

И. Н. Бордунов

**КРИВОРОЖСКО-
КУРСКАЯ
ЭВГЕО-
СИНКЛИНАЛЬ**

551.24

Б 82



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

И. Н. Бордунов

**КРИВОРОЖСКО-
КУРСКАЯ
ЭВГЕО-
СИНКЛИНАЛЬ**

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1983

551.24 + 551.242 + 551.263

Б 82

УДК 551.263.037:551.242.3(477/470)

Криворожско-Курская эвгеосинклиналь / Бордунов И.Н. — Киев: Наук. думка. 1983. — 304 с.

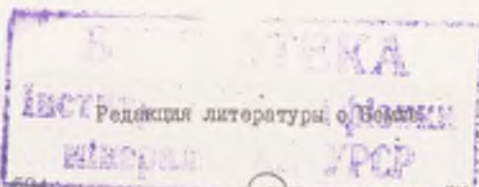
Монография посвящена Большому Кривому Рогу и КМА. На основе структурно-фациального, структурно-магматического, структурно-метаморфического и хроно-геохимического методов исследования в Криворожско-Курской эвгеосинклинали выделены основные структурно-фациальные зоны: рифтовая Базавлукская и бортовые — Криворожско-Кременчутская, Приазовская и Курская (КМА). В крупных вулкано-тектонических депрессиях каждой зоны выявлены и описаны полные стратотипические разрезы структурных ярусов осадочно-вулканогенного комплекса: базит-офиолитового, порфирит-железисто-кремнистого и известково-кремнистого с полифациальной пластовой ритмичностью толщ. Дано их сравнение с редуцированными разрезами сателлитных структур. Показано, что структурные ярусы осадочно-вулканогенного комплекса наиболее полно отражают последовательные осадочные и тектоно-магматические мегафазы развития эвгеосинклинали: рифтогенный, инверсионный и орогенный.

Для геологов, петрографов и геохимиков.
Ил. 35. Табл. 35. Библиогр.: с.292-300 (174 назв.).

Ответственный редактор Н.П.Семененко

Рецензенты В.Д.Ладиева, В.И.Спаржинский

24961 ✓ ✓



Б 1904020000-551.246-83
И 221(04) - 83

С Издательство "Наукова думка",
1983

ОТ РЕДАКТОРА

Монография, названная И.Н.Бордуновым "Криворожско-Курская эвгеосинклиналь", посвящена цикличности эвгеосинклиналей докембрия. В ней сделан сравнительный анализ докембрийских геологических формаций и разработана цикличность эвгеосинклиналей докембрия. Монография построена на базе материалов исследований исходного состава ритмических осадочно-вулканогенных ярусов докембрия и его преобразования в центральной части Украинского щита, выполненных в отделе геологии и геохимии рудных месторождений. Данные этих исследований опубликованы ранее в работах, посвященных железисто-кремнистым, ультрабазитовым, метабазитовым и кератофировым алюмосиликатным формациям с привлечением материалов по Курскому району.

С позиций развития подвижных эвгеосинклиналей последовательно мигрирующих рифтовых, пририфтовых и бортовых прогибов подвижных зон, разрастающихся и последовательно стабилизирующихся структурных зон на протяжении от 3500 до 1700 млн. лет показаны закономерности полицикличности ритмов формирования осадочно-вулканогенных толщ. Определены трехъярусные осадочно-вулканогенные комплексы эвгеосинклиналей, претерпевшие рифтогенный, инверсионный и орогенный этапы, в которых выделяются прогрессивный и регрессивный этапы циклических ритмов накопления толщ. Выделены три яруса: базит-офиолитовый (базит-ультрабазитовый), порфирит-железисто-кремнистый и известково-кремнистый, завершающий осадочно-вулканогенные комплексы; проанализировано их сравнительное развитие и редуцирование в разных зонах эвгеосинклиналей — рифтовых, пририфтовых, бортовых. Выделены и сопоставлены ритмо-пачки в условиях тектоно-вулканического режима. Например, второй ярус в бортовых геосинклиналях представлен единой оланцево-железисто-кремнистой формацией, а в рифтовой зоне — четырьмя эквивалентами: базальной туфо-железисто-кремнистой; трансгрессивной порфиритовой и порфирит-ультрабазитовой и регрессивной порфирит-туфовой. Выделены стержневые пласты ортопород и регрессив-

ные и прогрессивные стадии вулканизма. По степени дифференциации выделены три типа подвижных зон: низкоградиентная дацит-пирокситовая; среднеградиентная и высокоградиентная риолит-даунитовая. Сделан ритмо-фациальный анализ железисто-кремнистых эксгальзионных отложений, сменяющихся в разрезах и по простиранию, — красноцветных, сероцветных и колчаданных фаций, являющихся опорными горизонтами регрессивных стадий.

Рассмотрена соподчиненность — иерархия ритмов — циклов, их классификация: 1) полосчатость, 2) пласты, 3) ярусы — ритмо-пачки, ярусы — мегациклы, 4) геосинклинальные циклы, 5) геоциклы.

В заключение, циклические процессы во времени увязаны с определениями по данным абсолютной геохронологии. Рассмотрены общие закономерности ритмов, цикличность формирования эвгеосинклиналей и их инверсии и орогенезации — гранитизации, связанные с процессами дифференциации глубинного пиролита подкорового вещества Земли на примере центральной части Украинского щита (УЩ). Кроме описанной, в западной части УЩ развивалась параллельная полициклическая система эвгеосинклиналей — Талыцкая, Подольская, Бужская, Тетеревская, представляющих западную ветвь Криворожской эвгеосинклинали.

Следует отметить, что Курский район представляет самостоятельную систему последовательно развивающихся и стабилизирующихся эвгеосинклиналей. Здесь центральная Обоянская эвгеосинклиналь последовательно окаймляется бортовыми Михайловской, Курской и завершающей Оскольской, сформировавших Воронежский кристаллический массив, который в свою очередь окаймляется Воронцовской складчатой системой (миевгеосинклиналь), синхронной Овручско-Волынской складчатой системе, отделяющей и срашивающей Украинский щит и Воронежский кристаллический массив в отрезке времени 1700–1200 млн. лет.

Эти комплексы краевых полициклических геосинклиналей Волынской, Овручской, Готской складчатых систем окаймляли также Балтийский, Волжский, Приуральский и другие щиты — центры роста докембрийских субконтинентов, сформировавшие Восточно-Европейскую докембрийскую платформу в отрезке времени 1700–1200 млн. лет. Восточно-Европейская докембрийская платформа в свою очередь окаймляется системой краевых полициклически развивающихся геосинклиналей Галицийской, Даласландской и Тиманской складчатых систем докембрия в следующем мегацикле от 1100 до 550 млн. лет (начало фанерозоя).

Монография И.Н.Бордунова представляет новый крупный этап разработки теории циклического развития континентальной коры, особенно самых ранних мегациклов докембрийского времени (1700 — 3500 млн.лет).

Академик АН УССР Н.П.Семененко

ПРЕДИСЛОВИЕ

Криворожско-Курская эвгеосинклиналь — глубоко до корней эродированная и погребенная докембрийская разрывно-складчатая структура земной коры, не имеющая никакого геоморфологического выражения на местности, где она развита. Поэтому ее очертания и внутреннее строение определяются лишь составом и размерами складчатого осадочно-вулканогенного комплекса, залегающего на разных глубинах под покровом недислоцированного фанерозоя.

На Украинском щите глубина залегания докембрия составляет в среднем 100 м. На склонах щита она достигает 500 — 1000 м. На такой же доступной бурению глубине залегает осадочно-вулканогенный комплекс на Воронежском массиве и Курской магнитной аномалии (КМА). Только в Днепровско-Донецкой и Черноморской впадинах, поперечно наложенных на докембрийскую эвгеосинклиналь, осадочно-вулканогенный комплекс последней опущен на глубину 7 — 10 до 12 тыс. м и недостижим для поисково-съёмочных скважин.

Такое погребенное залегание осадочно-вулканогенного комплекса эвгеосинклинали затрудняет его полное раскрытие, изучение его идет медленно, определенными этапами. Исследование началось еще в прошлом веке с первых шахт и карьеров Кривого Рога. С тех пор постепенно совершенствовались представления о площадном развитии и стратиграфии комплекса, структуре и тектонике, генезисе железных руд и железистых кварцитов, различных групп ортопород и их формаций.

Первые описания вулканогенных ортопород содержатся в работах Н.И.Безберолько [3,4], который определил их роль в геосинклинальном развитии Украинского щита, место в стратиграфии докембрия, а ограниченные участки их развития на основании сведений того времени показал на петрологической карте.

Н.П.Семененко с соавторами [31,114] впервые на Украинском щите выделил Криворожский подъязский пояс в границах проблематичной

тогда территории Большого Кривого Рога. В составе пояса были подробно описаны пять структурно-фациальных зон и в них — крупнейшие районы развития осадочно-вулканогенных формаций с единой стратиграфией и тектоникой маркирующих железисто-кремнистых формаций. В этих работах впервые представлена петрохимическая классификация железистых и метаморфических ортопород, обоснованно аргументирован вывод об эксталяционно-осадочном генезисе железистых кварцитов.

В монографии, посвященной тектонике Большого Кривого Рога, Г.И.Каляев [70] впервые охарактеризовал формационные парагенезисы структурно-фациальных зон и по формационным критериям выделял среди них внутреннюю зону как эвгеосинклинали и внешние как миогеосинклинали. Впервые в истории геологического развития эвгеосинклинали на Украинском щите им убедительно показана роль инверсионного этапа стабилизации внутренней зоны и активизации краевых прогибов.

В.Д.Полищук и В.И.Полищук [30] подготовили и опубликовали широкое обобщение материалов геологических съемок и разведок железорудных месторождений КМА. Они также провели корреляцию стратиграфии и формационных парагенезисов внутри региона и с железорудными районами Украинского щита.

В последние пятнадцать лет (1965–1980 гг.) обобщающих работ по Криворожско-Курской эвгеосинклинали как единой геосинклинальной структуре не было из-за разночтений изотопного датирования протозраста пород и их метаморфизма. К настоящему времени геофизическими и геологическими съемками кристаллического основания древних щитов определены субмеридиональное простираие, формы и размеры Криворожско-Курской эвгеосинклинали: длина более 800 км, ширина 300 – 400 км, общая площадь — более 300 тыс. км². На западе ее внешний контур проходит через города Херсон — Казанка — Кременчуг — Ромни — Шостка — Брянск, на востоке — через Жданов — Донецк — Россошь — Лиски — Воронеж — Липецк.

На Украинском щите и КМА осадочно-вулканогенный комплекс Криворожско-Курской эвгеосинклинали вмещает крупные и крупнейшие месторождения железных руд и железистых магнетитовых кварцитов; в нем обнаружены многочисленные рудопроявления цветных, благородных и редких металлов, нерудное сырье и строительные материалы. Ввиду этого эвгеосинклинальный комплекс на всей площади его развития интенсивно и непрерывно изучается, начиная с первых пятилеток.

В послевоенные годы, когда поисково-съемочные и исследовательские работы на щите особенно активизировались, нам повезло проводить их в двух интереснейших районах развития осадочно-вулканогенного и интрузивных комплексов. В первом из них — обширном Кремен-

чутском районе — был вскрыт и изучен (1950 — 1978 гг.) самый полный для бортовых зон эвгеосинклинали стратотипический разрез криворожской железорудной серии второго яруса, а также сравнительно полные разрезы саксаганской базит-офиолитовой серии первого яруса и ингулецкой известково-кремнистой серии третьего яруса. Во втором — Сурском — районе структурно-профильным бурением был вскрыт и изучен (1962 — 1980 гг.) самый полный для рифтовой зоны стратотипический разрез нижних двух ярусов эвгеосинклинали: базит-офиолитового и порфирит-железисто-кремнистого. В обнажениях по рекам Среднего Приднестровья были изучены взаимоотношения осадочно-вулканогенного комплекса малых и средних структур с гранитами.

В результате нами разработаны [19 — 26, 85, 139] специфические для докембрия приемы ритмо-фациального и структурно-фациального анализов осадочно-вулканогенного комплекса. С их помощью удалось вскрыть внутреннее фациальное строение структурных ярусов и показать, что в крупных вулканотектонических депрессиях-синклиналях полные ярусы слагаются трансгрессивными и регрессивными рядами осадочно-геохимических железистых и терригенных литологических фаций. При этом оказалось, что многопластовая ритмичность осадочно-вулканогенного комплекса фациально подчинена крупным стадиям ярусных мегациклов: трансгрессивной и регрессивной. Практически это дало возможность выделять и картировать структурные ярусы не только в бортовых зонах эвгеосинклинали, где разноплановые ярусы часто разграничены литологически — базальными конгломератами, но и в рифтовой зоне, где вследствие бесперерывного залегания ярусов их базальные туфосланцевые пласты часто лишены конгломератов.

В последние два десятилетия автор работал в большом коллективе геологов рудного отдела ИГФМ АН УССР под руководством акад. АН УССР Н.П.Семененко. Этим коллективом проведено изучение осадочно-вулканогенного комплекса большинства крупных опорных районов Криворожско-Курской эвгеосинклинали. Наряду с железистыми формациями [58] исследованы и опубликованы петрографические описания других главнейших формаций комплекса: ультрабазитовых [153], метабазитовых, кератофировых и туфо-терригенных [109].

В ходе выполнения этих тематических работ нами была выявлена повторяющаяся закономерность полициклической петрохимической эволюции магматизма в структурных ярусах, разработаны критерии и числовые градиенты M/A полярности магматической дифференциации. Таким образом, установлена эффективность для докембрия структурно-магматического метода изучения структурных ярусов, геотектонических зон, отдельных вулканотектонических депрессий и малых сателлитных структур.

Настоящая работа является первым опытом широкого использования названных методов геологического анализа на обширной и сложно построенной древней Криворожско-Курской эвгеосинклинали. При этом применялись методы мощностей, анализ метаморфических поясов и фаз рудообразования, а также разработанный нами хроно-геохимический метод распознавания возраста трансгрессивных и регрессивных стадий геосинклинальных ярусных метациклов. Все эти методы нами применены к докембрию с актуалистических позиций с использованием приемов структурно-фациального анализа послерифейских подвижных зон, известных по трудам советских геологов - А.Д.Архангельского, Г.Д.Аджигиря, В.В.Белюсова, Н.С.Шатского, В.Е.Хаина.

В работе обобщен большой фактический материал отдельных опорных районов эвгеосинклинали, принадлежащий многим организациям и исследователям Украины, в том числе ближайшим коллегам из рудного отдела ИГФМ АН УССР, сделан ряд выводов и обобщений о развитии докембрийской эвгеосинклинали как одной из первых в истории Земли глобальных структур; показаны закономерности геохимии осадконакопления и метаморфизма железистых фаций, эффузивного и интрузивного магматизма. Предложена схема корреляции существующих стратиграфических подразделений, выделены фазы и стадии рудообразования, составлен перечень нерешенных проблем и дискуссионных вопросов.

Автор считает приятным долгом выразить благодарность за постоянную помощь в работе акад. АН УССР Н.П.Семененко; искреннюю признательность выражает сотрудникам по многолетней разведке Кременчутских месторождений - геологам Кременчутской экспедиции М.Н.Доброхоту, В.Ф.Халло, В.Д.Полищуку, Г.Ф.Гузенко, И.А.Месяцу, Р.И.Галензовской, В.И.Полищук, Д.Ф.Тартаскину, П.И.Шрамко, Л.П.Бордуновой.

В период проведения структурно-профильного бурения (1962-1980 гг.) и обработки материалов многие вопросы геологии Сурского района решались совместно с геологами Новомосковской экспедиции: П.Н.Сторчаком, М.И.Веригиным, И.А.Гаевым, Н.М.Гаевой, И.К.Абрамовым, В.Н.Краузе, с геофизиками Днепропетровской экспедиции В.И.Баклановым и В.В.Баклановой. Всем этим товарищам автор весьма признателен за оказанную помощь.

Большая благодарность выражается ближайшим коллегам рудного и других отделов ИГФМ АН УССР: В.Л.Бойко, Г.В.Жукову, Г.Л.Кравченко, В.Д.Ладиевой, В.С.Монахову, В.Н.Петренко, Н.И.Половко, А.Г.Соколовой, О.М.Струевой, В.А.Стульчикову, В.И.Орсе и В.П.Шульге, с которыми автор готовил коллективные монографии, а также получал помощь и ценные советы при подготовке данной работы. Благодарит автор также химиков ИГФМ АН УССР, выполнивших большое количество анализов руд,

пород и минералов: Л.А.Стеценко, М.И.Служенко, Б.С.Мирскую, Р.Д.Левину, М.Л.Шайкевич, Л.А.Орлову и др.

Глубокую благодарность автор приносит также акад. АН УССР Я.Н.Белевцеву, Г.И.Каляеву, В.И.Скажинскому, прочитавшим книгу в рукописи и сделавшим ряд ценных критических замечаний.

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ (ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ) ЗОНЫ И ГЛАВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

В Криворожско-Курской эвгеосинклинали выделяются три типа структурно-фациальных (геотектонических) зон: рифтовая Базавлукская, бортовые Криворожско-Кременчугская и Азово-Павлоградская и торцевая бортовая зона КМА (рис. 1). Они различаются по фациальным и породным парагенезисам формаций осадочно-вулканогенного комплекса, по составу, форме и размерам гранитных интрузий, по структурному плану складчатых вулканотектонических депрессий-синклиналий и разрывных нарушений, по метаморфизму пород и характеру рудоносности.

Осадочно-вулканогенный комплекс является главным объектом структурно-фациального анализа и геотектонического деления на зоны. На Украинском щите и Воронежском кристаллическом массиве он широко и сравнительно равномерно развит во всех зонах эвгеосинклинали в виде разрозненных эродированных складчатых депрессий-синклиналий разного размера. Рядом с крупными депрессиями-синклиналиями (500-900 км) расположены средние и мелкие депрессионные структуры площадью в сотни и десятки квадратных километров. Доля их среди гранитов по зонам колеблется от 20 до 40% (площади).

В крупных депрессиях-синклиналиях мощность и фациальная полнота разрезов комплекса всегда больше, чем в средних и мелких. Таким образом, наряду с межзональным анализом имеется возможность проводить внутризональный структурно-фациальный анализ, опираясь на наиболее фациально полные стратотипические разрезы. Иначе говоря, к докембрийской Криворожско-Курской эвгеосинклинали, как и к аналогичным фанерозойским структурам, оказалось возможным применять структурно-фациальный метод и ряд дополняющих геологических методов исследования.

Ритмо-фациальный анализ геологических разрезов базируется на изучении широко развитых в осадочно-вулканогенном комплексе марки-

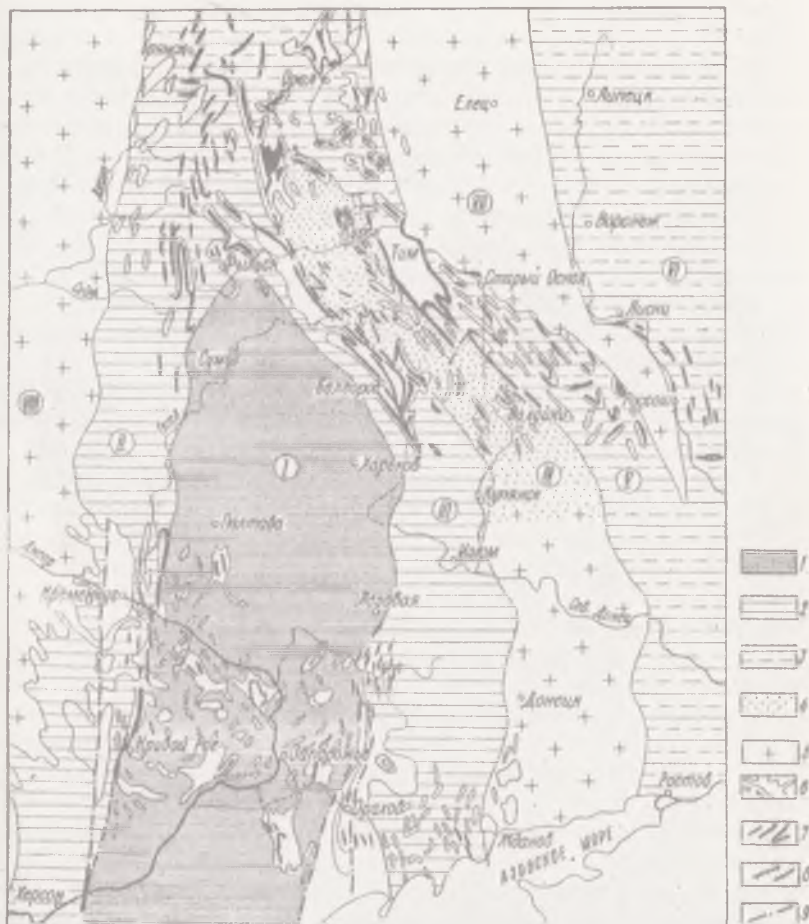


Рис. 1. Криворожско-Курская мегасинклиналь и сопряженные структуры. Геотектонические зоны: 1 - рифтовая; 2 - бортовые; 3 - мегасинклинали; 4 - геосинклинали; 5 - срединные массивы. Комплексы: 6 - осадочно-вулканогенный в современных структурах складчатых вулканотектонических депрессий; 7 - железисто-кремнистые формации бортовых зон с преобладающей фацией красноцветных магнетитовых кварцитов; 8 - железисто-кремнистые формации рифтовой зоны с преобладающей фацией сероцветных сидероплезит-магнетитовых кварцитов; 9 - установленные межзональные разломы. Структурно-фациальные (геотектонические) зоны (римские цифры в кружках): I - Базавлукская рифтовая; II - Криворожско-Кременчугская бортовая; III - Азово-Павлоградская бортовая; IV - Центрально-Курская геосинклиналь; V - Тимская мегасинклиналь; VI - Воронежская мегасинклиналь; VII - Елецкий срединный массив; VIII - Кировоградский срединный массив.

