы коматиитов в Среднем Приднепровье // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук.думка, 1988. – № 16. – С. 47-57.

Струева О.М. О дискуссионных вопросах стратиграфии докембрия Среднего Приднепровья — действительных и мнимых // Геол. журн. – 1999. – № 5. – С. 136-147.

Струева О.М., Скаржинская Т.А. Кислые и средние эффузивы Белозерского и Верховцевского районов и их место в разрезе железисто-

кремнистых формаций Украинского щита // Геол. журн. — 1979. — 39, № 3. — С. 73-90.

Стульчиков В.А. Геохимия и рудоносность докембрия Верховцевской синклинали. — Киев: Наук. думка, 1985. — 156 с.

Сукач В.В., Некряч А.И., Бобров О.Б. Речовинний склад та стратиграфічне положення золотовміщуючої Аполоновсько-Сергіївської вулканоплутонічної асоціації (Середнє Придніпров'я, Український щит) // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. — Київ: ІГМР НАН України, 2000. — С. 112-115.

Сулова С.Н. Коматииты из нижнедокембрийских метаморфизованных вулканогенных толщ Кольского полуострова // ДАН СССР. — 1976. — 228, № 3. — С. 697-700.

Сушевская Н.М., Пейве А.А., Цехоня Т.И., и др. Петрология и геохимия магматизма активных частей разломов Романш, Сан-Паулу и сопряженных с ними частей Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. — 1995. — С. 697-719.

Тугаринов А.И. Зыков С.И., Бибикина Е.В. Об определении возраста осадочных пород свинцово-урановым методом // Геохимия. — 1963. — № 3. — С.266-282.

Ультрабазитовые формации Центральной части Украинского Щита / Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. — Киев: Наук. думка, 1979. — 411 с.

Усенко И.С. Метабазиты Приднепровья (Петрографическая характеристика) — Киев: Изд-во Киевского ун-та, 1948. — 191 с.

Усенко И.С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. — Киев: Изд. АН УССР, 1953. — 100 с.

Усенко И.С., Яковлев Б.Г., Никулина Э. А. Основные-ультраосновные метавулканиты древнейшего основания Украинского щита // Геол. журн. — 1982. — 42, № 5. — С. 100-112.

Федотов Ж.А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенга-Варзугского пояса (петрохимический аспект). — Апатиты, 1985. — 119 с.

Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). — М.: Наука, 1985. — 200 с..

Федоровский В.С. Раннепротерозойские зеленокаменные пояса Байкальской горной области // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985. — С.46-53.

Филатова Л.И., Розанов С.Б. Казахстанский раннепротерозойский зеленокаменный пояс в свете проблем зеленокаменный поясов и рифтогенеза. Ст. 1 // Бюл. МОИП. Отд. геол. —1994. — Т. 69. вып. 6. — С. 13-35

Филатова Л.И., Розанов С.Б. Вулканические комплексы раннепротерозойского Казахстанского зеленокаменного пояса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, геол. — 1995. — № 6. — С. 11-30.

Фоменко В.Ю., Коржнев М.Н., Пиковский Е.Ш. и др. Особенности строения железорудной толщи Правобережного района Украинского щита // Геол. журн. – 1986. – 46, № 1. – С. 38-51.

Фомин О.Б., Егоров О.С., Когут К.В. О коматиитах Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1980. – № 2, – С. 38-42.

Фролов Т.И., Которгин Н.Ф. К проблеме классификации пикритов и коматиитов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. – 1986. – №1. – С.3-18.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: МГУ, 1997. – 317 с.

Щербак Д.Н. Геохронология эпох активизации урана // Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – К.: Наук. думка, 1995. – С.208-216.

Щербак Н.П. и др. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – №21. – С. 3-23.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. Верхнеконкская вулcano-плутоническая ассоциация Среднего Приднeпровья // Допов. НАН України. – 1995, – № 2. – С. 93-96.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Ганоцкий И.В. и др. Возраст метавулканитов белозерской свиты конкско-верховцевской серии Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1985. – № 8. – С. 26-29.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Комаристый А.А. и др. Возраст вулканизма и осадконакопления нижебелозерской подсвиты // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1986. – № 6. – С. 24-28.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Л., Бутырин В.К. и др. Возрастные и генетические соотношения плагиогранитов и метавулканитов Высокoпольского района Среднего Приднeпровья // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1986. – № 7. – С.22-27.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Комаристый А.А. и др. Возрастные рубежи конкской свиты конкско-верховцевской серии // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1986. – № 10. – С. 27-30.

Щербак М.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Є.М. та ін. Вік осадовувулканогенних формацій Східно-Ганнівської полоси // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1989. – № 2. – С. 29-34.

Щербак М.Л., Бартницкий Є.М., Верхогляд В.М., Довбуш Т.І. Генезис порід граніт-зеленокам'яних областей Українського щита за даними досліджень РЗЕ // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1991. – № 7. – С. 95-99.

Щербак Н.П., Данилович Л.Г., Жуков Г.В. Петрология палеовулканитов Среднего Приднeпровья // Геол. журн. – 1981. – 41, №1. – С. 1-13.

Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. – Киев: Наук, думка, 1985. – 168 с.

Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. – К.: Наук. Думка, 1978. – 224 с.

Щербак Н.П., Левковская Н.Ю., Половко Н.И. Кластогенные цирконы и монациты метаморфических пород Украины как критерий их возраста и генезиса // Проблемы осад. геол. докембрия. – М.:Недра, 1975. – Вып.4. – Кн.1. – С.185-189.