рующих железистых пород, принадлежащих разным осадочно-геохимическим (железистым) фациям: красноцветной, пестроцветной, сероцветной и колчеданной. В структурных ярусах они образуют непрерывные ритмо-фациальные ряды разного фациального профиля, вскрывающие характер тектоники, вулканизма и осадконакопления в каждой отдельно взятой вулкано-тектонической депрессии. По ним в структурно-фациальных зонах эвгеосинклинали выделяются три типа локальных структур, свойственных геосинклинальным этапам или мегадиклам.

1. Крупные депрессии-синклинали с полифациальной пластовой ритмичностью в ярусах. Довольно крупные по площади ($500-900 \text{ км}^2$) и глубине просянок эти структуры характеризуются некомпенсированным осадочно-фациальным профилем ярусонакопления большой мощности (3-5 км), в разрезе которого проявились полные ритмо-фациальные ряды от красноцветной до колчеданной фации в трансгрессивных и регрессивных свитах яруса. Такие депрессии со стратотипическими разрезами ярусов характерны для рифтовой зоны эвгеосинклинали.

2. Крупные депрессии-синклинали с одно- или двухфациальной пластовой ритмичностью в ярусах. Эти структуры бортовых зон рифта и вторичных прогибов также характеризуются большой площадью ($500-1500 \text{ км}^2$) и глубиной просянок, полностью компенсированных равномерным ярусонакоплением большой мощности (2-4 км). Их разрез, представленный в основном трансгрессивными свитами, характеризуются малой фациальной контрастностью ритмо-фациальных рядов, состоящих из одной-двух фаций.

3. Средние и мелкие вулкано-тектонические депрессии-синклинали. Площадь структур $3-20 \text{ км}^2$ с полной или частичной компенсацией прогибов осадочно-вулканогенным ярусонакоплением, мощность средняя и малая (100 - 500 м). Их редуцированные разрез представлены только трансгрессивными свитами с однофациальными рядами малочисленных железистых пластов в основном красноцветной осадочно-геохимической фации. Эти структуры развиты в бортовых зонах эвгеосинклинали.

Следует отметить, что в ритмо-фациальном анализе лишь изредка удается опереться на мало развитые грубоэриггенные литофации конгломератов и песчаников, приобретающих при метаморфизме бластолевритовые, бластосаммитовые и бластосефитовые текстуры. Парасланцы и парagneйсы, несмотря на их широкую распространенность в комплексе, малоинформативны в этом анализе из-за неуверенной их диагностики. Их обычно смешивают с туфо- и ортосланцами, туфо- и ортогнеисами.

Структурно-фациальный анализ осадочно-вулканогенного комплекса проведен в сочетании с ритмо-фациальным анализом разрезов отдельных ярусов и стадий, с выявлением фациальной полноты трансгрессив-

ных и регрессивных свит в разных структурах, анализом мощностей, перерывов в отложениях, несогласий. Таким путем здесь впервые для Криворожско-Курской эвгеосинклинали показана подчиненность в региональном плане фациальных изменений пород в пластах, пачках, целых сериях, а также их мощностей существующим геологическим структурам, формировавшимся постепенно, одновременно с накоплением осадочных и магматических продуктов. Показано также, что от первого ярусного метацикла к последующим усложнялся структурный план разломов и дислокаций. На рифтогенные структуры растрескивания диагонального плана накладывались ортогональные структуры скалывания (надвиги, сдвиги) регрессивно-инверсионной и регрессивно-орогенной стадий. Создавались разноплановые структурные ярусы.

Структурно-магматический анализ базируется на сопоставлении магнезиально-глиноземистого градиента полярности магматической дифференциации M/A в ярусах между соседними или удаленными структурами, районами или зонами. Крупные вулкано-тектонические депрессии-синклиналии рифтовой зоны отличаются высокоградиентной дунит-липаритовой дифференциацией в ярусах. Средние и мелкие структуры рифтовой зоны и все структуры бортовых зон характеризуются средней перидотит-дацитовой и низкоградиентной пироксенит (пикрит)-андезитовой дифференциацией в ярусах.

Геолого-структурный анализ депрессий-синклиналиев и разрывных сдвигов выделяет трансгрессивно-рифтовые структуры растяжения, растрескивания, просадок, осадочно-вулканогенных компенсаций и регрессивно-орогенные структуры скалывания, воздвигания чешуй по надвигам и смещений по сдвигам.

Структурно-метаморфический анализ метаморфических поясов выявляет и картирует площади проявления складчатого стресс-метаморфизма и контактового метаморфизма пород в регрессивно-инверсионную и регрессивно-орогенную стадии развития эвгеосинклинали. В первой из них образуются роговиково-сланцевые, во второй - амфиболитовые, амфиболит-мигматитовые и эклогит-гнейсовые метаморфические пояса. Критерием метаморфизма пород служит степень их гидратации и карбонатизации (по отношению к подвижным щелочам M_2O и K_2O).

Хроно-геохимический анализ минералов радиологического датирования учитывает процентное содержание химических элементов радиораспада в анализируемых минералах или породах. Минералы регрессивных тектоно-магматических стадий протокристаллизации и перекристаллизации (метаморфизма) пород по сравнению с трансгрессивными стадиями содержат уран и торий (монацит, ортит, цирколит, ксенотим, циркон, апатит), а также калий (роговая обманка, слюды).

Геофизические методы съемок эвгеосинклинали хорошо картируют рифтовую и бортовые структурно-фациальные зоны в магнитном и гравитационном поле. Рифтовая зона с преобладающим развитием в ярусах пестроцветных сидероплезитовых кварцитов и туфокварцитов характеризуется низким магнитным полем (до 12 тыс. мА/м). Бортовые зоны в этом отношении резко отличаются от рифтовой по высокой магнитной характеристике с максимумами Z_a до 477–637 тыс. мА/м. Это объясняется широким развитием на бортах мощных толщ красноцветных магнетитовых кварцитов и джеспилитов.

Сравнение рифтовой и бортовых зон эвгеосинклинали с использованием выявленных в каждой зоне стратотипов, сопоставление последних между собой и с редуцированными разрезами средних и мелких депрессий-синклиналей дает в руки геолога большой материал для всесторонних геологических исследований разными методами. Такие исследования возможны и очень эффективны, несмотря на то, что породы древнего осадочно-вулканогенного комплекса в разной степени метаморфизованы и метасоматически изменены, а бывшие геосинклинальные горные системы эродированы на всем пространстве докембрия.

Соотношения Криворожско-Курской эвгеосинклинали с сопряженными миогеосинклиналями, геосинклиналями и срединными массивами Криворожско-Кольской геосинклинальной системы показаны на рис. 1, которым и ограничиваются сведения о названных структурах. Далее основное внимание уделено собственно Криворожско-Курской эвгеосинклинали и ее главным геотектоническим (структурно-фациальным) зонам.

Базавлукская рифтовая зона

Базавлукская рифтовая зона занимает срединную внутреннюю часть эвгеосинклинали шириной 170–200 км, длиной более 600 км, площадью свыше 120 тыс. км². Зона простирается субмеридионально от г. Херсона на Украине до г. Рылска в Курской области. Краевые очертания зоны отмечены согласным простираением вдоль ее кромок цепочек протяженных интенсивных магнитных аномалий: Херсонской, Криворожской, Кременчугской, Хорольской, Сумской и Рылской групп на западе; Михайловской и Белгородской групп на торце рифтовой зоны; Павлоградской и Ореховской групп на восточной кромке.

В рифтовой зоне выявлены и изучены крупные вулканотектонические депрессии-синклинории, средние и мелкие депрессии-синклинали на территории Украинского щита и его склонах, где глубина залегания докембрия не превышает 1000 м. Северная и южная части рифтовой зоны приходятся на Днепровско-Донецкую и Причерноморскую впадины с боль-

шой глубиной залегания докембрия. Последний здесь прозондирован пока только геофизическими методами и геологически интерпретируется с трудом, в основном по аналогии с Украинским щитом.

На Украинском щите (рис. 1, 2) внутри Базавлукской рифтовой зоны обособляются две цепочки прибортовых структур: Чертомлыкско-Кобелякская и Белозерско-Дерезоватская, а также осевая Сурская цепочка. Между собой они различаются по положению в рифтовой зоне, фациальной полноте разрезов в ярусах, туфовым литофациям и осадочно-геохимическим (железистым) фациям, метаморфизму пород и рудоносности.

Западная прибортовая цепочка включает Мотринский, Апостоловский, Кобелякский, Верховцевский, Софиевский, Чертомлыкско-Соленовский вулcano-тектонические депрессии-синклинии и многочисленные окружающие их малые сателлитные структуры. Восточная прибортовая цепочка структур представлена Дерезоватским, Славгородским, Конкским и Белозерским депрессиями-синклиналями.

Сурский вулcano-тектонический депрессия-синклинорий, находящийся непосредственно на осевой линии рифтовой зоны, является опорным при изучении эвгеосинклинали. В нем полифациальный осадочно-вулканогенный комплекс получил наиболее полное, очевидно, целиком завершенное развитие и представляет собой эталонный стратотип. Он дает возможность путем простого сравнения с неполными разрезами прибортовых и бортовых структур эвгеосинклинали выявлять крупные и мелкие детали постепенных региональных изменений в комплексе.

Примером могут служить региональные структурно-фациальные вариации регрессивной спилит-кератофир-туфовой формации первого яруса. В Сурском депрессии-синклинории она спилит-кератофир-туфосланцевая, в Конкском и Чертомлыкско-Соленовском — спилит-кератофир-туфопесчаниковая, в Верховцевской и Белозерской прибортовых депрессиях — спилит-кератофир-туфомолассовая. В бортовых геотектонических зонах она значительно редуцирована и размыта. На ней залегают базальные конгломераты трансгрессивных толщ второго яруса. Красноцветные фации магнетитовых кварцитов в Сурской депрессии развиты лишь в виде разобщенных тонких пропластков.

Крупные вулcano-тектонические депрессии-синклинии и окружающие их малые сателлитные законтурные структуры сравнительно равномерно расположены на территории рифтовой зоны. Простираение их длинных осей подчинено двум главным направлениям диагонального плана: северо-западному и северо-восточному (рис. 2). Среди вмещающих древних плагиигранитов силла и массивов геосинклинальных гранитов они занимают 32% площади.

Осадочно-вулканогенный комплекс крупных депрессий рифтовой зоны характеризуется фациально и формационно полными разрезами и, кроме того, обладает рядом специфических рифто-эвгеосинклинальных особенностей. Мощность комплекса в крупных депрессиях достигает 6-13 км и является самой большой для образований Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. В его породном составе вулканогенный компонент резко преобладает над осадочным (9 : 1), причем последний в основном представлен глубоководными пестроцветными и сероцветными фациями железистых сидероплезитовых кварцитов. Уникальный компонент комплекса - дунит-гарцбургитовая формация первого яруса, и неременный ее спутник - дацит-дипаритовая подформация того же яруса, в бортовых зонах эвгеосинклинали не встречаются.

Каждая геологическая формация и каждый ярус осадочно-вулканогенного комплекса рифтовой зоны характеризуется ритмо-пластовым строением разреза, а местами отличается тонким переслаиванием пород разного состава, выдержанной по простиранию тонкопластовой структурой толщ с ритмичным чередованием туфо-осадочных, эксталяционно-осадочных пород, лавовых и силловых ортопород. Из них осадочные железисто-кремнистые и колчеданные туфосланцевые пласты отражают стратиграфические уровни осадконакопления и служат надежными маркирующими горизонтами при геологической и геофизической съемке. Они являются опорными при стратиграфическом расчленении комплекса, при проведении ритмо-фациального и структурно-фациального анализа (табл. I).

Самая нижняя в первом ярусе и во всем комплексе метабазитовая (спилит-диабазовая) формация во многих структурах содержит железис-

Рис. 2. Геотектонические зоны и геологические структуры Криворожско-Курской эвгеосинклинали, расположенные на Украинском щите:
 1 - вторичные прогибы орогенного этапа с монотонно-терригенной гнейсовой формацией бортовых зон; 2 - то же с полифациальной известково-кремнистой (кварцит-цолемитовой) формацией внутренней (осевой) зоны; 3 - маркирующие железисто-кремнистые формации осадочно-вулканогенного комплекса рифтового этапа; 4 - осадочно-вулканогенный комплекс рифтового этапа в современных контурах складчатых вулканотектонических депрессий; 5 - сателлитные законтурные структуры диагонального плана с дайко-ксенолитами осадочно-вулканогенного комплекса; 6 - ортональные зоны сдвига-надеггов с дайковым комплексом ультрабазитов, диабазов и кварцевых порфиров.
 Районы и участки депрессионных структур эвгеосинклинали (цифры в кружках): 1 - Александровский; 2 - Казанский; 3 - Омельницкий; 4 - Солоневский; 5 - Рокитновский; 6 - Кременчугский; 7 - Белогородский и Золотницкий; 8 - Саксаганский; 9 - Лихмановско-Высоковольский; 10 - Мотрицкий (Бригадировский); 11 - Апостоловский; 12 - Корельский; 13 - Ветковецкий; 14 - Солоневский; 15 - Чертомлыкско-Солоневский; 16 - Сурский; 17 - Аульский; 18 - Игреньский; 19 - Томаковский; 20 - Дерезоватский; 21 - Славгородский; 22 - Конковский; 23 - Белозерский; 24 - Павлоградский; 25 - Ореховский; 26 - Токмаковский; 27 - Гуляй-польский; 28 - Корсаковский; 29 - Салтычанский; 30 - Елисеевский; 31 - Обиточенский; 32 - Мариупольский; 33 - Октябрьский; 34 - Ставропольский

тые кварциты. Один железистый пласт мощностью 20 м вскрыт на Алексеевском участке Чертомлыкско-Соленовского района. По шесть-семь ритмов осадконакопления туфо-железисто-кремнистых пород мощностью 10-45 м насчитывается в метабазах Верховцевского и Сурского районов. Четыре железистых пласта мощностью 6-35 м разбурены на Киевском и Промежуточном участках Конкского района; два пласта аналогичной мощности вскрыты среди метабазитов Белозерского района.

Базит-ультрабазитовая (дунит-гарцбургитовая) формация, залегающая на метабазитовой, также вмещает железистые пласты почти во всех районах рифтовой зоны. По одному-два пласта сидероплезитовых туфокварцитов вскрыты в ее толщах на Кудашевском участке Верховцевского района и в Конкском районе. В Сурском районе, кроме широко развитых железистых туфокварцитов Павловского, Правдинского и Николаевского участков, среди серпентинитов обнаружены три-четыре пласта туфоколчеданов с медной и никелевой минерализацией.

В толщах метабазитовой и базит-ультрабазитовой формаций устанавливается фациальный профиль некомпенсированного ярусонакопления с трансгрессивным ритмо-фациальным рядом от красноцветных магнетитовых кварцитов через пестроцветные и сероцветные карбонатные (куммингтонитовые) и далее до колчеданных. Особенно выразителен он в многопластовых разрезах Конкского и Сурского районов.

Верхняя в первом ярусе спилит-кератофир-туфовая формация в Сурском районе содержит у основания колчеданы (Петровский участок), а в середине и в верху разреза - сидероплезитовые туфокварциты Аполлоновского участка. По два-три пласта магнетит-сидероплезитовых кварцитов в составе этой формации отмечаются в Конкском (Веселянский участок) и в Верховцевском (Малотепловский участок) районах. Таким образом, ритмо-фациальный ряд этой формации носит регрессивный характер, т.е. в первом ярусе рифтовой зоны трансгрессивному ряду железистых фаций нижних двух трансгрессивных свит противостоит регрессивный ряд фаций спилит-кератофир-туфовой свиты.

Второй порфирит-железисто-кремнистый ярус рифтовой зоны во всех крупных депрессиях-синклинариях начинается мощной базальной туфо-железисто-кремнистой формацией, подстилаемой в Верховцевском и Белозерском районах базальным горизонтом туфоконгломератов и туфопесчаников с пластами терригенных гравелитов. Во всех других депрессиях-синклинариях базальные горизонты второго яруса представлены туфосланцами с редкими прерывистыми линзами туфопесчаников.

В Чертомлыкско-Соленовском районе многопластовая базальная туфо-железисто-кремнистая формация второго яруса мощностью до 700 м простирается на 10 км; в Верховцевском районе при такой же мощности

туфо-железисто-кремнистая формация (тепловская свита) — на 5 км. В Сурском районе базальная туфо-железисто-кремнистая формация второго яруса на протяжении 40 км сохраняет многопластовую структуру разреза и большую мощность (1000–1500 м). Она служит примером огромных масштабов пульсирующего эксталяционно-осадочного и туфо-осадочного процесса, равного и аналогичного железнакопленю в Криворожском, Кременчугском, Белгородском и других рудных районах автосинклинали.

В Конкском районе многопластовая туфо-железисто-кремнистая формация второго яруса мощностью 500 м простирается на 10–12 км (Кирпотинский участок), а в Белозерском при такой же мощности — суммарно на 15 км (Северный и Южный участки). Причем в последнем районе в отличие от всех других крупных районов рифтовой зоны формация представлена в основном магнетитовыми кварцитами и железилитами красноцветной фации.

На базальной туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса последовательно располагаются порфиритовая, порфирит-ультрабазитовая и порфирит-туфовая формации с маломощными пластами разнофациальных железистых пород. Полный стратотипический разрез этого яруса и всего осадочно-вулканогенного комплекса установлен в Сурском, Чертомлыкско-Оленовском и Белозерском районах рифтовой зоны. Порфиритовая и порфирит-ультрабазитовая формации этих районов с трансгрессивным ритмо-фациальным рядом железистых пластов завершаются регрессивной порфирит-туфовой формацией разной мощности (400–1200 м) с регрессивным ритмо-фациальным рядом фаций: колчеданной, сероцветной и пестроцветной. Как и в первом ярусе, здесь проявился полный фациальный профиль некомпенсированного ярусонакопления.

Таким образом, ритмо-фациальные ряды осадочно-геохимических (железистых) фаций в разрезах комплекса маркируют тектоно-осадочные и тектоно-магматические мегациклы ярусообразования, выраженные сложными по составу крупными трансгрессивными и регрессивными многопластовыми полифациальными толщами формаций.

Лавовые и силовые магматические породы формаций, находящиеся в межжелезистых разделяющих толщах, последовательно изменяются в разрезах структурных ярусов с ясно выраженной петрохимической эволюцией магматизма. В трансгрессивных свитах структурных ярусов (мегациклов) господствуют основные ортопороды спилит-диабазового в первом ярусе и авгитофир-плагитофирового состава во втором. В регрессивных свитах наблюдается эволюция магматизма с резкой дифференциацией на ультраосновные, средние и кислые породы с одновременным ростом explosивности вулканизма.

Основная масса гранитов рифтовой зоны принадлежит крупным блокам-антиклиналям догеосинклинальных плагiogранитов и гранодиоритов сиала. Эти граниты отличаются директивной текстурой стресс-метаморфизма и сложной разрывно-складчатой геологической структурой, связанной многостадийной и многофазной тектоникой. Их первоначальные блоки рифтового растяжения и растрескивания затем в регрессивно-инверсионную стадию сжатия деформировались в купольные диапир-антиклиналы с зонами мионитизации по сдвигу-надрывам.

Геосинклинальный гранитный магматизм проявлен сравнительно слабо. Он выражен малыми контактными интрузиями массивно-кристаллических альбит-олигоклазовых плагiogранитов и нормальных гранитов регрессивной стадии, дайками и небольшими массивами аплито-пегматоидных гранитов регрессивно-инверсионной стадии (табл. 1).

Метаморфизм плагiogранитов и гранодиоритов сиала отвечает ступени эпидот-амфиболитов, а в контактах с малыми интрузиями гранитов повышается до амфиболит-мigmatитовой ступени. Осадочно-вулканогенный комплекс метаморфизован еще слабее. Эпидот-амфиболитовая ступень метаморфизма здесь проявлена только по периметру депрессий-синклинорий. Внутренняя же их часть представлена рогамиками и сланцами.

Криворожско-Кременчугская бортовая зона

Западная бортовая зона Базавлукского рифта с наложенным Ингулецким вторичным краевым прогибом (рис. 1,2) получила в литературе название Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны [31]. Это узкая зона субмеридионального простирания шириной 50-75 км, длиной более 600 км и общей площадью свыше 40 тыс. км². Зона занимает промежуточное положение между двумя основными элементами геосинклинальной системы противоположного знака - Базавлукским рифтом и Кировоградским срединным массивом. Это и определяет поперечную асимметрию ее геологического строения, мощность, состав и фациальную полноту осадочно-вулканогенного комплекса.

В пририфтовой полосе бортовой зоны развиты крупные вулканотектонические депрессии-синклинории: Криворожский, Желтореченский, Кременчугский в окружении многочисленных средних и мелких депрессий-синклиналей. В названных структурах нижним двум ярусам комплекса рифтогенного этапа свойственны многие черты формаций рифтовой зоны: большая мощность, полифациальная полнота ярусов с трансгрессивными и регрессивными свитами, среднеградиентная магматическая дифференциация и средняя степень эксплозивности вулканизма.

Окрашенная полоса бортовой зоны в рифтовом этапе отражала условия геосинклинального развития склона Кировоградского срединного

массива. Очевидно, поэтому нижние два яруса осадочно-вулканогенного комплекса здесь находятся в мелких депрессиях-синклиналях, отличаются малой мощностью и малой фациальной полнотой. Даже более развитый второй (железистый) ярус представлен одно-двухпластовыми разрезами железистых пород, принадлежащих одной фации красноцветных магнетитовых кварцитов. Характерна также низкоградиентная дифференциация магматизма в ярусах и самая высокая эксплозивность вулканизма.

Третий известково-кремнистый ярус Криворожско-Кременчугской зоны относится к вторичному послепереверсионному Ингулецкому прогибу. Он занимает гораздо более широкую площадь, чем нижние два яруса рифтового этапа. В пририфтовой полосе он несогласно залегает на дислоцированных и размытых толщах нижних двух ярусов, в границах крупных депрессий-синклиналиев. В окраинной полосе верхний ярус перекрывает мелкие доинверсионные депрессии-синклинали и далеко уходит за их пределы, залегая несогласно на породах нижних двух ярусов и на границах разного возраста.

Во вторичном краевом Ингулецком прогибе по породно-фациальному составу третьего яруса выделяются две равноценные по площади структурно-фациальные зоны: восточная осевая внутренняя и западная бортовая. Для первой характерен сложно дифференцированный полициклический разрез яруса с базальными конгломератами, сланцами или гнейсами, белыми кварцитами, доломитами и верхними молассами. Бортовая зона прогиба представлена монотонно-терригенными высокоглиноземистыми и графитовыми гнейсами.

Железистые породы как маркирующие горизонты комплекса и главные породы для структурно-фациального анализа значительно развиты во втором порфирит-железисто-кремнистом ярусе бортовой зоны и мало распространены в нижнем базит-офиолитовом и верхнем известково-кремнистом ярусах.

В нижнем базит-офиолитовом ярусе, известном в литературе как саксаганская стратиграфическая серия, железистые кварциты встречаются только в пририфтовой полосе, в крупных депрессиях-синклиналиях: Кременчугском и Желтореченском. В первом на Горюшнеплавнинском участке вскрыт железистый пласт магнетит-куммингтонит-роговообманковых туфокварцитов мощностью I м. Он залегает в средней базит-ультрабазитовой свите M_1C в толще переслаивания амфиболовых и карбонат-хлорит-актинолитовых сланцев.

На южном крыле Желтореченской депрессии-синклиналии, вблизи Нестовского карьера, вскрыта толща железистых пород мощностью 45 м, в которой три пласта амфибол-магнетитовых кварцитов (5-8 м) перемежаются с актинолитовыми сланцами и амфиболитами [70].

В полных разрезах пририфтовой полосы (Кременчуг, р.Желтая, Высокополье) саксаганская серия имеет трехчленное строение из трех свит: метабазитовой, базит-ультрабазитовой и спилит-кератофир-туфосланцевой. Эти свиты включают многие элементы структурно-фациальных и структурно-магматических изменений, но в целом аналогичны и сопоставимы с тремя свитами первого яруса рифтовой зоны: метабазитовой, базит-ультрабазитовой и спилит-кератофир-туфовой. Наличие железистых пород в саксаганской серии еще раз подчеркивает близость условий ее образования с первым ярусом (базавлукской серией) рифтовой зоны.

В окраинной полосе бортовой зоны железистые кварциты саксаганской серии фациально замещаются туфосланцами, парасланцами и гнейсами повышенной железистости.

Второй порфирит-железисто-кремнистый ярус, именуемый криворожской серией, повсеместно вмещает железистые кварциты в депрессиях-синклиналих всех размеров. В крупных депрессиях пририфтовой полосы он развит полно, характеризуется большой мощностью и фациальной полнотой разрезов. Мелкие синклинали этой полосы и все окраинные синклинали вмещают сильно редуцированные разрезы железорудного яруса с одним-двумя железистыми пластами.

Сравнительно полный разрез криворожской серии наблюдается на Саксаганском участке Криворожского района. В ней на 1000-1300 м (по мощности) насчитывается семь железистых горизонтов трангрессивного ритмо-фациального ряда от красноцветной до сероцветной фации. Однако самый полный фациальный профиль некомпенсированного ярусонакопления вскрыт в Кременчугском районе. Здесь в толщах криворожской серии большой суммарной мощности (2000-2200 м) содержатся 16 железистых пластов, отражающих полные ритмо-фациальные ряды трансгрессивной и регрессивной стадий метацикла от красноцветной до колчеданной фации.

Сопоставление Кременчугского стратотипического разреза с редуцированными разрезами остальных структур бортовой зоны обнаруживает закономерную фациальную неустойчивость колчеданной и сероцветной, отчасти пестроцветной фации, а также всех фаций регрессивного ряда осадков. Во всей бортовой зоне регрессивная толща второго яруса проявилась полностью и сохранилась от размыва только в одном Кременчугском районе.

Важно отметить структурно-фациальные и структурно-магматические изменения порфирит-железисто-кремнистого яруса бортовой зоны по сравнению с рифтовой. От рифта к борту в ярусе сокращается доля ортопород, в ущерб которым увеличивается относительное содержание железистых пластов, туфосланцев, парасланцев и песчаников. В базальном слое яруса во многих крупных депрессиях появляются конгломераты. Сероцвет-

ные и пестроцветные фации железистых кварцитов уступают место красноватым магнетитовым кварцитам и джеспилитам.

Ортопороды железорудного яруса бортовой зоны представлены давно известным тальковым горизонтом, прослеженным на 200 км от Ингулецкого рудника в Криворожском до Харченковского месторождения в Кременчугском районе. В последнем районе внутри криворожской серии вскрыта толща железисто-роговообманковых туфосланцев и биотитовых амфиболитов мощностью 100–200 м. Она прослежена на 20 км от с.Кривоносова до с.Броваржов.

Пласты подобных туфосланцев и ортоамфиболитов перебулены также в Омельникской и Ивановской синклиналих, в Западно-Анновском участке на так называемых Дальних Западных полосах Кривбасса. В самих железистых пластах криворожской серии имеются многочисленные находки тонких слоев железистых полевошпатовых туффитов и туфокварцитов, тальковых и актинолитовых сланцев, тальковых чешуек в джеспилитах [19, 174].

В бортовой зоне, как и в рифтовой, железистые кварциты тесно ассоциируют с вулканогенными породами. Они подчеркивают вулканогенную эксталяционно-осадочную природу железистых кварцитов и смешанную терригенно-вулканогенную ритмичность в разделяющих сланцевых пластах. Интересно отметить при этом, что ортопороды и туфосланцы криворожской серии сосредоточены большей частью в трансгрессивной свите яруса и менее развиты в регрессивной.

Следует подчеркнуть также развитие железистых кварцитов и вулканогенных ортопород в верхнем известково-кремнистом ярусе, относящемся ко вторичному Ингулецкому прогибу. Железистые кварциты давно известны в Николаевском и Попельнастовском участках Правобережного района, где они перемежаются с белыми кварцитами [46]. В Кременчугском районе железистые кварциты и амфиболиты недавно обнаружены в низах ингулецкой серии в переслаивании со сланцами, белыми кварцитами и доломитами. Эти вулканогенные породы позволяют нам литологически и по характеру магматизма сопоставлять ингулецкую серию Криворожско-Кременчугской бортовой зоны со сложными разрезами третьего яруса Приазовья, а также с третьим ярусом КМА, объединяющим верхнюю свиту курской серии, вулканогенные курбакинскую и тимскую свиты.

Терригенные породы установлены во всех трех ярусах осадочно-вулканогенного комплекса Криворожско-Кременчугской бортовой зоны. Относительное их количество заметно возрастает от яруса к ярусу по мере убывания вулканогенных ортопород и железистых кварцитов. Но роль их как возможного главного объекта литологического, ритмо-фациального и структурно-фациального анализа сильно снижена из-за непропорционально больших масштабов развития пелитовых фаций в ущерб грубо-

ригенным фациям, а также из-за метаморфизма пород, последствия которого затрудняют диагностику терригенных пелитов и туфопелитов, представленных сланцами, роговиками и гнейсами разного состава.

В разрезах комплекса уверенно диагностируются пока только груботерригенные фации конгломератов и песчаников, локально сосредоточенные в базальных горизонтах структурных ярусов. В противоположность им сланцы и гнейсы распространены широко как в региональном плане, так и в разрезах свит. Они находятся в ритмо-пачках базальных горизонтов в переслаивании с песчаниками и в срединных толщах ярусов в переслаивании с железистыми и известковыми кварцитами, доломитами и ортопородами. В виде монотонно-терригенных гнейсовых толщ они занимают в третьем ярусе большие площади бортовой зоны вторичного Ингулецкого прогиба.

В структурных ярусах сланцевые пласты стратиграфических ритмо-пачек часто не несут каких-либо фациальных изменений даже в тех случаях, когда каждый последующий железистый, белокварцитовый или доломитовый пласт фациально видоизменяется. Не замечено также каких-либо различий между сланцами разделяющих пачек в полных разрезах крупных депрессий и редуцированных разрезах соседних средних и малых сателлитных структур.

Таким образом, столь широко развитые сланцевые и гнейсовые пласты структурных ярусов остаются пока пассивным резервом в ритмо-фациальном и структурно-фациальном анализах. Их роль, очевидно, повысится в будущем как только тонкие методы позволят распознавать среди них туфосланцы и пелитосланцы, а среди последних — глубинные фации и мелководные осадки базальных горизонтов. Результаты анализа груботерригенных литофаций в настоящее время используются пока только как литологические критерии размахивания структурных ярусов и расчлененности палеорельефа ярусонакопления в структурно-фациальных зонах.

В базит-офиолитовом ярусе первого метацикла базальный горизонт кварцито-песчаников обнаружен только в одном участке — на южном замыкании Криворожской депрессии-синклинали. На всем остальном пространстве Криворожско-Курской эвгеосинклинали ортопороды этого яруса подстилаются плагитогранитами сиала, местами прорванными в зонах контакта малыми контактными интрузиями альбит-олигоклазовых плагитогранитов и нормальных гранитов.

Этот факт, в сочетании с данными о развитии догеосинклинальных известковых толщ аульской серии, свидетельствует о слабой расчлененности догеосинклинальной платформы, пережившей накануне этап океанизации с трансгрессивной тектонической стадией опусканий, просядков,

вулканизма и известкового осадконакопления и регрессивной стадией поднятий с элементами скалисто-островного рельефа.

Дальнейшее накопление лавовых ортопород первого геосинклинального базит-офиолитового яруса большой мощности (1,5–3,0 км) без ощутимой примеси терригенных пород указывает на внутриокеаническое или срединно-океаническое расположение Криворожско-Курской эвгеосинклинали, обширная территория которой была недосыгаемой для терригенной взвеси, поступающей в океан с какого-либо континента, архипелага островов или высоко поднятого срединного массива геосинклинальной системы.

Литологически контрастно выраженная значительная расчлененность всей территории Криворожско-Курской эвгеосинклинали начинается с регрессивной стадии первого рифтового мегацикла, когда на бортах и внутри Базавлукского рифта образовались по надидам островные гряды, отмеченные накоплением в депрессиях-синклиналиях регрессивных молаас первого яруса и базальных конгломератов в трансгрессивных толщах следующего порфирит-железисто-кремнистого яруса.

Как видно из распределения груботерригенных фаций, в первом мегацикле возникли характерные для геосинклинальных систем спаренные структуры противоположного знака и генезиса: депрессия – остров. Из них депрессия принадлежит к трансгрессивно-рифтовой стадии растяжений и просадок, а остров возник рядом в гранитах позже как регрессивно-надвиговая структура скалывания и купольных складчатых деформаций наиболее прогретых и податливых участков гранитных блоков счалы. Причем высота островных поднятий возле каждой депрессии, очевидно, определялась размером последних и соответствующей степенью прогрева гранитов.

Базальные конгломераты второго яруса получили максимальное развитие в наиболее крупных депрессиях-синклиналиях пририфтовой полосы. В средних депрессиях-синклиналиях они маломощны или вовсе выпадают из разрезов вследствие ингрессивного залегания базальных пачек. Такое же ингрессивное залегание маломощного железорудного яруса без базальных конгломератов наблюдается во всех участках окраинной полосы бортовой зоны, удаленных от разрушаемых островов пририфтовых структур.

Пелитосланцевые или гнейсовые пласты, находящиеся в разрезах яруса в пластовых ритмах с железистыми и туфосланцевыми пластами, очевидно, также возникли от размыва тех же островов пририфтовой полосы, неглубоко погруженных под воду в трансгрессивную стадию мегацикла. Как показывает анализ терригенных литофаций третьего известково-кремнистого яруса, дальнейшее интенсивное рельефообразование

на территории эвгеосинклинали произошло в регрессивно-инверсионную стадию, главным событием которой была инверсия Базавлукской рифтовой зоны и ее консолидация в Приднепровский мегантиклинорий.

Третий ярус бортовой зоны, сформировавшийся во вторичном Ингулецком прогибе рядом с обширным архипелагом мегантиклинория, имеет преимущественно пелито-терригенный монотонный состав сланцевых или гнейсовых толщ. Лишь в наиболее крупных депрессиях осевой зоны вторичного прогиба, непосредственно прилегающей к архипелагу, третий ярус приобретает полициклическое многопластовое строение с участием эксталяционно-осадочных доломитов и известковых кварцитов, изредка железистых кварцитов, туфосланцев и магматических ортопород. Здесь наблюдается значительное, но неравномерное развитие песчаников и конгломератов по всему ярусу: больше в базальном горизонте, меньше внутри яруса и снова большое накопление сверху в виде регрессивных молассовых толщ.

Регрессивно-орогенная стадия последнего орогенного метацикла была завершающей стадией горного рельефообразования и перерождения эвгеосинклинали в горную область. Очень характерны разноплановые геологические структуры Криворожско-Кременчугской бортовой зоны, служащие образцом взаимоотношений трансгрессивно-рифтовой и регрессивно-орогенной тектоники рифтовых бортов эвгеосинклинали.

Первый базит-офиолитовый ярус образует узкие изогнутые дуго-, коленовидные или вытянутокольцевые залежи, разобщенные гранитными блок-антиклиналями. Для этих сложных структур характерно вертикальное падение, северо-западное и северо-восточное простирание диагонального плана. Протяженность наиболее крупных залежей составляет 12-20 км, мощность — от 100 до 3000 м. В окраинной полосе бортовой зоны метабазитовые тела обычно мелкие и редкие.

Второй порфирит-железисто-кремнистый ярус заполняет разобщенные уаколинейные структуры иногда — ортогонального плана, преимущественно субмеридиональные, которые на многих участках секут диагональные структуры базит-офиолитовых толщ. Причем ортогональным структурам свойственны примодлинейность простираний и кулисное расположение однокрылых и изоклиальных синклиналей, усложненных продольными надвигами. Протяженность крупных синклиналей — от 20 — 50 до 80 км, мощность яруса — 100 — 2000 м.

К структурам ортогонального плана относятся также субширотные дайки ультрабазитов и диабазов габбро-перидотитовой формации, сингенетичные с субмеридиональными структурами Криворожско-Кременчугской зоны. Среди них наиболее крупными являются Апостоловская и Девладовская зоны сдвигов в Криворожском районе, Млынковская, Потокская и Броварская в Кременчугском.

Третий известково-кремнистый ярус образует наиболее крупные депрессионные синклиновые структуры длиной 50 – 120 км, шириной 8 – 25 км, а также многочисленные мелкие складки разного простирания. По отношению к структурам первых двух ярусов они расположены разнопланово, причем наиболее крупные синклинии осевой зоны прогиба смещены на 15 – 35 км к западу от крупных депрессий нижних двух ярусов пририфтовой полосы.

Диагональные структуры бортовой зоны, как и депрессии Базавлукской рифтовой зоны, являются протоструктурами трансгеосинклинального глубинного разлома. Они образовались, развились и наполнились осадочно-вулканогенными толщами как рифтогенные структуры растрескивания в условиях широтных тангенциальных растяжений и разложения сил на диагональные векторы по принципу параллелограмма. В масштабе эвгеосинклиналь рифтогенез проявился в виде рифтовых погружений больших территорий и многочисленных локальных депрессионных провалов разного размера.

Ортогональные структуры выразились литологически уже в регрессивную стадию скатий первого мегацикла как структуры скалывания и рельефообразования по надвигам, а затем унаследовались вторым инверсионным мегациклом и развились дальше в нем. В трансгрессивную стадию последнего по ним шли новые растяжение, погружение и депрессионные провалы, в которых оформился новый структурный ярус (порфирит-железисто-кремнистый), ортогонального плана простираний.

Прямолинейная форма и субмеридиональная ориентировка ортогональных складчатых структур второго яруса отражают направление боковых скатий первой регрессивной стадии, а связанные с ними ультраосновной магматизм и большие мощности второго яруса характеризуют большую глубинность его заложения и длительность развития во времени. Как видно по смещениям пород второго и третьего ярусов, сдвиго-надвиговые структуры ортогонального плана активно жили в третьем орогенном мегацикле и окончательно оформились лишь в регрессивно-орогенную стадию последнего.

Субширотные зоны разломов девладовского типа представляют собой цепочки открытых сдвиго-надвигов, заполненных массивно-кристаллическими и метаморфическими породами габбро-перидотитовой формации второго – третьего ярусов. Их преимущественно широтная ориентировка и ультраосновной магматизм указывают на широтное направление межблоковых смещений и мантийную глубинность заложения. Ширина ультрабазитовых тел, кристаллизовавшихся в полостях сдвигов, изменяется от 10 до 450 м, длина 2–5 до 20 км.

По геолого-структурным взаимоотношениям и радиологическим дан-

ным среди гранитов бортовой зоны в блок-антиклиналях выделяются такие разновидности: редкие реликтовые массивы плагиогранитов и гранодиоритов сиаля: Табурищенский, Крижовский, Ингулецкий, Демуринский; малые контактные интрузии массивно-кристаллических альбитовых гранитов и нормальных гранитов регрессивной стадии рифтового мегацикла; массивы среднего размера аплит-пегматоидных гранитов регрессивно-инверсионной стадии второго мегацикла: Верближский, Боконянский, Чечелевский; крупные плутоны кировоград-житомирских гранитов и их мигматитов регрессивно-орогенной стадии третьего орогенного мегацикла, занимающие свыше 70% гранитных площадей зоны; массивы коростенских гранитов, рапакиви и сиенитов, находящихся в анортозит-рапакиви-сиенитовом комплексе позднеорогенных или платформенных интрузий.