Щербаков И.Б. Петрология Украинского Щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.

Шутов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. // Тр.ГИН АН СССР. – М., 1975. – Вып. 278. – 112 с.

Шутов В.Д., Коссовская А.Г. и др. Граувакки. // Тр. ГИН АН СССР, вып. 238. – М.: Наука.– 1972.– 345 с.

Яковлев Б.Г. Коматииты в Украинском щите (геологическое значение и проблемы диагностики) // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 238-240.

Ярошевский А.А. Геохимическая структура магматических комплексов (на примере Киваккского расслоенного оливинит-норит-габброноритового интрузива, Северная Карелия) // Геохимия. – 2004. – № 12. – С. 1251–1270.

Ярошевский А.А., Цехоня Т.И. Петрохимические типы магматических пород дна океана, закономерности их ассоциаций и распределения по структурно-морфологическим зонам // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. – М.: Наука, 1986. – С. 95–103.

Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R. // Journal of Petrology .– Volume 18 .– Number 2. – 1977.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. – 1971. – № 8. – p. 523-548.

Jensen I.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. – Ottawa: Ontario Div. Mines MP 66, 1976. – 22 p.

Naldrett A.J., Goodwin A.M. Volcanic rocks of the Blake River Group. Abitibi Greenstone Belt. Ontario and their sulfur content // Can. J. Earth Sci., 1977. – v. 14.

Huppert H.E., Sparks R. S. J. Komatiites I: Eruption and Flow // Journal of Petrology .– Volume 26 .– Number 3. – 1985. – Pages 694-725.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
<i>Глава 1.</i>	Объект, история и методика исследований.....	7
<i>Глава 2.</i>	Петрохимия.....	29
2.1.	Общая характеристика всей совокупности вулканогенных и осадочных пород новокриворожской свиты.....	
2.2.	Петрохимия метавулканитов.....	37
	<i>Общая характеристика. Метод главных компонент, анализ факторов. Кластер-анализ. Анализ петрохимической структуры выборки вулканитов. Особенности объединения и взаимосвязей кластеров. Характеристика отдельных петрохимических групп и литотипов метавулканитов.</i>	
2.3.	Петрохимия метаосадочных пород и условия их седиментации.....	72
2.4.	Геохимические особенности метавулканитов.....	85
<i>Глава 3.</i>	Общие литолого-фациальные, формационные, структурные, петрогенетические особенности вулканитов..	87
3.1.	Латеральные вариации вулканитов.....	87
3.2.	Типизация разрезов.....	91
3.3.	Литолого-стратиграфические и петрохимические сопоставления осадочно-вулканогенных образований новокриворожской свиты Кривбасса и метавулканогенных раннедокембрийских разрезов соседних зеленокаменных структур Среднего Приднестровья и других регионов.....	93
3.4.	Геодинамический режим формирования новокриворожской свиты.....	97
3.5.	Сериальная принадлежность и петрогенезис метавулканитов новокриворожской свиты.....	103
3.6.	Перспективы металлоносности.....	108
Заключение	109
Приложение	(таблица химических анализов).....	116
Литература	128

CONTENTS

Introduction	5
Chapter 1. An object, history and research method.....	7
Chapter 2. Petrochemistry.....	29
2.1. The general characteristic of the all totality of volcanogenic and sedimentary rocks of the novokryvorozhskaya suite.....	
2.2. Petrochemistry of metavolcanites.....	37
<i>A general characteristic. The method of main components, the analysis of factors. A cluster-analysis. The analysis of petrochemical structure of the selections of volcanites. The peculiarities of cluster associations and intercorrelations. The characteristic of separated petrochemical groups and metavolcanite lithotypes.</i>	
2.3. Petrochemistry of metasedimentary rocks and the conditions of their sedimentation.....	72
2.4. The geochemical peculiarities of metavolcanites.....	85
Chapter 3.. General lithologic-facies formation, structural, petrogenetic peculiarities of volcanites..	87
3.1. Lateral variations of volcanites.....	87
3.2. Typification of sections.....	91
3.3. Lithologic-stratigraphic and petrochemical comparisons of the sedimentary-volcanogenic formation of the Kryvbass novokryvorozhskaya suite and metavolcanogenic Early Precambrian sections of adjacent greenstone structures of the Middle Prydneprovie and other regions.....	93
3.4. Geodynamic regime of the novokryvorozhskaya suite formation.....	97
3.5. Serial belonging and petrogenesis of the novokryvorozhskaya suite metavolcanites.....	103
3.6. The perspectives of metalbearingness.....	108
Conclusion	109
Appendix (The table of chemical analyses).....	116
References	128

30972

Научное издание
Института геохимии окружающей среды НАН и МЧС Украины

Вулканизм и седиментогенез
зеленокаменного этапа
раннедокембрийской истории
Кривбасса

Кулиш Евгений Алексеевич
Покалюк Владимир Васильевич
Яценко Виктор Германович
Великанова Ольга Юрьевна

Подписано к печати 3.11.2008. Формат 60 × 84 ¹/₈ Бумага офс. №1.
Гарнитура "Таймс". Печать офс. Усл. печат. листов 8.2.
Тираж 300. Заказ № 8607.

Печать: "Салютис"

Свидетельство о внесении в Государственный реестр издателей ДК № 2441 от 15.03.2006.
г. Киев, ул. Северо-Сырецкая, 3
тел.: (044) 592-86-86, тел./факс: 434-94-77
e-mail: office@salutis.com.ua