Метаморфизм пород, как и интенсивность геосинклинального гранитного магматизма, в бортовой зоне гораздо выше, чем в рифтовой. По преобладанию метаморфических фаций на отдельных территориях зоны в ней выделены такие метаморфические пояса согласного субмеридионального простирания: Кировоградский гнейсовый, Западно-Криворожский амфиболито-гнейсовый и Криворожско-Кременчугский сланцево-роговиково-амфиболитовый. Из них первые два приходятся на окраинную полосу, а третий занимает всю пририфтовую полосу бортовой структурно-фациальной зоны.

Азово-Павлоградская бортовая зона

Азово-Павлоградская бортовая зона занимает большую территорию, вытянутую вдоль Базавлукского рифта на 400 км при ширине 70–120 км. Ее общая площадь превышает 40 тыс. км² (см. рис. 1). На севере вблизи г. Харькова она переходит в торцевую бортовую зону КМА, на востоке ограничивается Жданов-Купянским срединным массивом, который к северу на территории КМА переходит в Централно-Курский антиклинорий.

Такая промежуточная геотектоническая позиция Азово-Павлоградской бортовой зоны между рифтом и срединным массивом определяет ее структурно-фациальный облик, аналогичный по многим основным признакам Криворожско-Кременчугской бортовой зоне. В ней, в отличие от рифтовой зоны, развит трехъярусный осадочно-вулканогенный комплекс, представленный двумя ярусами рифтогенного этапа и верхним ярусом орогенного этапа, принадлежащим вторичным краевым прогибам. Железистые породы всех ярусов представлены в основном красноцветными фациями магнетитовых кварцитов. Магматическая дифференциация в ярусах находится на среднем и низкоградиентном уровнях. В регрессивные ста-

дии поздних метанислов здесь проявились интенсивный гранитный магматизм и высокий метаморфизм пород.

К сожалению, Азово-Павлоградская бортовая зона пока плохо разбурена и слабее других зон изучена геологически. Наиболее продуктивные в других зонах нижние два яруса осадочно-вулканогенного комплекса здесь, во всей зоне, находятся в мелких депрессиях-синклиналиях и представлены маломощными толщами 100 – 200, изредка 800 – 1000 м. Железистые пласты в них малочисленны и маломощны и, несмотря на высокое качество (по содержанию магнетита), в целом отличаются небольшими запасами. Другого минерального сырья также пока не обнаружено. Все это не стимулирует развертывания здесь геологоразведочных работ.

Для Азово-Павлоградской бортовой зоны еще не создана единая стратиграфическая схема, нет однозначного деления зоны на районы или полосы с характерными геологическими особенностями. Ниже нами применены выбранные из многочисленных вариантов территориальное и стратиграфическое деления зоны, выполненные в последних публикациях Г.В. Жукова [64, 65] и Е.Б. Глевасского [39]. Зона разделена ими на Орехово-Павлоградскую, Корсак-Гуляйпольскую, Западно-Приазовскую (Салтычанскую) и Восточно-Приазовскую провинции, названные нами далее районами в целях унификации терминов для всей эвгеосинклинали.

В стратиграфических схемах всех районов Азово-Павлоградской бортовой зоны первый базит-офиолитовый ярус, несмотря на малую мощность, однозначно выделяется в западноприазовскую (нижнюю) стратиграфическую серию по характерному парагенезису амфиболитов и ультрабазитов, а иногда и железистых кварцитов.

Крупные толщи различных гнейсов, местами содержащие подчиненные тела амфиболитов, ультрабазитов, железистых и белых кварцитов, доломитов, выделяются в центральноприазовскую (верхнюю) стратиграфическую серию, постоянным членом которой является третий известково-кремнистый ярус сложного породного состава и большой мощности (3000 – 4500 м).

В Азово-Павлоградской бортовой зоне оказался невзрачным второй порфирит-железисто-кремнистый ярус, маломощные разрезы которого (в случае преобладания железистых кварцитов, амфиболитов и ультрабазитов над гнейсами) причисляются к нижней серии, а на участках фациальных переходов в существенно гнейсовый ярус – к центральноприазовской верхней серии. Объясняется это прежде всего сходством породного состава структурных ярусов и целым рядом других причин. В разрезах ярусов Азово-Павлоградской бортовой зоны крайне ограниченно развиты конгломераты как литологические признаки перерывов и несогласий и как критерии степени расчлененности рельефа яру-

сообразования в зоне. Одновременно с этим малое количество железистых пластов в ярусах, принадлежащих одной-двум осадочно-геохимическим фациям, не позволяет выделить трансгрессивные и регрессивные свиты, как в ярусах рифтовой зоны.

Железистые породы Приазовья, несмотря на их малочисленность, используются в геофизической и геологической съемке как маркирующие горизонты осадочно-вулканогенного комплекса и главные породы стратиграфического, ритмо-фациального и структурно-фациального анализов. Как и в Криворожско-Кременчутской бортовой зоне, железистые породы здесь развиты по всему разрезу комплекса от нижнего до верхнего яруса с той лишь разницей, что ни в одном из ярусов они не образуют крупных железорудных формаций или отдельных мощных железорудных пластов.

В первом базит-офиолитовом ярусе маломощные железистые пласты встречены на Новоданиловском, Новоандреевском и Терсянском участках пририфтового Орехово-Павлоградского района в составе новопавловской свиты. Они представлены двупироксен-магнетитовыми и гранат-пироксен-магнетитовыми итабиритами красноцветной осадочно-геохимической (железистой) фации. В остальных трех районах зоны, принадлежащих к окраинной полосе, железистые кварциты фациально замещаются железистыми гранатовыми гнейсами и кварцито-гнейсами.

Ограниченное развитие железистых пород в первом ярусе Азово-Павлоградской бортовой зоны роднит его в структурно-фациальном отношении с первым базит-офиолитовым ярусом бортовой Криворожско-Кременчутской зоны, где такие же одиночные железистые пласты встречаются только в пририфтовой полосе. Одновременное сопоставление этого яруса с полным стратотипическим разрезом яруса рифтовой зоны (Сурского и Конкского районов) обнаруживает сильно редуцированный характер однофациального разреза бортовой зоны по сравнению с полифациальным рифтовым. Бортовая зона лишена всех глубинных железистых фаций: пестроцветной, сероцветной и колчеданной.

Структурно-магматические изменения первого яруса от рифтовой зоны к бортовой выражены заменой дунит-гардбургитовой формации габбро-перидотитовой как структурно-магматическим эквивалентом в средних и малых сателлитных структурах.

Железистые породы второго порфирит-железисто-кремнистого яруса и сам второй ярус сравнительно четко выделяются в Корсак-Гуляйпольском, Орехово-Павлоградском и Восточно-Приазовском районах. В первом из них этот ярус мощностью 150 – 300 м определен стратиграфически как отдельная корсакская (гуляйпольская) свита западноприазовской (нижней) серии. В Мариупольском районе второй ярус мощностью 150 –

200 м выделен в мангушскую свиту центральноприазовской (верхней) серии. В соседних Орехово-Павлоградском и Западно-Приазовском (Салтычанском) районах второй ярус, очевидно, фациально перерождается в существенно парагнейсовый и причленяется в стратиграфических схемах к ореховской и бердянской свитам центральноприазовской (верхней) серии.

Во всех железорудных месторождениях и участках Азово-Павлоградской бортовой зоны второй ярус содержит в разрезах один-два железистых пласта или пачки однофациальной красноцветной пластовой ритмичности. В ритмо-пачках они перемежаются с парагнейсами или парасланцами, амфиболитами и ультрабазитами. Лишь на одном Гуляйпольском месторождении его подстилает базальный горизонт полимиктовых песчанников и кварц-мусковитовых сланцев.

В Азово-Павлоградской бортовой зоне более наглядно, чем в Криво-рожско-Кременчугской, выглядят тесные ассоциации железистых кварцитов второго яруса с ортоамфиболитами и ультрабазитами, с которыми они часто образуют сложные ритмо-пачки. Эти ассоциации лишь раз подчеркивают вулканогенное эксталяционно-осадочное происхождение железистых кварцитов не только в рифтовой, но и в бортовых зонах.

Из структурно-фациальных сопоставлений редуцированных однофациальных разрезов маломощного второго яруса Азово-Павлоградской бортовой зоны с полными стратотипическими разрезами западного борта и самого рифта вытекает однозначный вывод о сравнительно малой общей подвижности этой зоны и о слабом локальном рельефообразовании в рифтовом этапе.

Судя по огромным мощностям (3000–4500 м) и сложному составу третьего полициклического известково-кремнистого яруса, наиболее крупные опускания территории Азово-Павлоградской бортовой зоны произошли лишь в последнюю трансгрессивную стадию развития вторичных краевых прогибов эвгеосинклинали. Этот ярус залегает несогласно на средних и мелких складчатых структурах нижних двух ярусов с большим перекрытием площадей их развития, распространяясь далеко на гранитные блоки.

Третий известково-кремнистый ярус почти повсеместно на Приазовье состоит из двух свит: нижней существенно парагнейсовой большой мощности (1000–3000 м) и верхней вулканогенной гнейсо-базит-офиолитовой (300–600 м).

Нижняя существенно осадочная свита имеет в разных районах свои названия: нижнеореховская, бердянская, шовкайская. Она представлена в основном высокоглиноземистыми и графитовыми гнейсами, содержащими подчиненные пласты белых известковых кварцитов, доломитовых мрамор-

ров, амфиболитов и железистых кварцитов. К ней относится также верхнегуляйпольская песчанико-сланцевая свита [172]. Среди гнейсов нижней свиты третьего яруса наиболее распространены силлиманит-биотитовые, гранат-биотитовые и графит-биотитовые, амфибол-биотитовые и биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-корундовые и биотит-гранат-силлиманитовые разновидности.

Верхняя существенно вулканогенная свита, венчающая на Приазовье разрез третьего яруса и всего осадочно-вулканогенного комплекса, представляет пример рецидива офиолитового вулканизма во вторичных краевых прогибах. Проявляется он там, где погружения и просадки трансгрессивной стадии достигают определенной максимальной глубины, порядка 2-3 км. Эти прогибы полностью и постепенно компенсируются вначале мощными осадочными свитами за счет эрозии соседнего мегантиклинория, а затем, в самых нижних фазах погружений, - осадочно-вулканогенными свитами, включающими metabазиты, ультрабазиты и железистые кварциты.

О такой полной и постепенной компенсации краевых депрессий осадками третьего яруса свидетельствует однофазная пластовая ритмичность железистых пород красноцветной фации в мощных толщах обеих свит. Она указывает на постоянство уровней осадконакопления во времени, которые могли поддерживаться устойчивой и полной компенсацией прогибов осадками и вулканитами трансгрессивной стадии. Поэтому верхняя вулканогенная свита не покрыта сверху регрессивной терригенной толщей моласс, которые неизбежно возникают во вторичных прогибах при некомпенсированном профиле осадконакопления.

Следует отметить также, что указанная смена осадочных формаций вулканогенными в пределах ярусов представляет собой рядовую закономерность развития трансгрессивных тектоно-магматических стадий ярусообразования вообще и третьего яруса в частности. Метабазиты среди доломитов и доломитовых кварцитов ингулецкой серии третьего яруса известны на западном борту рифта в Кременчугском и Анновском районах. В третьем ярусе торцевой бортовой зоны КМА курбакинская и тимская вулканогенные свиты большой мощности (1-2 км) залегают на терригенно-осадочных толщах верхней курской свиты, содержащей базальные конгломераты [118]. В криворожской серии Кременчугского района тальковский горизонт, пласты железистых туффицитов и ортоамфиболитов залегают в трансгрессивной толще второго структурного яруса на базальных конгломератах и мощных железистых толщах. Аналогичное строение имеет второй ярус в Белозерском районе рифтовой зоны, где на базальных туфо-терригенных толщах нижней белозерской свиты залегают железисто-кремнистая и базит-офиолитовая формация верхней белозер-

ской свиты [47]. В Сурском районе рифтовой зоны базальная туфо-железисто-кремнистая формация второго яруса покрывается трансгрессивными порфиритовой, порфирит-ультрабазитовой и регрессивной порфирит-туфовой формациями.

Изучение породных, фациальных и формационных парагенезисов в ярусах разных зон эвгеосинклинали пока еще далеко недостаточно, но несомненно, что в будущем оно поможет решить многие вопросы сложной геологии докембрия, состава и стратиграфии осадочно-вулканогенного комплекса Приазовья. Здесь они и поныне разрабатываются в основном по строгим меркам Кривбасса, где, как известно, давно и безоговорочно приняты в качестве маркирующих определенные породы: метабазиты — для первого базит-офиолитового яруса, железистые кварциты — для второго порфирит-железисто-кремнистого яруса, доломиты, белые кварциты, углистые сланцы и графитовые гнейсы — для третьего известково-кремнистого яруса.

Эти однопородные критерии были справедливыми, пока география горнодобывающих и поисково-разведочных работ ограничивалась Кривбассом. Но как только эти работы развернулись в других районах Украинского щита и на КМА, строгие криворожские критерии постепенно теряли абсолютное значение. Железистые кварциты оказались широко развитыми также в первом базит-офиолитовом ярусе рифтовой зоны и встречены в третьем известково-кремнистом ярусе крупных депрессий вторичных прогибов.

Расшифровка магматической природы талькового горизонта криворожской серии [121] нарушила укоренившееся представление о чисто осадочном генезисе всех пород этой серии. Позже в ее толщах были обнаружены железистые туффиты и ортоамфиболиты [19], прослеженные в Кременчугском районе на десятки километров. Как указывалось выше, амфиболиты, другие метабазиты и ультрабазиты находятся в составе третьего яруса на Приазовье и КМА, в Кременчугском и Криворожском районах.

Таким образом, исторически криворожские маркирующие горизонты структурных ярусов в масштабе эвгеосинклинали оказались космополитными, а стратиграфические подразделения и геологические структуры многих районов, выполненные только на их основе, остались на уровне рабочих схем. Поэтому в последнее время для целей стратиграфии и воссоздания геологической структуры отдельных районов все шире применяется комплекс методов: ритмо-фациальный, структурно-фациальный, геолого-структурный, радиологического датирования и другие, по результатам которых, кроме общерегиональных, выделяются местные маркирующие горизонты и характерные ритмо-пачки с устойчивым парагенезисом пород по простирацию.

Общерегинальными для всей Криворожско-Курской эвгеосинклина-
ли являются широко развитые в осадочно-вулканогенном комплексе мар-
кирующие вулканогенно-кремнистые формации этапного масштаба. Желе-
зисто-кремнистая формация нижних двух ярусов принадлежит к рифтово-
му этапу нижнемантийного офиолитового магматизма с характерными же-
лезисто-кремнистыми эксталяциями. Известково-кремнистая формация
отражает послеинверсионную передислокацию магматических очагов в
подкоровые слои вторичных краевых прогибов. Ее появление в третьем
ярусе в виде эксталяционно-осадочной формации связано с завершаю-
щим геосинклинальным щелочным магматизмом, составным компонентом
которого являются карбонатиты. Содовые растворы и известково-крем-
нистые эксталяции как спутники карбонатитов служат источником из-
вестково-кремнистого осадконакопления. Причем объемы последнего,
очевидно, намного превосходят интрузивные тела карбонатитов.

Следовательно, при выделении толщ третьего яруса определяющим
критерием являются характерные породы известково-кремнистой форма-
ции: доломитовые и кальцитовые мраморы и кварциты. Эти породы явля-
ются реперными даже в тех случаях, когда они количественно усту-
пают в крупных локальных структурах гнейсам, железистым кварцитам,
амфиболитам и ультрабазитам рецидивного офиолитового магматизма.
В наших графиках и геохимических расчетах, приведенных далее в тек-
сте по районам Приазовья, третий структурный ярус большой мощности
выделен с учетом указанных критериев.

Геологическое строение, как и стратиграфия Азово-Павлоградской
бортовой зоны в деталях еще не изучено, и ее геотектонический ана-
лиз дает пока только общее представление о слабом рельефообразова-
нии в ранних геосинклинальных мегациклах. К этому можно добавить
характерные элементы залегания ортогональных структур скалывания.
Выявленные здесь Орехово-Павлоградская и Азово-Павлоградская зоны
субмеридиональных надвигов имеют многокилометровую амплитуду смеще-
ний и восточное падение надвиговых плоскостей, противоположное за-
падному падению аналогичных надвигов в Криворожско-Кременчугской
бортовой зоне [70].

Гранитные формации Приазовья в общих чертах подобны одновозра-
стным формациям Криворожско-Кременчугской бортовой зоны. Здесь по
р.Обиточной встречаются реликтовые массивы плагiogранитов сиала.
Широким развитием пользуются геосинклинальные аплиты-пегматоидные
граниты регрессивных стадий второго - третьего тектоно-магматиче-
ских мегациклов, занимающие свыше 60% всех гранитных площадей зоны.
В Восточном и Западном Приазовье, в Орехово-Павлоградском районе
большие массивы принадлежат формации сиенитов, щелочных гранитов и
карбонатитов третьего мегацикла.

Метаморфизм пород Азово-Павлоградской зоны самый высокий в эвгеосинклинали, отвечающий орогенному метаморфизму вторичных краевых прогибов. Преобладающими породами на всей территории зоны являются гнейсы, а в восточных районах среди них также развиты эклогиты. В соответствии с этим, на Приазовье выделяются два субмеридиональных метаморфических пояса: 1 - пририфтовый Орехово-Павлоградский амфиболито-гнейсовый регрессивно-орогенной стадии метаморфизма; 2 - окраинный Приазовский гнейсовый с участками эклогито-гнейсов регрессивно-орогенной стадии метаморфизма.

Торцевая бортовая зона КМА

Торцевая зона КМА - своеобразная бортовая зона Криворожско-Курской эвгеосинклинали, сочетает в себе элементы геологии четырех соседних структурно-фациальных зон, с которыми граничит. Она является переходной от Базавлукской рифтовой зоны к сменяющей ее по простиранию Брянской миеосинклинали (см. рис. 1). На юге она примыкает к боковым бортовым зонам рифта - Криворожско-Кременчугской и Азово-Павлоградской; граничит по окраинам с Елецким срединным массивом на востоке и Кировоградским на западе. Главнейшие рудные районы ее расположены на вершинном плато и южном склоне Воронежского кристаллического массива, отторженного от Украинского плато поперечной Днепровско-Донецкой впадиной фанерозоя шириной 90-120 км. Ширина торцевой зоны составляет 150-250 км, длина - 300-400 км, общая площадь - 60 тыс. км².

Геологами КМА зона разделена на три района каждый со своими геологическими особенностями [30, 118]. Курско-Орловский район, находящийся на продолжении осевой полосы рифта, представлен в основном двухъярусными разрезами осадочно-вулканогенного комплекса рифтового этапа. Пририфтовый Белгородский район находится в переходной полосе к Азово-Павлоградской бортовой зоне и также, как последняя, характеризуется повсеместным развитием трехъярусного осадочно-вулканогенного комплекса. Староскольский район принадлежит к окраинной полосе торцевой бортовой зоны, основными неотектоническими элементами которой являются Центрально-Курская геосанктиналь и Тимская ветвь Брянской миеосинклинали. Для ветви характерно развитие трехъярусного осадочно-вулканогенного комплекса, занимающего крупные депрессии типа Тим-Ястребовского синклинали, а также группы сателлитных средних и мелких синклиналей, расположенных к северо-западу и юго-востоку от него. Геосанктиналь отличается мозаичным расположением мелких сателлитных структур, представленных маломощным двухъярусным осадочно-вулканогенным комплексом рифтового этапа.

Ярусное и стратиграфическое деление осадочно-вулканогенного комплекса торцевой бортовой зоны КМА на подавляющем большинстве участков не вызывает затруднений благодаря широкому развитию базальных конгломератов в основании второго и третьего ярусов, характерным парагенезисам пород в каждом ярусе и большому количеству разбуренных перекрытых разрезов на крупных опорных структурах железорудных месторождений.

Характерной особенностью комплекса как геосинклинального образования бортовой зоны и вторичного краевого прогиба кроме трехъярусного строения является его однофациальный облик с подавляющим развитием красноцветных магнетитовых кварцитов и джеспилитов, средняя и низкоградиентная магматическая дифференциация ортопород в ярусах, интенсивное рельефообразование в каждом мегацикле, литологически выраженное крупными горизонтами базальных конгломератов, многочисленными пластами парасланцев и парагнейсов.

Базит-офиолитовый ярус в торцевой зоне повсеместно развит на территории всех районов, где он занимает крупные депрессии-синклинории, средние и мелкие депрессии-синклинали. В стратиграфических схемах КМА он выделен как михайловская серия с двумя свитами: нижней амфиболитовой и верхней спилит-кератофир-туфовой. В крупных синклинориях зоны между этими свитами всегда находится базит-ультрабазитовая толща переслаивания амфиболитов и ультрабазитов иногда вместе с кератофирами и железистыми кварцитами. Эта толща в стратиграфических схемах КМА не выделяется, так как ультрабазиты традиционно принимаются за поздние интрузии. Наши наблюдения петрохимической эволюции геосинклинального магматизма на полных разрезах первого яруса рифтовой и боковых бортовых зон указывают на большую роль ультраосновного магматизма в первом ярусе. Там повсеместно наблюдается закономерная очередность его проявления вслед за спилит-базальтовым магматизмом в нижней фазе трансгрессивно-рифтовой стадии первого тектоно-магматического мегацикла [23, 24].

Базит-ультрабазитовая формация рифтовой зоны, обладая большой мощностью (1-2 км) и протяженностью (10-50 км), вместе с подстилающей метабазитовой и перекрывающей спилит-кератофир-туфовой свитой участвует в альпинотипной складчатости крупных депрессий-синклинориев. Причем закономерна также структурно-магматическая трансформация дунит-гардбургитовой формации крупных осевых депрессионных структур на базит-ультрабазитовую (габбро-перидотитовую) формацию в при-бортовых и бортовых депрессионных синклиналях. Базит-ультрабазитовая формация первого яруса рифтовой зоны содержит многочисленные

маркирующие пласты ресургентных туфосланцев, железистых кварцитов и туфоколчеданов. В последнее время в ней установлены также туфолавы ультраосновного состава [26].

Таким образом, выяснилось время локализации ультраосновного магматизма в пределах стратиграфической офиолитовой свиты первого яруса, лаво-пластовая форма и эффузивный генезис многих ее залежей, а следовательно, и причина ее устойчивой стратиграфической позиции. Все это позволяет провести параллель между стратифицированными офиолитовыми свитами базавлукской серии рифтовой зоны, михайловской серии КМА и саксаганской серии Кременчугского района, Желтореченского и Высокопольского участков в Криворожско-Кременчугской бортовой зоне. Соответственно сопоставляются при этом нижняя метабазитовая и верхняя спилит-кератофир-туфовая свиты названных серий.

В торцевой бортовой зоне, как и в других зонах эвгеосинклинали, включая рифтовую, мощность и полнота разрезов базит-офиолитового яруса прямо коррелируются с размерами депрессий. Крупные депрессии-синклинии вмещают полно фациальные стратотипические разрезы трансгрессивных и регрессивных свит. В средних и мелких депрессионных синклиналях развиты маломощные ярусы, редуцированные по фациальной полноте. В первую очередь они лишаются средней офиолитовой, а затем и верхней регрессивной спилит-кератофир-туфовой свиты.

Наиболее полные разрезы всех трех свит первого яруса находятся в крупнейших депрессиях-синклинориях КМА: Михайловском, Белгородском и Тим-Ястребовском. В первом из них мощность трех свит и всего яруса максимальная, соразмерная синклинориям рифтовой зоны: $2800+200+1000=4000$ м. Во второй пририфтовой депрессии они меньше ($600+250+400=1250$ м) и еще меньше в миегосинклинали Тим-Ястребовской ($500+20+150=670$ м). В средних и малых депрессионных синклиналях мощность редуцированного яруса снижается до двух-трех сотен метров.

Второй порфирит-железисто-кремнистый ярус представлен на КМА сильно редуцированным разрезом. Из сравнения со стратотипическим разрезом второго яруса рифтовой зоны видно, что он лишен трех вулканогенных свит (формаций): порфиритовой, порфирит-ультрабазитовой и порфирит-туфовой, а в железорудной свите даже не содержит разрозненных пластов ортопород, как в рифтовой зоне или в фациальных аналогах боковых бортовых зон.

На КМА второй ярус состоит из двух свит курской серии: нижней терригенносланцевой мощностью 200-600 м и средней сланцево-железисто-кремнистой мощностью 100-500 м. Общей отличительной чертой обеих свит является выдержанное распространение в синклиналях разного размера, сравнительно небольшие вариации мощностей и фациальных особен-

ностей в региональном плане, несложное одно-двухпачковое строение и выдержанный однофациальный облик красноцветных железистых фаций. Обе свиты, судя по ритмо-фациальному анализу их разрезов, принадлежат к трансгрессивному ряду полно компенсированного профиля осадконакопления без регрессивных толщ в верху яруса.

Третий известково-кремнистый ярус имеет в разных районах и складчатых депрессиях КМА разную фациальную полноту и неодинаковую завершенность ярусного мегацикла. Полный его разрез с трансгрессивной и регрессивной свитами наблюдается в Белгородском районе. В трансгрессивном ритмо-фациальном ряду яруса здесь широко развиты базальные конгломераты и песчаники большой мощности (150–250 м), переходящие выше по разрезу в мощную (600–800 м) толщу сложного пластового переслаивания кремнистых известняков и доломитов со сланцами. Регрессивный ритмо-фациальный ряд яруса представлен молассовой толщей кварцевых песчаников и сланцев мощностью более 200 м. Эти фациальные ряды третьего яруса с мощными базальными конгломератами отражают, во-первых, большую расчлененность рельефа подножий послейинверсионного Приднепровского мегантиклинория, к которому принадлежал Белгородский район в начале третьего мегацикла. Во-вторых, они раскрывают некомпенсированный характер трансгрессивного осадконакопления в крупных депрессиях краевых прогибов.

Иной фациальный профиль ярусонакопления наблюдается в Старооскольском и Курско-Орловском районах, удаленных от Приднепровского мегантиклинория на 100–150 км. В Старооскольском районе третий ярус представлен почти монотонной трансгрессивной толщей слюдяных и углистых сланцев большой мощности (600–800 м). Базальные конгломераты и песчаники здесь почти не развиты. На большинстве участков, кроме Осколецкого (15 м), они фациально замещаются сланцами. Слабо представлены также известняки и доломиты. Маломощные известковые пласты (50–100 м) появляются среди сланцев лишь в конце трансгрессивного ритмо-фациального ряда, венцом которого служат эффузивы основного состава и пунгиты тимской свиты. Нетрудно заметить, что третий ярус Старооскольского района, сложенный терригенно-осадочной и метабазитовой свитами, больше сопоставим в деталях с третьим ярусом далекого Приазовья, чем соседнего Белгородского района.

В Курско-Орловском районе КМА развитие третьего яруса ограничено Михайловским депрессией-синклинирием. Он включает мощную толщу глубоководных доломитов (700 м) без существенного участия базальных конгломератов или парасланцев. Венцом яруса служат эффузивы и туфы кварцевых порфиров курбакинской свиты мощностью около 1000 м [118]. По их переслаиванию с доломитами, парасланцами и песчаника-

ми моласс видно, что кислые эффузивы и их туфы здесь проявились в регрессивную стадию третьего ярусного мегацикла. Подобно Старооскольскому району и Приазовью, третий ярус этого района принадлежит к осадочно-эффузивному типу ярусонакопления. Следует отметить, что выделяемые на КМА два основных стратотипа третьего яруса: осадочно-территенный (Белгородский) и осадочно-эффузивный (Старооскольский) широко распространены во всех краевых прогибах Криворожско-Курской эвгеосинклинали. И на КМА они также закономерно связаны с определенными структурно-фациальными зонами этих прогибов.

Осадочно-территенный стратотип третьего яруса развит на предгорных бортах вторичных прогибов непосредственно у границ Приднепровского инверсионного мегантиклинория, возникшего к тому времени на месте Базавлукского рифта. В крупных депрессиях-синклинариях предгорных бортов в условиях расчлененного рельефа шло накопление мощных базальных конгломератов и песчаников, трансгрессивных толщ известняков и доломитов, а затем и регрессивных молассовых толщ песчаников. Наиболее полные стратотипы этого яруса с четкими ритмо-фациальными рядами установлены по краям мегантиклинория, в бывших пририфтовых районах - Криворожском и Кременчугском, Орехово-Навлягоградском и Белгородском.

Осадочно-эффузивный стратотип третьего яруса принадлежит к внутренним (осевым) зонам вторичных краевых прогибов, удаленным от границ инверсионного мегантиклинория на 50-100-150 км. Как видно по большим мощностям яруса и по участию в нем эффузивов, эти зоны отличались максимальной подвижностью и сильно разобщенным локальным вулканизмом ограниченной магматической дифференциации. В одних крупных депрессиях и разломах в третьем ярусе обнаруживаются толщи переслаивания метабазитов и ультрабазитов с железистыми кварцитами, в других - дайки ультрабазитов и карбонатитов ассоциируют с апатит-кремнистыми и апатит-магнетитовыми рудами и нефелиновыми сиенитами; отдельные овалы образованы только метабазитами или только кварцевыми порфирами. Полные разрезы этого стратотипа вскрыты скважинами в Михайловском и Старооскольском районах КМА, в Центральном и Западном Приазовье, во внутренней зоне Ингулецкого прогиба (Омельникский район).

Промежуточное положение между двумя основными стратотипами занимают редуцированные разрезы мелких депрессий-синклиналей внутренней и бортовых зон вторичных прогибов.

Железистые породы очень важны на КМА как маркирующие горизонты комплекса и главные опорные пласты для ритмо-фациального и структурно-фациального анализов ввиду их сквозного развития во всех трех структурных ярусах. В нижних двух ярусах им присущи фациальные осо-

бенности бортовых зон эвгеосинклинали, а в третьем ярусе они сопоставимы с красноцветными железистыми фациями других краевых прогибов.

Для нижнего базит-офиолитового яруса характерны маломощные (1-5 м) туфожелезистые кварцито-сланцы магнетит-амфиболового состава, встреченные на ряде участков Курско-Орловского и Белгородского районов. По минеральному и химическому составу, степени распространенности и породным парагенезисам с туфами метабазитов и ультрабазитов они очень близки к железистым фациям пестроцветов Кременчугского и Желтореченского бортовых районов Восточного Криворожья.

Железистые породы второго яруса образуют в крупных депрессиях-синклиналиях один-два мощных (100-300 м) железистых пласта, состоящих из характерных для бортовых зон магнетит-железнослюжковых джеспилитов, перемежающихся с пропластками красноцветных магнетитовых кварцитов и сероцветных магнетит-карбонатных или магнетит-куммингтонитовых кварцитов.

В третьем известково-кремнистом ярусе железистые породы развиты локально в виде маломощных (10-50 м) железнослюжко-мартитовых роговиков и джеспилитов, ассоциирующих в базальных ритмо-пачках с песчаниками и конгломератами. Ассоциации с последними подчеркивают мелководный характер красноцветных железистых фаций этого и других ярусов.

Терригенные породы торцевой бортовой зоны развиты также широко и распределены по ярусам столь же неравномерно, как и на других бортовых зонах эвгеосинклинали. Они представлены всеми фациями от конгломератов и песчаников до алевритов и пелитосланцев, занимающих определенное положение в ярусных мегациклах и ритмо-пачках. В целом их роль возрастает от яруса к ярусу в ущерб вулканитам, причем в верхних двух ярусах наряду с пелитофациями сланцев широко развиты конгломераты и песчаники базальных горизонтов и верхних моласс как показатели поэтапной и постепенной интенсификации рельефообразования эвгеосинклинали во времени.

Ортопороды осадочно-вулканогенного комплекса крайне неравномерно распределены по ярусам и территории КМА. В нижнем базит-офиолитовом ярусе они занимают около 90% разреза и развиты во всех депрессиях, включая мелкие. Второй железисто-кремнистый ярус только в Старооскольском районе содержит подчиненные тела ортопород разного состава. Такое же ограниченное и подчиненное развитие этих пород наблюдается в третьем ярусе - лишь в Михайловском и Тим-Ястребовском депрессиях-синклиналиях. Причем в ритмо-фациальных разрезах верхних двух ярусов устанавливается закономерное проявление вулканогенных ортопород в конце трансгрессивных или в самом начале регрессивных

свит вслед за глубоководными фациями сероцветных железистых кварцитов или доломитов. Характерна также средне- и низкоградиентная дацит-перидотитовая и пикрит-базальтовая магматическая дифференциация во всех ярусах, свойственная бортовым зонам рифта и вторичным краевым прогибам эвгеосинклинали.

Геологическое строение докембрия КМА довольно сложное и еще мало изучено. Главное северо-западное направление складчатости здесь определяется широким развитием рифтогенных вулканотектонических депрессий и гранитных блок-антиклиналей, которые во всей эвгеосинклинали подчинены диагональному плану структур растрескивания. Кроме того, северо-западная складчатость КМА совпадает с простираем торцевого края Базавлукского рифта — этого наиболее крупного и определяющего тектонического элемента Криворожско-Курской эвгеосинклинали (см. рис. 1). На геологических картах КМА в этом же северо-западном направлении рисуются также протяженные структуры скалывания сдвиго-надвигового типа [118]. Но все они, как замечает В.Д. Полищук, определены предположительно путем интерпретации в глубь разломов из верхнего фанерозойского осадочного чехла. Причем не исключено, что эти разломы относятся ко времени формирования наложенного на докембрий Днепровско-Донецкого авлакогена.

По характеру распределения и составу осадочно-вулканогенного комплекса в докембрии торцевой зоны КМА выделяются три разнофациальные геолого-структурные полосы северо-западного простираения параллельно борту рифта: 1 — пририфтовая Белгородская полоса с крупными депрессиями-синклиналями, вмещающими трехъярусный комплекс большой мощности (2–5 км); 2 — Центральный Курский антиклинорий, представленный мелкоскалчатыми депрессиями-синклиналями сателлитного типа с маломощным (100–500 м) двухъярусным осадочно-вулканогенным комплексом без вторичных депрессий третьего яруса; 3 — Староскольская окраинная полоса с крупной Тим-Ястребовской и мелкими сателлитными депрессиями многоосинклинального типа, сложенными трехъярусным осадочно-вулканогенным комплексом разной мощности (0,5–2,5 км).

Центрально-Курский антиклинорий с его многочисленными мелкими складками сателлитного типа и самым маломощным комплексом сопоставим в Криворожско-Курской эвгеосинклинали с геотектоническими элементами положительного знака: с геоантиклиналью или с окраинными бортовыми полосами склонов срединных массивов. С этих позиций он может интерпретироваться как северное продолжение Азово-Донецкого срединного массива (см. рис. 1).

Гранитные формации торцевой зоны КМА занимают обширные площади междепрессийных блок-антиклиналей, на долю которых приходится

60–75% территории докембрия. Состав этих структур обычно довольно сложный и изменчивый. Блок-антиклинали древних гранодиоритов и плагиогранитов слага перемежаются с блок-антиклиналями средней и полной мигматизации плагиогранитов нормальными и щелочными геосинклинальными гранитами. В последних гранодиориты и плагиограниты слага встречаются среди мигматитов и массивных аплит-пегматоидных гранитов как подчиненные реликтовые ксенолиты.

Отдельные районы КМА характеризуются преобладанием одного из типов блок-антиклиналей. Древние блок-антиклинали первого типа более свойственны Курско-Орловскому району, находящемуся на продолжении осевой полосы рифта, в которой также сохранились многие крупные блок-антиклинали древних догеосинклинальных гранодиоритов и плагиогранитов.

В Белгородской пририфтовой полосе, на Центрально-Курском антиклинории и в Старооскольской окраинной полосе доминирующими являются мигматитовые блок-антиклинали второго типа. Причем здесь поля мигматитов часто распространяются за пределы блоков слага, на метабазитовую свиту первого яруса, а местами и на породы второго и третьего ярусов, за счет которых возникают позднегеосинклинальные мигматитогнейсовые и гнейсовые толщи. Следует при этом отметить, что многие геологи КМА выделяют, хотя и с оговорками [43, 56], все гнейсовые толщи в самую древнюю на КМА архейскую обоянскую серию. Это выделение, как нам кажется, является данью традиций тех времен, когда, следуя Грубенману, все гнейсы докембрия считались архейскими, а сланцы протерозойскими.

Как видно по степени развития мигматитогнейсовых полей, метаморфизм пород в Белгородском, Центрально-Курском и Старооскольском районах юго-востока КМА более интенсивный, чем в северо-западном Курско-Орловском районе. Это объясняется структурно-тектонической близостью названных трех полос к боковым бортовым зонам эвгеосинклинали, где, как отмечалось, также доминируют гнейсовые фации орогенного метаморфизма этапа вторичных краевых прогибов.

Приведенный краткий очерк зон показывает, что все бортовые структурно-фациальные зоны эвгеосинклинали одинаково сопряжены переходными рядами пород и структур с Базавлукской рифтовой зоной. Последняя является наиболее подвижной и определяющей зоной эвгеосинклинального характера для всей Криворожско-Курской инфраструктуры, которая в свою очередь служит примером наиболее полного геосинклинального цикла для глобальной Криворожско-Кольской геосинклинальной системы.

Крупная рифтовая зона эвгеосинклинали с двумя наиболее полным ярусами отражает сложную полициклическую тектонику и вулканизм пер-

Вого главного геосинклинального этапа, длившегося от зарождения рифта до его инверсии и консолидации в Приднепровский мегантиклинорий. Этот этап интенсивного вулканизма назван здесь рифтовым, или этапом трансгеосинклинального глубинного разлома и инверсионной складчатости (см. табл. I).

Второй орогенный геосинклинальный этап развития вторичных краевых прогибов и конечного орогенеза выражен осадками третьего яруса на бывших бортах рифта, крупными зонами сдвига-надвигов, гнейсовым метаморфизмом пород и крупнейшими массивами гранитов и мигматитов. Оба этапа составляют геосинклинальный цикл, или геочикл развития трансгеосинклинального глубинного разлома от протоструктур растрескивания до инверсионных складчатых структур и послейинверсионных надвига-складчатых горных сооружений глобальной Криворожско-Кольской геосинклинальной системы.

Геологическими и геофизическими работами двух последних десятилетий границы Криворожско-Кольской геосинклинальной системы значительно расширены почти на весь докембрий Восточно-Европейской платформы [70]. Она включает геосинклинальные геотектонические подразделения Украины и КМА, Воронежского массива и Белоруссии, Прибалтики и Подмосковья, Карелии и Финляндии, Швеции и Кольского п-ова. На этом большом пространстве эвгеосинклинали сменяются по простиранию и чередуются поперек системы с млогоосинклиналями, геоантиклиналями и срединными массивами. Причем характерно кулисное расположение этих подразделений, свойственное, как указывал А.В.Пейве [113], трансгеосинклинальным глубинным разломам.

Таким образом, в понятие трансгеосинклинальный глубинный разлом нами, волею за А.В.Пейве, вкладываются такие его главные признаки: глобальная протяженность (в данном случае от Украинского щита до Балтийского и, возможно, далее до Канадского); большая широта проявления (1000–2000 км); зарождение в мантийных глубинах порядка 500–1000 км, отвечающих средне- и нижнемантийным геосферам; длительное развитие во времени (I–I,5 млрд. лет) и направленное в пространстве с перемещением тектоно-магматических явлений из мантийных глубин к земной коре.

Возвращаясь к Криворожско-Курской эвгеосинклинали, отметим еще раз, что рассмотренные выше структурно-фациальные зоны являются ее главными геотектоническими элементами со специфическими особенностями тектоники, вулканизма, магматизма, осадконакопления и рудообразования. Вместе с тем, все они имеют сходное геологическое строение, выраженное определенным сочетанием складчатых вулкано-тектонических депрессий с междепрессионными и мигматит-гранитными блок-антиклина-

лями*, зонами протяженных сдвиго-надвигов и дайковыми комплексами разных пород. Эти образования как геосинклинальные геологические структуры второго порядка рассматриваются далее и сравниваются между собой по условиям, месту и времени развития, по геологическому содержанию и форме.

Рифтогенные вулкано-тектонические депрессии и сателлитные структуры

Складчатые вулкано-тектонические депрессии и их сателлитные структуры разного порядка надежно картируются геологическими и геофизическими методами благодаря развитию в них специфических зелено-каменных пород осадочно-вулканогенного комплекса. На эрозированной поверхности докембрия они занимают среди гранитов 30-40% площади во всех структурно-фациальных зонах (см. рис. 1, 2).

Наиболее крупные депрессии-синклиналии типа сложных брахиструктур с площадью эрозионного среза 500-800 км² находятся в Базавлукской рифтовой зоне. Кобелякская, Верховцевская, Чертомлыкско-Солоновская, Сурская, Дерезоватская, Конкская и Беловерская депрессии почти равномерно распределены в рифтовой зоне Украинского щита на расстоянии 50-80 км друг от друга (рис. 2). Простирание их длинных осей ориентировано в двух направлениях диагонального плана: северо-западном и северо-восточном.

Законтурные сателлитные структуры разного порядка представлены линейными радиальными апофизами диагонального простирания и параллельными бортам прерывистыми цепочками дайко-ксеролитов. Они содержат фациально редуцированные маломощные ярусы осадочно-вулканогенного комплекса или только интрузивные члены комплекса: диабаз-амфиболиты, местами ультрабазиты и кварцевые порфиры. С сателлитными структурами часто связаны обширные поля аддит-пегматоидных розовых гранитов, зоны микроклинового порфиробластеза и других продуктов калиевого и натриевого метасоматоза во вмещающих плагиогранитах и субвулканических телах. Широко распространены здесь эпидотизация, грейзенизация, березитизация пород.

В рифтовой зоне крупные депрессии и законтурные сателлитные разломы образуют сложную систему структур разного плана с доминирующим

* Сдвоенные названия блок-антиклиналей, депрессий-синклиналий, дайко-ксеролитов призваны отразить сложное многообразное происхождение этих структур от рифтогенных блоков растрескивания, межблоковых вулкано-тектонических депрессий и сателлитных даек по орогенным складчатым антиклиналям и диапир-куполов, депрессионных синклиналий и синклиналий, мигматизированных даек-ксеролитов в позднегеосинклинальных гранитах.

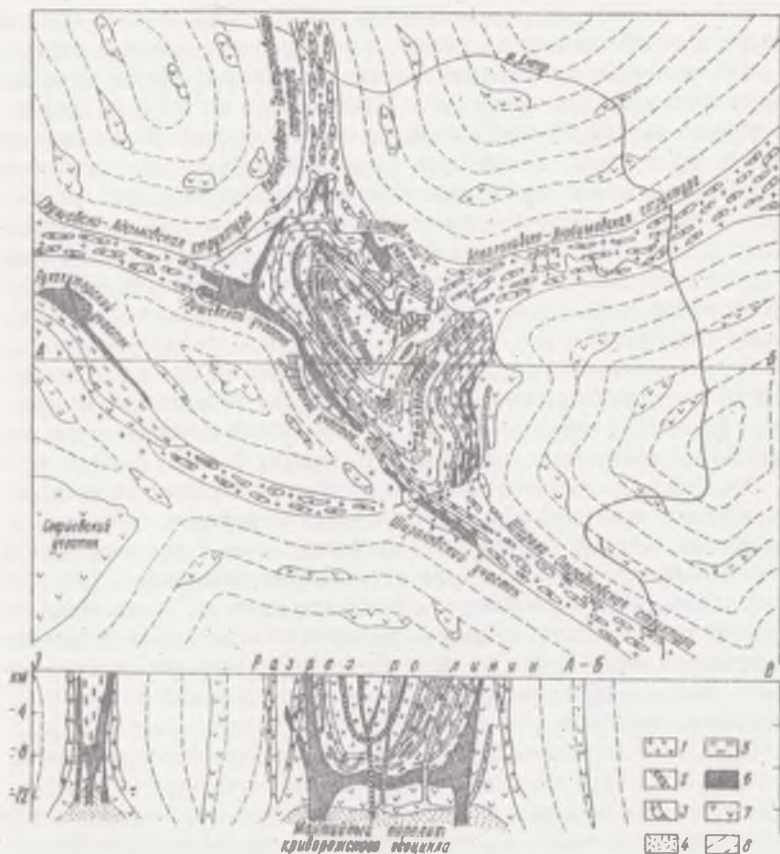


Рис. 3. Сурский вулканно-тектонический депрессия-синклиорий и его сателлитные законтурные структуры.

Формации: 1 - порфириновая и порфирит-туфовая; 2 - порфирит-ультра-базитовая (тела ультрабазитов); 3 - туфо-железисто-кремнистая; 4 - туфо-кератофиров порфириновой формации; 5 - спилит-кератофир-туфовая; 6 - базит-ультрабазитовая (дунит-габброитовая); 7 - метаба-зитовая; 8 - граниты малых контактных интрузий. Структурные элемен-ты плагногранитов показаны штриховой линией

диагональным простиранием. В этой мозаике складок каждая крупная депрессия выглядит как узловая структура, возникшая на пересечении средних и мелких и испытавшая их влияние при накоплении и складчатой деформации осадочно-вулканогенного комплекса. Внутри крупных депрессий-синклиорий основные направления простираний мелких скла-док сочетаются с направлениями законтурных структур (рис. 3).

В бортовых структурно-фациальных зонах размеры вулканотектонических депрессий средние и мелкие, залегание разноплановое. Структуры рифтового этапа представлены сильно протяженными узкими синклиналями и синклиналями размером от 10–50 до 300 км². Из них депрессии первого мегацикла, подобно рифтовой зоне, подчинены диагональному плану простираний, а структуры второго мегацикла – преимущественно ортогональному со структурным несогласием между ярусами. Во вторичных краевых прогибах орогенного этапа, особенно в их внутренних зонах, развиты отдельные крупнейшие депрессии третьего яруса с эрозийным срезом 1000–1500 км². Они значительно перекрывают мелкие складки нижних двух ярусов и наследуют от них разноплановую ориентировку простираний.

В хорошо изученных депрессиях-синклиналях, на примере Кременчугского и Сурского районов, нами [19, 23, 24] установлена закономерная фациальная изменчивость пород и мощностей в пластах, ритмопачках, трансгрессивных и регрессивных свитах, а также в целых ярусах. Эти изменения обусловлены внутренней геологической структурой синклинориев: синклиналями, антиклиналями, поперечными поднятиями, подвернутыми бортами структур. К настоящему времени выяснилось, что такая особенность осадочно-вулканогенного комплекса широко распространена и отражает сложную тектонику эвгеосинклинали, в том числе и тектонику вулканотектонических депрессий. Последние, как показывает структурно-фациальный анализ, формировались во всех деталях одновременно с осадочно-туфолавым ярусонакоплением, начиная с первой трансгрессивно-рифтовой стадии.

Фациальные изменения пород и мощностей внутри крупных депрессий-синклинориев при переходах от отрицательных к положительным складкам второго порядка наблюдаются во всех породах комплекса: терригенно-осадочных, экстракционно-осадочных, туфовых и эффузивных. Наиболее характерны следующие фациальные изменения пород и мощностей:

1. В пластах парасланцы обогащаются пропластками песчаников. Джеспилиты и магнетитовые кварциты разубоживаются пропластками кварцито-сланцев или железистых туффилов. Пестроцветная фация магнетитсидероплезитовых кварцитов и руд трансформируется в смешанную с пропластками красноцветных магнетитовых кварцитов и джеспилитов.

2. В ритмопачках пласты железистых кварцитов замещаются пластами сланцев и туфосланцев. Пласты колчеданов уступают место сероцветным сидероплезитовым кварцитам. Доломитовые пласты перерождаются в пласты кремнистых доломитов и белых доломитовых кварцитов.

3. В формациях metabazитов исчезают железистые кварциты, замещаемые железистыми туфосланцами, кремнистыми туффилами или белыми

кварцитами. В базит-ультрабазитовых формациях дунит-гарибургитовые массивы переходят в пластовые залежи габбро-перидотитового и базит-ультрабазитового типа, представленного апоперидотитовыми хлорит-актинолитовыми или карбонат-хлорит-тальковыми сланцами. Железисто-кремнистая формация кременчугского типа лишается глубоководных колчеданных и сероцветных железистых фаций, трансформируясь в одно-двухфациальные разрезы Правобережного района.

4. Трансгрессивные свиты структурных ярусов отличаются гораздо большей устойчивостью развития по простиранию, чем регрессивные. Последние в антиклиналях, поперечных поднятиях и на подвернутых крыльях изоклинальных складок крупных депрессий фациально быстро изменяются и полностью выпадают из разрезов. В отдельных средних и мелких синклиналях обычным является залегание маломощных трансгрессивных половинок каждого яруса, представленных чаще всего неполным набором фаций без базальных конгломератов, выклинивающихся вследствие ингрессивного залегания.

5. Мощность структурных ярусов, а также всех свит, ритмо-пачек и пластов в них часто подвержена большим колебаниям. В связи с фациальными изменениями пород ярусы варьируют от одного — пяти километров до сотен и нескольких десятков метров.

По данным ритмо-фациального, структурно-фациального и хроно-геохимического анализов установлено, что глубинные депрессии и их сателлитные структуры в подавляющем большинстве возникли как структуры растрескивания протосиала, представленного сейчас междепрессийными блоками метаморфизованных гранодиоритов и плагиогранитов. В наиболее длительную трансгрессивно-рифтовую стадию в условиях преобладающих тангенциальных рифтовых растяжений была создана почти вся система сложных разрывов разного порядка: зональные рифтовые и бортовые погружения, многочисленные крупные депрессионные просадки и густая сеть средних и мелких сателлитных разломов, заполненных субвулканитами.

Все эти структуры служили каналами многократного геосинклинального вулканизма и участками ярусонакопления разной мощности и состава в зависимости от их размеров. Преобладающий диагональный план простираний рифтогенных депрессий и сателлитных структур внутри субмеридиональных структурно-фациальных зон эвгеосинклинали, очевидно, можно объяснить сочетанием крупноблоковых движений каждой зоны с внутризональными напряжениями, которые разрешались на узловых участках путем разложения сил на мелкие векторы по принципу параллелограмма.

Привлекает внимание очень крутое, почти вертикальное, падение

крыльев ($70-90^{\circ}$), а также шарниров ($45-90^{\circ}$) отдельных складок второго порядка внутри крупных депрессий-синклиналиев и в сателлитных структурах. Такое залегание пород отражает сложные условия складкообразования, когда боковые сжатия регрессивных стадий сочетались с непрекращающимися депрессионными просадками и погружениями слоисто-складчатого осадочно-вулканогенного комплекса.

Гранитные блок-антиклинали

Гранитные блок-антиклинали занимают на поверхности эрозионного среза Криворожско-Курской эвгеосинклинали 60-70% площади; остальное - осадочно-вулканогенный комплекс рассмотренных выше вулканотектонических депрессий. Состав, строение и размеры гранитных блок-антиклиналей заметно изменяются внутри геотектонических зон и особенно между рифтовой и бортовыми зонами. Преобладающий размер этих структур 1-3 тыс. км².

Блок-антиклинали рифтовой зоны обычно представлены одной-двумя гранитными формациями. В бортовых зонах их состав более сложен. Здесь в каждом блоке наблюдается телескопирование разновозрастных формаций с признаками активного влияния поздних формаций на ранние. Это влияние выражается в виде полей мигматитов и полимigmatитов, дайково-жильных пересечений, зон метасоматитов и вторичных оруденений. Степень влияния, конечно, неодинаковая и зависит от многих причин, в том числе и от объемных отношений разновозрастных формаций, ρT -условий блока и новых внедрений, подвижности магм и количества газо-гидротермальных спутников. Наиболее характерны по составу, форме проявления, возрасту и приуроченности к структурно-фациальным зонам эвгеосинклинали следующие пять гранитных формаций, принадлежащих к разным регрессивным стадиям и фазам ярусных метациклов.

1. Формация протосиала платиогранит-гранодиоритовая догеосинклинальная с возрастом метаморфизма первого метацикла 2900-3200 млн. лет. Она наиболее развита в Бававдукской рифтовой зоне, где на ее долю приходится две трети всех гранитных площадей. Здесь сохранились многие блоки метаморфизованных гранодиоритов и платиогранитов со сланцево-директивными текстурой и структурой, испытавших стресс-метаморфизм диапир-купольной складчатости с очень малым участием поздних гранитных интрузий. В бортовых зонах формация реликтовая и представлена лишь небольшими ксенолитами среди мигматитов и гранитов поздней батолитовой формации.

2. Формация малых контактных интрузий альбит-олигоклазовых платиогранитов и нормальных гранитов - самая малообъемная, занимающая

1-3% гранитных площадей, сформировалась в регрессивную стадию первого рифтогенного мегацикла (2600-2900 млн. лет). В рифтовой зоне она хорошо обособляется по краям и внутри плагิโอгранит-гранодиоритовых блоков в контактных зонах с вулкано-тектоническими депрессиями, сателлитными субвулканитами и дайко-ксенолитами. Граниты этой формации образуют активные контакты с метабазитами первого яруса и мигматизируют узкие полосы в плагิโอгранитах. (100-800 м). В бортовых структурно-фациальных зонах альбит-олигоклазовые плагิโอграниты и нормальные граниты первого мегацикла встречаются лишь в виде ксенолитов среди гнейсов и мигматитов поздних интрузий.

3. Формация аплит-пегматоидная гранитных массивов и пегматитовых полей среднего размера регрессивно-инверсионной стадии второго инверсионного мегацикла возрастом 2100-2300 млн. лет характеризуется умеренным и одинаковым развитием во всех структурно-фациальных зонах. Большей частью она приурочена в них к зонам сдвига-надвигов ортогонального плана протистираний: субширотного и субмеридионального. Причем наиболее крупные массивы (площадью 100-300 км²) находятся в узлах пересечений названных структур (см. рис. 2). В рифтовой структурно-фациальной зоне массивы аплит-пегматоидной формации днепровского типа занимают около 25% площади всех гранитов и являются подчиненными по отношению к плагิโอгранитам и гранодиоритам. В бортовых структурно-фациальных зонах они развиты в той же мере, но подчинены поздним орогенным геосинклинальным формациям гранитных батолитов.

4. Формация батолитов нормальных гранитов и их мигматитов кировоград-житомирского типа третьего орогенного мегацикла возрастом 1700-2100 млн. лет наиболее широко представлена на территории вторичных краевых прогибов, в геоантиклиналях и срединных массивах в ассоциации с гнейсовыми поясами метаморфизма пород осадочно-вулканогенного комплекса. На Приднепровском мегаантиклинории (бывшей рифтовой зоне) формация батолитов трансформируется в жильно-интрузивную, местами со значительными полями метасоматитов во вмещающих плагิโอгранитах.

5. Формация рапакиви, щелочных гранитов и сиенитов позднеорогенной фазы орогенного мегацикла возрастом 1700-1800 млн. лет в основном развита в бортовых зонах вторичных краевых прогибов. На Кировоградском срединном массиве она находится в парагенезисе с анортозитами в вулкано-тектонических плутонах анортозит-рапакиви-сиенитового комплекса.

В свете выявленной нами трехъярусной тектоно-магматической цикличности Криворожско-Курской эвгеосинклинали указанные гранитные формации и сложенные ими блок-антиклинали представляются как много-

актные образования. Их развитие прошло сложный путь от блоков растрекивания верхних слоев литосферы на стадиях рифтовых растяжений, погружений и просадок через стадии регрессивных сжатий в каждом мегацикле с элементами ритмо-тектоники пластообразования.

По степени метаморфизма пород и по объему гранитных формаций можно судить, что первая регрессивная стадия сжатий литосферы была самой слабой. Она выражена сланцевато-директивными текстурами в платиогранитах и гранодиоритах сиала и малыми гранитными интрузиями на контактах с вулканитами первого яруса. На этой стадии сжатий возникли первые положительные формы рельефа в виде диапир-купольных и скалисто-купольных антиклиналей, превративших прежние гранитные блоки в междепрессийные блок-антиклинали, на ряде участков доступные морской эрозии. Об этом свидетельствуют верхние молассы первого яруса и базальные конгломераты второго яруса с пропластками аржозовых песчаников, обнаруженные в целом ряде вулcano-тектонических депрессий.

Следующая регрессивно-инверсионная стадия сжатий второго мегацикла была более созидательной, чем первая. В масштабе эвгеосинклинали она выражена региональным складкообразованием и инверсией рифтовой зоны в Приднепровский мегантиклинорий, заложением обширной ортогональной системы сдвига-надвигов, сланцево-амфиболитовым метаморфизмом пород и широким проявлением палингенных коровых магм аплит-пегматоидной формации в гранитных блок-антиклиналях.

Все эти процессы отражают, во-первых, усиление бокового давления в литосфере на стадии регрессивно-инверсионных сжатий, значительно превышавшего сжатия первой регрессивной стадии. Во-вторых, они могут свидетельствовать о перемещении во втором мегацикле энергетического потенциала эвгеосинклинали из нижней-средней в верхнюю мантию и земную кору.

Наметившаяся во втором мегацикле инверсионная тенденция развития эвгеосинклинали достигает апогея на регрессивно-орогенной стадии третьего мегацикла. Складкообразование в ней сочетается с горообразованием, т.е. с полным перерождением эвгеосинклинали в горно-складчатую область. Ортогональная система сдвига-надвигов проявляется в смещениях осадочно-вулканогенного комплекса многокилометровой амплитуды. В депрессиях вторичных краевых прогибов возникают гнейсовые толщи осадочно-вулканогенного комплекса, а в блок-антиклиналях вторичных прогибов, геосинклиналий и срединных массивов создаются батолиты палингенных коровых магм формации нормальных гранитов кировоград-житомирского типа.

При этом в центрах наиболее крупных батолитов возникают условия

для выхода к поверхности крупных вулкано-тектонических диапир-плутонов коровых базальтоидов анортозитовой формации с характерными дифференциатами железистых гортонолитовых перидотитов, рапакиви, щелочных гранитов и сиенитов. Находясь в парагенезисе, эти породы образуют особый анортозит-рапакиви-сиенитовый комплекс высшей фазы корового магматизма регрессивно-орогенной стадии третьего мегацикла. Для него, как и для других комплексов эвгеосинклинали, также характерна структурно-магматическая трансформация от крупных структур к мелким. Наряду с крупными диапир-плутонами, отличающимися полным набором пород-дифференциатов, в краевых прогибах встречаются мелкие массивы с резким преобладанием основной, кислой или щелочной ветви дифференциации.

Площадь эрозионного среза крупных плутонов анортозит-рапакиви-сиенитового комплекса достигает 7-13 тыс. км². Для сравнения укажем, что каждый такой плутон (Корсунский, Новомиргородский) может вместить осадочно-вулканогенный комплекс всех крупных и мелких депрессий Базавлукской рифтовой зоны, относящейся к рифтовому этапу эвгеосинклинали.

Сравнивая далее, отметим также общий характер развития магматизма Криворожско-Курского геоцикла, рифтовый этап которого отмечен преобладанием мантийного базит-офиолитового вулсанизма, а второй, орогенный, — огромными массами корового гранитного складчато-интрузивного плутон-анортозитового вулкано-тектонического магматизма. Первый из них сейчас локализован в вулкано-тектонических депрессиях разного порядка, второй — в блок-антиклиналях разного размера.

Происхождение догеосинклинальной сиалической формации плагиогранитов и гранодиоритов, вероятнее всего, объясняется теорией А.П.Виноградова [29]. По его расчетам, диффузионно-сиалический глобальный магматизм зонной плавки осуществляется непрерывно на континентальных и океанических платформах, в геосинклинальных областях при различных малых, средних и активных тектонических процессах. Этому магматизму, как нам кажется, обязано создание на базальтовом слое глобальной сиалической коры плагиогранит-гранодиоритового состава; в том числе догеосинклинальной архейской коры, вмещающей сейчас осадочно-вулканогенный комплекс складчатых депрессий и геосинклинальные гранитные формации блок-антиклиналей.

По определению Ю.М.Шейнмана [170], зарождение магм базит-офиолитового комплекса находится в области постоянно существующих высоких температур и давлений, в целом достаточных для плавления вещества мантии в условиях местных падений давления, вызванных, например, тектоническими движениями растяжений и растрескивания.

Коровые кислые или основные магмы больших объемов зарождаются в области, где температура в общем недостаточна для плавления при местных падениях давления. Зарождение магм здесь требует дополнительных условий, в частности: 1) разогрева вещества при опускании на большие глубины; 2) нахождения вещества в сфере значительного повышения энергетического уровня под теплоизолирующей толщей кристаллических пород сиала; 3) испытания зоной дополнительного динамического давления орогенных сжатий и вертикальных нагрузок горных сооружений. Все эти условия порознь или в последовательном сочетании между собой могут возникать в областях, где идет геосинклинальный процесс.

Орогенные зоны сдвига-надвигов

Зоны субмеридиональных надвигов, субширотных сдвигов и сдвиго-надвигов диагонального простираия являются существенным элементом геологической структуры, состава и рудоносности Криворожско-Курской эвгеосинклинали. Многие из тех зон, что показаны на схеме (см. рис. 2), закартированы геологическими и геофизическими методами, другие нанесены по косвенным признакам магматизма, метасоматоза и специфического характера оруденений. В целом вырисовывается региональная система структур скалывания ортогонального плана простираий, секущая диагональные вулканотектонические депрессии и сателлитные структуры рифтогенного растрескивания.

На территории эвгеосинклинали в пределах Украинского щита система ортогональных структур отличается равномерностью развития со средним расстоянием между крупными разломами, 50–80 км. В Криворожско-Кременчугской структурно-фашиальной зоне к числу достоверно установленных относятся Ингулецкая, Западно-Криворожская и Криворожско-Кременчугская субмеридиональные зоны надвигов, Девладовская и Потокская субширотные зоны сдвигов.

В Базавлукской рифтовой зоне Девладовская полоса прослежена по дайкам ультрабазитов далеко на восток до Верховцевской, Софиевской, Сурукой и Славгородской депрессий. Потокская и соседняя (с юга) Млынковская полосы разломов представлены на западе группами даек диабаз-пироксенитов, а на контакте их с плагиигранитами – полями аплит-пегматитов, щелочных метасоматитов. На востоке эти полосы выражены системой Верхнетерсянских широтных нарушений, проявляющихся в фашиальных изменениях пород второго яруса осадочно-вулканогенного комплекса. Кроме того, они сопровождаются интрузиями и метасоматитами гранит-щелочной формации.

Субмеридиональные зоны сдвига-надвигов Пятихатская и Запорожская картируются в рифтовой зоне по группам диабаз-ультрабазитовых даек, массивам аплито-пегматоидных гранитов, щелочных метасоматитов и поясу характерной вольфрам-молибденовой и ниобо-танталовой минерализации.

В Азово-Павлоградской структурно-фациальной зоне достоверно установлены три крупные широтные системы разломов – Верхнетерсянская, Ореховская и Токмакская, а также два субмеридиональных разлома надвигового типа – Орехово-Павлоградский и Азово-Павлоградский, с многокилометровой амплитудой смещения слоистых толщ осадочно-вулканогенного комплекса. С последней зоной связана также Черниговская полоса карбонатитов, сиенитов, фенитов и железистых гортонолитовых перидотитов.

Торцевая бортовая зона КМА отличается от боковых зон преимущественно северо-западным и субмеридиональным простираниями сдвига-надвиговых зон, согласных простиранию вулcano-тектонических депрессий и подчиненных простиранию торцевого края Базавлукской рифтовой зоны. Разломные зоны КМА содержат интрузии тронснянско-мамоновского комплекса: ультраосновных, основных, кислых пород и сопровождаются полями метасоматитов.

По описанию В.Д.Полищука [118], в пределах КМА наблюдается несколько разломных зон. Курско-Бесединская зона проходит через Знаменские, Воронежскую, Курско-Бесединские аномалии. Орловская зона проходит через Орловские, Малоархангельские аномалии и пересекает Тим-Ястребовский синклинирий. Южным продолжением этих двух зон является целый ряд полос Новооскольского района с группами даек основных пород северо-западного и субмеридионального простираний. В Тим-Ястребовской и Волотовской депрессиях интрузии ультрабазитов секут породы всех свит курской серии. Крупные субмеридиональные зоны разломов, заполненных интрузиями основных пород, находятся: одна на восточной периферии Михайловской депрессии-синклинория, а другая на западной границе КМА. Последняя окаймляет с запада Комаричскую цепочку магнитных аномалий.

Указанная широко развитая во всей Криворожско-Курской эвгеосинклинали система разломов ортогонального плана, местами усложненная диагональными полосами с интенсивным магматизмом разного состава, несомненно, отражает сложные геосинклинальные процессы, расшифровать которые до конца еще не удалось.

Для многих интрузий, находящихся в разломах вулcano-тектонических депрессий, установлено секущее положение их по отношению ко всем ярусам осадочно-вулканогенного комплекса. Этим определяется

их позднегеосинклинальный возраст порядка регрессивно-орогенной стадии третьего орогенного мегацикла. Наряду с этим в рифтовой зоне, в пластовых толщах осадочно-вулканогенного комплекса, достоверно установлены субмеридиональные крупноамплитудные надвиги и надвиговые зоны более раннего времени образования. Они продольно рассекают при- бортовые Верховцевскую и Белозерскую депрессионные структуры. По развитию в этих депрессиях мощных моласс в составе регрессивной спилит-кератофир-туфовой формации первого яруса фундаментальное заложение и проявление в рельефе указанных надвигов можно отнести к регрессивной стадии первого рифтогенного мегацикла.

Кроме того, на хорошо изученных участках Криворожского, Кременчугского и Орехово-Павлоградского районов по разные стороны развитых там разломов наблюдаются фациальные изменения пород второго и третьего ярусов, начиная с базальных конгломератов. Этот факт фиксирует время заложения и развития отдельных крупных надвигов уже в первую регрессивную стадию рифтового мегацикла, а также указывает на их нарастающую активизацию в последующие регрессивные стадии мегациклов. Наиболее крупные и долгоживущие зоны надвигов находятся в пририфтовых районах бортовых структурно-фациальных зон, по самой кромке Базавлукской рифтовой зоны. Наиболее крупная широтная Девладовская зона сдвигов расположена поперек эвгеосинклинали на ее структурном перегибе (см. рис. 1,2).

Крупнейшая пририфтовая Криворожско-Кременчугская субмеридиональная зона надвигов шириной 2-5 км прослежена выработками на 250 км. Она представляет собой серию кулисных надвигов, проявленных в вулкано-тектонических депрессиях и гранитных блок-антиклиналях. В первых структурах они обычно срезают подвернутые и фациально измененные крылья опрокинутых на восток изоклинальных складок и ввиду этого легче обнаруживаются и достовернее картируются, чем в гранитах.

Крупнейшая пририфтовая Орехово-Павлоградская субмеридиональная зона разломов определяет геологическую структуру и фациальные особенности структурных ярусов Орехово-Павлоградского грабена, ограниченного на западе Орехово-Павлоградским и на востоке Азово-Павлоградским разломами. Зона шириной 15-40 км прослежена по простира-нию на 200 км.

Следует отметить большую роль крупных пририфтовых надвигов в образовании межъярусных структурных несогласий, выразившихся в переориентировке вулкано-тектонических депрессий во втором и третьем мегациклах с диагонального на ортогональный план простираний. Очевидно, это было так. Уже во втором мегацикле в очередную трансгрессивную стадию новых рифтовых растяжений по ортогональным надвигам

первой регрессивной стадии и по части диагональных протоструктур образовались унаследованные ортогональные структуры растрескивания и депрессионные погружения с разноплановым ярусонакоплением.

Крупная Девладовская субширотная зона сдвигов шириной 7–15 км прослежена на 300 км. Она состоит из отдельных цепочек открытых сдвигов, заполненных массивно-кристаллическими и метаморфическими породами габбро-перидотитовой формации девладовского типа. Их преимущественно широтная ориентировка указывает на широтное направление межблоковых смещений и мантийную глубинность магмоподводящих каналов. Ширина ультрабазитовых тел, кристаллизовавшихся в полостях сдвигов, изменяется от 10 до 450 м, длина – от 5 до 20 км.

Подобно Девладовской зоне, все другие ортогональные и диагональные зоны разломов состоят из групп, а местами из отдельных цепочек средних и мелких даек интрузивных тел разного состава. Причем радиологический возраст дайковых пород, по данным Л.Г.Бернадской, определяет многостадийность этих образований, сопоставимую с регрессивными стадиями трех тектоно-магматических ярусных мегациклов: 2600–2900; 2100–2300 и 1700–2100 млн. лет.

Все рассмотренные выше структурно-фациальные и разломные зоны Криворожско-Курской эвгеосинклинали и находящиеся в них крупные, средние и мелкие структуры разного порядка и породно-формационного состава позволяют охарактеризовать все геологические особенности тектоно-магматических мегациклов и этапов Криворожско-Курского геосинклинального цикла (геоцикла).

Первый рифтогенный мегацикл базит-офиолитового яруса характеризуется некомпенсированным тангенциальным растяжением литосферы в пределах эвгеосинклинали, под влиянием которого происходит зональное погружение типа глубинного разлома. Оно сопровождается образованием в каждой структурно-фациальной зоне сложной системы структур растрескивания с вулкано-тектоническими депрессиями в узловых участках и сателлитными законтурными разрывами преимущественно диагонального простирания, часто дугообразных и коленовидных в плане. Ввиду слабости сжатий регрессивной стадии первого мегацикла коровый гранитный магматизм ограничен лишь малыми контактными интрузиями, а метаморфизм пород осадочно-вулканогенного комплекса и протосиалических гранитов блок-антиклиналей – фацией зеленых сланцев и роговиков. В конечную фазу регрессивной стадии фундаментально закладывается система ортогональных структур скалывания.

Второй инверсионный мегацикл порфирит-железисто-кремнистого яруса можно назвать мегациклом равных значений растяжений трансгрессивной стадии и сжатий литосферы в регрессивно-инверсионную стадию.

Тангенциальные сжатия эвгеосинклинали выражены крупными структурами скалывания сдвига-надвигового типа преимущественно ортогонального плана; наиболее крупные надвиги и сдвиги отличаются прямолинейностью простираения и кулисным расположением в разломных полосах. Рифтовая Базавлукская зона трансформируется в мегантиклинорий - надвиго-складчатую систему невысоких плоскогорий и мелководья. Гранит-пегматитовая формация коровых магм регрессивно-инверсионной стадии образует небольшие массивы: Токовский, Днепровский, Запорожский, Мокромосковский и др. Метаморфизм пород разный - от зеленосланцевой до амфиболитовой ступени.

Третий орогенный мегацикл известково-кремнистого осадочно-вулканогенного яруса характеризуется значительным преобладанием тангенциальных сжатий и поднятий регрессивно-орогенной стадии над растяжениями и погружениями вторичных краевых прогибов трансгрессивной стадии. Крупноамплитудные структуры скалывания надвигового типа ортогонального простираения распространяются широко на срединные массивы и геосинклинали, последовательно проявляются во вторичных прогибах и гранитах блок-антиклиналей. Создаются надвиго-горноскладчатые пояса. Гнейсовый стресс-метаморфизм и палингенный коровый магматизм гранитных батолитов проявляются на указанных территориях в больших объемах и местами сопровождаются вулканотектоническими диапир-плутонами анортозит-рапакиви-сиенитового комплекса или массивами редуцированной гранит-сиенитовой формации.

Составные элементы тектоно-магматических мегациклов: стадии, фазы и ритмы магматизма, вулканизма и осадконакопления полнее всего выражены в многопластовом полициклическом трехъярусном осадочно-вулканогенном комплексе.

ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЙ ТРЕХЪЯРУСНЫЙ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС ЗВГЕОСИНКЛИНАЛИ

Осадочно-вулканогенный комплекс Криворожско-Курской звгеосинклинали представляет собой геологическое образование весьма сложного и изменчивого состава и строения как в разрезе, так и в региональном плане. Несмотря на древний возраст и различную степень метаморфизма, вуализующего первичную природу пород, многие закономерности его образования поддаются систематизации и изучению классическими геологическими методами ритмо-фациального, структурно-фациального, структурно-магматического, геохимического, петрографического и других анализов. Ввиду этого комплекс служит наиболее информативным объектом изучения звгеосинклинали, данные которого являются определяющими для реконструкции модели геологического развития последней.

В осадочно-вулканогенном комплексе выделяется пять типов ритмичности и цикличности разного масштаба.

1. Текстульная ритмичность (полосчатость) проявлена в железистых кварцитах, железисто-кремнистых туффидах, туфосланцах в виде чередования рудных, полурудных и безрудных слоев.

2. Пластовая ритмичность выражена чередованием пластов железистых кварцитов и железисто-кремнистых туффигов, колчеданов и туфосланцев с пластовыми телами базальтов, авгитофировых, плагиофировых и андезитовых порфиритов, силлами диабазов, кератофиров и ультрабазитов; местами она представлена пластами осадочно-метаморфических парасланцев (или парагнейсов), туффигов и туфосланцев, песчаников и конгломератов, железистых кварцитов и кварцито-сланцев, белых известково-доломитовых кварцитов и доломитов. Эти пласты закономерно сочетаются в ритмо-пачках определенного набора пород и строения от пятипластовых до двухпластовых, повторяющихся в разрезах структурных ярусов с изменениями трансгрессивного или регрессивного направления.

3. Ярусные мегациклы представлены базит-офиолитовым, порфирит-железисто-кремнистым и известково-кремнистым ярусами, разграниченными структурными несогласиями разного порядка: трансгеосинклинальным, региональным, зональным или местами находящимися в бесперерывном залегании.

Полным стратотипическим разрезам ярусов свойственна фациальная и формационная цикличность (см. табл. I). Первая выражена в трансгрессивных стадиях ритмо-фациальным рядом красноцветной, пестроцветной, сероцветной и колчеданной железистых фаций, а в регрессивных стадиях — рядом тех же фаций обратного направления. Базит-офиолитовый ярус содержит формации: metabазитовую, базит-ультрабазитовую и спилит-кератофир-туфовую. Второй порфирит-железисто-кремнистый ярус в рифтовой зоне включает базальную туфо-железисто-кремнистую, порфиритовую, порфирит-ультрабазитовую и порфирит-туфовую формации; в бортовых зонах он представлен единой сланцево-железисто-кремнистой формацией.

4. Геосинклинальные этапы, рифтовый и орогенный, определяют своими названиями всю совокупность геологических процессов двух главных периодов развития эвгеосинклинали. В осадочно-вулканогенном комплексе первый этап представлен двумя нижними существенно вулканогенными ярусами рифтовой и бортовых структурно-фациальных зон, а второму этапу отвечает верхний существенно осадочный известково-кремнистый ярус вторичных краевых прогибов.

5. Криворожско-Курский геодисл отражает развитие глобального, долгоживущего трансгеосинклинального глубинного разлома от протоструктур растрескивания и затопляющего вулканизма до инверсионных складчатых систем и далее от вторичных краевых прогибов до надвиго-складчатых горных сооружений. Принадлежащий ему осадочно-вулканогенный комплекс с изменчивым породным составом ритмо-пачек, геохимических (железистых) фаций и геологических формаций, структурных ярусов и разноплановых геологических структур содержит информацию о ритмо-тектонике и вулканизме пластообразования, фазах и стадиях ярусных мегациклов, особенностях глубинного вулканизма, корового магматизма и осадконакопления геосинклинальных этапов.

Мощность слоев в текстурной полосчатости изменяется от долей миллиметра до десяти сантиметров; мощность отдельных пластов в пластовой ритмичности достигает десятков и сотен метров. Ярусные мегациклы включают многие формации и часто представлены километровыми толщами. Многокилометровая мощность характерна для одно-двухъярусных толщ геосинклинальных этапов и всего осадочно-вулканогенного комплекса.

Наряду с традиционным микроскопическим изучением минерального состава и структуры пород комплекса в последнее десятилетие на многих железорудных месторождениях Украины и КМА проведены кропотливые исследования текстурной полосчатости и размерности минеральных частиц железистых пород для выработки оптимальной технологии их обогащения. При этом исследовались слои по слоям целые железистые пласты по ряду пересечений со статистической обработкой полученных многочисленных измерений.

Результаты первых исследований текстурной ритмичности были опубликованы в разное время. По Криворожским месторождениям их выполнили: Ю.Г.Гершой [36-38], В.С.Федорченко [156], Ю.Л.Грицай [44], В.А.Шапошников [166], П.Н.Хартанович [158], М.В.Педан [112], по Южно-Белозерскому - Л.Я.Ходж [162], по Кременчугским - И.Н.Бордунов [21, 22]; по Чертомлыкскому - В.Л.Бойко и В.В.Кутин [18] и по КМА - Б.Д.Клагин [78].

Все исследователи текстурной полосчатости вслед за П.П.Пятницким [125] считают ее признаком микроритмичного осадконакопления, выраженного раздельным выпадением в осадок из пересыщенных растворов кремневых и железистых гелей с ритмической примесью глинистых или пелитотуфовых слоев. При этом за источник железисто-кремнистого материала одни авторы принимают вулканические эксталяции, а другие - гипергенное выщелачивание пород суши и поверхностные водостоки в море.

В процессах диagenеза и метаморфизма, следовавших за осадконакоплением, происходила раскристаллизация и перекристаллизация осадочных слоев с образованием в каждом железистом пласте аутигенной минералогической зональности. Она возникла под влиянием примесей в осадке углисто-туфовых или углисто-глинистых слоев, выполнявших роль восстановителей красноцветных железистых гелей.

В краевых частях железистых пластов в контактах со сланцами кварциты на 10-30% обогащены примесными силикатными слоями. Поэтому здесь возникали кварцито-сланцы, безрудные и малорудные силикат-карбонатные железистые кварциты, в которых фазовый состав железа распределен в основном между железистыми хлоритами и сидеритом или гранатом, биотитом и грюнеритом.

В то же время кварциты средней части железистых пластов с малой и ничтожной примесью глинистых слоев восстанавливались гораздо меньше, и поэтому их современный минеральный состав точнее отражает окислительно-восстановительные потенциалы соответствующих гео-

химических (железистых) фаций: красноцветной, пестроцветной, сероцветной и колчеданной. Следовательно, кварциты средней части железистых пластов предпочтительнее для ритмо-фациального анализа структурных ярусов; именно они наиболее полно определяют в последних ритмо-фациальные ряды железистых геохимических фаций трансгрессивного и регрессивного направления [21, 22].

Полосчатая ритмичность железистых пород разных геохимических (железистых) фаций имеет свои особенности. Магнетитовым кварцитам и джеспилитам красноцветной фации больше свойственна тонкая миллиметровая двух-трехэлементная полосчатость, выраженная кварцевыми и рудными слойками. Сидероплезит-магнетитовые кварциты пестроцветной фации характеризуются полосчатостью среднего размера 1-2 см, представленной чаще всего трехэлементным сочетанием кварцевых, смешанных кварц-карбонатных и подчиненных тонких магнетитовых или существенно карбонатных слойков. Сероцветная фация представлена грубополосчатыми и массивно-полосчатыми кварцитами со слойками шириной 3-10 см существенно кварцевого и смешанного кварц-карбонатного состава.

Колчеданы Кременчугского района представлены в крупных пластах двумя текстурными разностями. В середине пластов находятся массивно-полосчатые колчеданы с редкими тонкими полосками (0,5-2 см) пирит-карбонатных кварцитов, по три-пять полосок на метр мощности колчеданов. На краях пластов развиты мелкозернистые грубополосчатые колчеданы, содержащие 10-30% серых пирит-хлорит-карбонатных полурудных кварцитов и светло-зеленых кварц-биотит-серицитовых сланцев, образующих полосы мощностью 0,5-3 см.

Следует отметить, что текстурная полосчатость железистых кварцитов середины крупных железистых пластов любой осадочно-геохимической фации характеризуется в разрезе заметными колебаниями мощности рудных, кварцевых, силикатных, карбонатных и смешанных слойков. В пластах красноцветной фации среди тонкополосчатых магнетитовых кварцитов выделяются пропластки кварцитов средней полосчатости, в которых почти пропорционально возрастает мощность всех элементарных слойков: рудных, кварцевых и смешанных полурудных, иногда обогащенных силикатными слойками. В пластах сидероплезит-магнетитовых кварцитов пестроцветной фации на фоне преобладающих среднеполосчатых пород в одних случаях обособляются пропластки тонкополосчатых кварцитов, а в других пластах - пропластки массивно-грубополосчатых с тем же минеральным составом, что и среднеполосчатых. Такие же вариации текстурной полосчатости железистых пород наблюдаются в пластах карбонатных кварцитов сероцветной фации и среди массивно-полосчатых колчеданов.

Таким образом, в крупных железистых пластах любой фации можно выделить еще пропластковую ритмичность как промежуточную между текстурной полосчатостью пород и пластовой ритмичностью ритмо-пачек. Например, на Ингулецком месторождении Криворожья в трансгрессивном ряду ритмо-пачек красноцветной фации пропластковая ритмичность железистых пластов упрощается снизу вверх по разрезу от второго к пятому железистому горизонту (пласту). По подсчетам М.В.Педан [112], во втором железистом пласте (горизонте) $K_2^{2ж}$ насчитывается пять пропластков (подгоризонтов) железистых кварцитов разной текстурной полосчатости, в четвертом пласте $K_2^{4ж}$ — два и в пятом $K_2^{5ж}$ — три. Во втором железистом пласте (горизонте) $K_2^{2ж}$ средняя толщина магнетитовых — кварцевых — силикатных — смешанных слоев изменяется в таких сочетаниях (мощность, мм): первый пропласток (подгоризонт) соответственно: 3,7 — 14,4 — 9,2 — 7,4; второй: 3,3 — 7,2 — 5,5 — 5,0; третий: 6,3 — 5,1 — 6,2 — 0; четвертый: 4,7 — 6,4 — 6,7 — 23,2 и пятый: 4,5 — 21,7 — 22,1 — 22,1. В четвертом железистом пласте (горизонте) $K_2^{4ж}$ средняя мощность этих же слоев находится в других сочетаниях (мм): первый пропласток (подгоризонт): 4,6 — 8,3 — 7,1 — 8,1; второй пропласток (подгоризонт): 3,9 — 8,0 — 5,6 — 5,3. В пятом железистом пласте (горизонте) $K_2^{5ж}$ первый пропласток характеризуется разнополосчатой ритмичностью слоев (мм): 3,2 — 4,0 — 2,7 — 25,8; второй — равномерной тонкой полосчатостью: 3,0 — 3,9 — 2,9 — 4,7 и третий — такой же равномерной тонкой полосчатостью, но другого сочетания: 2,8 — 4,2 — 5,0 — 5,9.

В разных осадочно-геохимических (железистых) фациях наблюдаются существенные различия минеральных видов железистых карбонатов, выраженные постепенным увеличением их магнезиальности и известковистости от мелководных к глубоководным образованиям. Сидерит-сидероплезит-пистомезит-мезитит и местами брейнерит служат типоморфным минеральным рядом трансгрессивных стадий ярусонакопления. В этом же направлении возрастает и их количество в породах — от второстепенных примесей сидерита в магнетитовых красноцветах до породообразующих значений сидероплезита и пистомезита в пестроцветах и далее до главного рудного минерала (пистомезита и мезитита) в сероцветах.

Таким же образом возрастает магнезиальность и количественное содержание куммингтонита, развивающегося в железистых кварцитах по железистым карбонатам разного состава в амфиболит-роговиковую фацию метафоризма. В магнетитовых кварцитах красноцветной фации содержится лишь незначительная примесь гринерита. В куммингтонит-магнетитовых кварцитах пестроцветной фации слабомагнезиальный куммингтонит играет породообразующую роль, а в актинолит-кумингтонитовых и рого-

вообманко-куммингтонитовых кварцитах сероцветной фации амфиболы составляют группу главных породообразующих минералов.

На основании такого закономерного распределения карбонатов и амфиболов по осадочно-геохимическим фациям нами предложен магнезиально-известковый индекс сероцветности железистых пород ($M+C$) как один из основных критериев их фациального анализа. Он хорош тем, что не зависит от степени метаморфизма пород так, как углекислота карбонатов, способная частично или полностью диссоциировать при метаморфизме. Этот индекс получают сложением коэффициентов магнезиальности (M) и известковистости (C), по петрохимической классификации метаморфических пород Н.П.Семененко [114].

Изучение текстурной полосчатости и ее минерального состава показывает, что железистые кварциты разных осадочно-геохимических фаций представлены разным текстурным и количественным сочетанием четырех основных групп минералов, отражающих фациальные особенности этих пород. Карбонаты и амфиболы определяют индекс сероцветности $M+C$; магнетит и гематит — индекс красноватости θ ; колчеданы — индекс сульфидности S , а кварц и аллюмосиликаты находят количественное отражение в дополнительном индексе кремнеземистости Si/FMC . Указанные индексы фациальной принадлежности железистых пород вычисляются по рядовым силикатным анализам и сопоставляются между собой на двух-трехкомпонентных диаграммах, образуя фигуративные поля фаций. В данной монографии они использованы как основные критерии ритмо-фациального и структурно-фациального анализов железистых пород и всего осадочно-вулканогенного комплекса.

Пластовая ритмичность комплекса

Пластовая ритмичность составляет одну из характернейших особенностей геологического строения структурных ярусов и всего осадочно-вулканогенного комплекса Криворожско-Курской эвгеосинклинали. Она выражена многократным чередованием однопородных пластов первичноосадочных пород, эксгалационноосадочных, туфоосадочных, туфолавовых и силловых вулканитов разного состава.

Большая контрастность породного состава и физических свойств отдельных пластов в разрезах позволяет проводить детальное картирование пластовой ритмичности комплекса полевыми геологическими и геофизическими методами. При этом главными маркирующими горизонтами пластовой ритмичности обычно служат пласты железистых кварцитов и туфоколчеданов, кремнистых туффитов и туфосланцев, осадочных парасланцев и парagneйсов, песчаников и конгломератов, белых известко-

во-доломитовых кварцитов и доломитов, а также пластовые тела ультрабазитов (пикритов) в метабазитовых формациях и пласты кератофиров. в спилит-кератофир-туфовых и ультрабазитовых геологических формациях.

Структурные ярусы комплекса заметно различаются характером и составом пластовой ритмичности, причем при переходах от рифтовой к бортовым структурно-фациальным зонам эвгеосинклинали пластовая ритмичность каждого яруса намного упрощается благодаря выпадению из разрезом ряда пластов вулканических пород и целых вулканогенных геологических формаций.

Пластовая ритмичность первого базит-офиолитового яруса является весьма сложной многокомпонентной и своеобразной в каждой геологической формации яруса: метабазитовой, базит-ультрабазитовой и спилит-кератофир-туфовой. Наиболее контрастно она выглядит в крупных депрессиях-синклиналиях рифтовой зоны, где пластовая ритмичность каждой формации и всего яруса подчеркивается наличием многочисленных опорных маркирующих пластов железистых кварцитов, кремнистых туффицитов и туфоколчеданов. В крупных депрессиях-синклиналиях рифтовой зоны нижняя метабазитовая формация первого яруса характеризуется чередованием маркирующих пластов железистых кварцитов, кремнистых туффицитов, амфиболовых туфосланцев, амфиболитов, диабазовых порфиритов, спилитов, амфиболитов и актинолититов.

Базит-ультрабазитовая (дунит-гарцбургитовая) формация тех же депрессий содержит ряд тонких пластов железистых кварцитов, кремнистых туффицитов и туфоколчеданов, переслаивающихся с разделяющими толщами зеленых туфосланцев, андезитовых и базальтовых порфиритов, актинолитов и серпентинитов, из которых последние местами образуют крупные тела мощностью 0,5-1,0 км.

Наиболее пестропородная пластовая ритмичность наблюдается в спилит-кератофир-туфовой формации крупных депрессий. Здесь редкие опорные маркирующие пласты туфоколчеданов и железистых кварцитов перемежаются пластами кремнистых туффицитов, спилитов, кератофиров и многочисленными туфосланцевыми пластами разного породного состава от ультраосновных до ультракислых.

Для пластовой ритмичности первого яруса характерны быстрые фациальные изменения железистых пород по простиранию. Они выражены большими колебаниями мощности отдельных пластов, неустойчивостью их породного состава и небольшой протяженностью по простиранию толщ в каждой отдельной депрессии. Опорные маркирующие пласты железистых кварцитов, кремнистых туффицитов и туфоколчеданов в большинстве случаев имеют мощность 10-30 м и на расстоянии 3-10 км фациально заме-

щаются туфосланцами. Поэтому многие протяженные участки формаций первого яруса, приуроченные в крупных депрессиях к положительным складкам и поперечным поднятиям второго порядка, вообще лишены железистых кварцитов, замещенных туфосланцами. Ввиду малых размеров ни один железистый пласт первого яруса пока не разрабатывается.

Пестрота породного состава и фациальная неустойчивость многих пород первого яруса служат причиной узкой локализации на небольших участках крупных депрессий таких пород маркирующих пластов, как железистые кварциты, туфоколчеданы, дуниты и липариты. В средних и мелких синклиналях рифтовой зоны и почти во всех структурах бортовых зон указанные породы фациально выклиниваются, замещаются или редуцируют до одного-двух маломощных пластов. Примерами редуцированного развития в бортовых зонах тонких метровых пластов железистых пород первого яруса служат депрессии-синклинии Кременчугского, Желтореченского, Орехово-Павлоградского, Белгородского и Михайловского районов, принадлежащих к пририфтовым полосам Криворожско-Курской эвгеосинклинали.

Весьма характерны структурно-фациальные вариации пластовой ритмичности регрессивной спилит-кератофир-туфовой формации первого яруса в региональном плане. В Сурской депрессии, занимающей середину рифтовой зоны, она спилит-кератофир-туфосланцевая, в Чертомлыкско-Соленовской - спилит-кератофир-туфопесчаниковая, в Верховцевском и Белозерском синклинариях - спилит-кератофир-туфомолассовая. В бортовых геотектонических зонах она значительно редуцирована и размыта. На ней залегают базальные конгломераты трансгрессивных толщ второго яруса.

Если характеризовать весь первый ярус по главному структурно-фациальному признаку региональных изменений вулканогенных, осадочных и смешанных пород, то можно называть его существенно вулканогенным ярусом или ярусом многократного затопляющего вулканизма. Ортопороды этого яруса распространены в рифтовой и бортовых зонах эвгеосинклинали шире и равномернее, чем локально развитие осадочные парапороды, железистые кварциты и колчеданы.

Пластовая ритмичность второго порфирит-железисто-кремнистого яруса имеет много общего и одновременно много своеобразного по сравнению с ритмичностью первого яруса. Общим является сходство породного состава пластовой ритмичности, такая же сложность сочетаний пластов в разрезе и значительные структурно-фациальные вариации пород в разных депрессиях и геотектонических зонах эвгеосинклинали. Своеобразная особенность пластовой ритмичности второго яруса по сравнению с первым заметно проявляется в депрессиях рифтовой зоны и особен-

но резко в бортовых структурно-фациальных зонах. Во втором ярусе рифтовой зоны значительно возрастает роль железистых пластов и повышается железистость ортопород и туфосланцев разделяющих пачек, сложенных железистыми диабазами, празинитами, авгитофировыми и плагиофировыми рогами, не встречающимися в первом ярусе.

В бортовых зонах пласты вулканогенных ортопород и целые вулканогенные формации второго яруса (порфиритовая, порфирит-ультрабазитовая и порфирит-туфовая) полностью выклиниваются или местами редуцируют до маломощных разрозненных пластов железистых амфиболитов, туфоамфиболитов, кератофиров и ультрабазитов, резко подчиненных по отношению к железистым, туфосланцевым и парасланцевым пластам. В результате на бортах эвгеосинклинали образуется существенно осадочный второй ярус, значительно отличающийся от нижнего вулканогенного. Он представлен единой сланцево-железисто-кремнистой формацией с упрощенной пластовой ритмичностью ритмо-пачек из сланцевых и железистых пластов, образующих в разрезе четкие трансгрессивные и регрессивные ритмо-фациальные ряды соответствующих стадий второго ярусного метацикла (см. табл. I).

Единая сланцево-железисто-кремнистая формация второго яруса бортовых зон является структурно-фациальным эквивалентом четырех формаций рифтовой зоны. Из них нижняя туфо-железисто-кремнистая формация рифтовой зоны отвечает начальной фазе второго ярусного метацикла и служит базальным горизонтом яруса. На ней располагаются трансгрессивные порфиритовая и порфирит-ультрабазитовая формации, железистые пласты которых выстроены в разрезе в трансгрессивный ритмо-фациальный ряд осадочно-геохимических (железистых) фаций. И, наконец, верхняя регрессивная порфирит-туфовая формация рифтовой зоны сопоставляется по железистым пластам и их фациям с единой бортовой сланцево-железисто-кремнистой формацией регрессивного полуметацикла.

Таким образом, в разрезе второго яруса бортовых зон, как и в рифтовой зоне, резко возрастает роль железистых пластов, отличающихся во многих синклиналях большой мощностью (сотни метров) и выдержанным простираем на десятки километров. Именно поэтому со вторым ярусом Криворожско-Курской эвгеосинклинали связаны все известные разрабатываемые железорудные месторождения Украины и КМА, а также ближняя и дальняя перспективы расширения сырьевой базы железных руд этого региона.

Следовательно, если характеризовать весь второй ярус по главному структурно-фациальному признаку региональных изменений вулканогенных, осадочных и смешанных пород, то можно называть его вулканогенно-осадочным ярусом, или ярусом сплошного осадконакопления с локальным

многоочаговым вулканизмом в рифтовой зоне и в крупных пририфтовых депрессиях бортовых зон.

В каждой геологической формации второго яруса пластовая ритмичность имеет свои характерные особенности, неповторимые в других формациях. В рифтовой зоне пластовая ритмичность всех четырех формаций обычно очень сложная по набору пластов в ритмо-пачках. В единой сланцево-железисто-кремнистой формации бортовых зон она заметно упрощается, становится более контрастной и поэтому более доступной для выделения ритмо-пачек и проведения ритмо-фациального анализа.

Туфо-железисто-кремнистая формация рифтовой зоны отличается тесным переслаиванием сближенных маркирующих железистых пластов большой мощности (от 50–80 до 200 м) с такими же по мощности пластами или сериями пластов вулканогенных пород разного состава: зеленых туфосланцев, туфосамфиболитов, туфоультрабазитов, туфокератофиров и других ортопород. Благодаря особенностям пластовой ритмичности эта формация становится в ряд объектов, благоприятных для анализа закономерностей пластообразования, пачкообразования, пачковой ритмо-тектоники и вулканизма.

Порфиритовая, порфирит-ультрабазитовая и порфирит-туфовая формации второго яруса рифтовой зоны характеризуются резким преобладанием (примерно 50 : 1) вулканогенных ортопород и туфосланцев над тонкими железистыми пластами мощностью 7–15 м. Причем в крупных разделяющих толщах пластовая ритмичность, не подчеркнутая маркирующими железистыми пластами, обычно выглядит нечетко, плохо поддается группировке в ритмо-пачки и поэтому пока малодоступна для анализа закономерностей пластообразования и пачкообразования. По редким железистым пластам удастся выявить только ритмо-фациальные ряды и принадлежность этих формаций к трансгрессивной или регрессивной стадии ярусного мегацикла.

Наиболее контрастной и упорядоченной пластовой ритмичностью обладает единая сланцево-железисто-кремнистая формация второго яруса бортовых зон эвгеосинклинали. Здесь в многопластовых толщах формации часто чередуются железистые пласты большой мощности с равнозначными по мощности, но резко контрастными по составу и физическим свойствам пластами туфосланцев, парасланцев, песчаников, а в крупных депрессиях также с редкими тонкими пластами ортопород. Указанные пласты пород разного генезиса, закономерно сочетаясь между собой, образуют четкую ритмо-пачковую структуру второго яруса путем многократного повторения пачек в разрезе.

Пластовая ритмичность третьего известково-кремнистого яруса отражает особенности осадконакопления и вулканизма вторичных краевых

прогибов эвгеосинклинали. В ярусе выделяются две фациально эквивалентные формации: известково-кремнистая и монотонно-гнейсовая (монотонно-сланцевая). Из них первая принадлежит к внутренним, а вторая к бортовым структурно-фациальным зонам краевых прогибов.

Известково-кремнистая формация отличается резкой дифференцированностью пород на пласты разного состава и генезиса — осадочных парасланцев или парагнейсов, песчаников и конгломератов, эксталяционно-осадочных доломитов, белых известково-доломитовых кварцитов, местами также железистых кварцитов и вулканогенных ортопород разного состава.

Монотонно-гнейсовая формация бортовых зон вторичных прогибов характеризуется упрощенной пластовой ритмичностью. Она представлена чередующимися пластами разных парагнейсов, в том числе графитовых и графитоносных, относящихся к образованиям черносланцевой подформации.

По характеру площадного распространения и количеству осадочных, вулканогенных и смешанных пород весь третий ярус следует называть существенно осадочным ярусом, или ярусом сплошного терригенного осадконакопления с узколокальным очаговым проявлением специфических известково-кремнистых эксталяций, а также редкими очагами эффузивно-эксплозивного вулканизма.

Благодаря большому количеству песчаниковых и парасланцевых пластов, ассоциирующих с пластами белых известково-доломитовых кварцитов и доломитов, известково-кремнистая формация служит лучшим объектом литологического и фациального анализа ритмо-пачек, трансгрессивных и регрессивных свит третьего яруса. Данные этого анализа значительно обогащают методику исследований пластовой ритмичности в ярусах рифтогенного этапа, бедных терригенными породами.

Ритмо-фациальный и структурно-фациальный анализы пластовой ритмичности

Во всех структурных ярусах и геологических формациях, обладающих пластовой ритмичностью, обособляются по литофациальным признакам пачки пластов, отражающие стадии и фазы мелких тектонических движений, ощутимых в разрезах осадочно-вулканогенного комплекса. Наиболее выразительны в литофациальном отношении ритмо-пачки известково-кремнистой формации третьего яруса, сланцево-железисто-кремнистой и туфо-железисто-кремнистой формаций второго яруса, т.е. формаций, максимально насыщенных пластами терригенноосадочных и туфоосадочных пород. Менее четко они проявляются в существенно вул-

каногенных формациях первого и второго ярусов: metabазитовой, базит-ультрабазитовой, спилит-кератофир-туфовой, порфиритовой, порфирит-ультрабазитовой и порфирит-туфовой. В сводной таблице (табл.2) приведены пластовый состав ритмо-пачек, их расположение в трансгрессивных и регрессивных свитах каждого яруса, а также приуроченность к отдельным фазам ярусных мегациклов.

Ритмо-пачки третьего известково-кремнистого
структурного яруса

Обобщенная схема ритмо-пачек третьего яруса (табл.2) создана по наиболее полным стратотипическим разрезам известково-кремнистой формации Омельникского, Кременчугского, Криворожского и Родионовского районов Украинского щита, а также Михайловского и Тим-Ястребовского районов КМА. Второй ярус синтезирован по стратотипическим разрезам единой сланцево-железисто-кремнистой формации Кременчугского и Криворожского районов, а также по железистым пачкам четырех рифтовых формаций этого яруса в Сурском и Белозерском районах. Схема ритмо-пачек первого яруса обобщает стратотипические разрезы рифтовой зоны - Сурского, Верховцевского и Конкского синклиналиев.

В известково-кремнистой формации третьего яруса стержневыми пластами ритмо-пачек являются эксгалационно-осадочные более известковые кварциты, доломито-сланцы или доломиты. Эти хемогенные известково-кремнистые породы окаймлены снизу и сверху парасланцевыми и песчаниковыми пластами, среди которых они выделяются как более глубоководные фации нижней фазы тектонического ритма. При этом средним фазам ритма отвечают парасланцевые, а верхним (начальной и конечной) фазам - песчаниковые пласты.

Наблюдаемые в пятипластовых ритмо-пачках литофации пород указанного осадочного типа определяют трансгрессивные и регрессивные стадии тектонических ритмов, служащие эталоном ритмо-фациального анализа этой и других формаций. Пятипластовые ритмо-пачки осадочного типа наиболее широко представлены в известково-кремнистой формации третьего яруса, и поэтому именно с нее начато рассмотрение ритмо-пачкового строения комплекса. Здесь они показательны тем, что, многократно повторяясь в разрезе, выявляют степень фациальных изменений однотипных известково-кремнистых, парасланцевых и песчаниковых пластов в каждой следующей пачке.

В трансгрессивной свите формации вслед за пятипластовыми идут четырех- и двухпластовые пачки, являющиеся редуцированной фациальной модификацией пятипластовых ритмо-пачек, лишенных одного-двух песчани-

ковых и одного парасланцевого пласта. Большой частью они представлены глубокоководными фациями известково-кремнистых пород — доломитов, расчлененных тонкими парасланцевыми или туфосланцевыми пластами. В полных стратотипических разрезах яруса двух- и трехпластовые ритмо-пачки занимают самую середину, принадлежащую к нижней фазе ярусного мегацикла.

Литофациальные изменения ритмо-пачек в разрезе третьего яруса более всего ощущаются в песчаниковых и известково-кремнистых пластах. В трансгрессивной свите яруса груботерригенные породы трансформируются в рядах пачек от базальных конгломератовых пластов большой мощности до псаммитовых песчаников средней мощности, затем до маломощных алевроитовых пластов и, наконец, до полного выпадения из состава пачек.

Известково-кремнистые породы стержневых пластов в нижних пачках яруса представлены белыми кварцитами и доломито-сланцами малой мощности, выше — белыми известковыми доломитами, наконец, многопластовыми доломитовыми толщами. При этом в них изменяются не только количественные соотношения кварца и карбонатов, но также доломит-кальцитовый баланс карбонатов, петрохимическим выражением которого служат переменные значения индекса известковистости C/M от единицы в доломитах и доломитовых кварцитах до 3,41—4,53 в известковых доломитах и кварцитах (табл. 3).

Регрессивная свита известково-кремнистой формации характеризуется такими же фациальными изменениями пород в пластах и пачках, но с противоположным направлением их вверх по разрезу свиты.

В крупных Кременчугской, Тим-Ястребовской и Михайловской депрессиях-синклиналиях на глубокоководных доломитовых пачках залегают пачки и свиты вулканогенных ортопород разной мощности (100, 600 и 1000 м соответственно). В первых двух синклиналиях они представлены метабазитами разного состава и, подобно доломитовым пачкам, принадлежат к нижней фазе ярусного мегацикла, т.е. являются дальнейшим продолжением трансгрессивного ряда пород третьего яруса.

В Михайловском районе КМА вулканогенная курбакинская свита залегает на доломит-сланцевых пачках с перерывом и угловым несогласием. Судя по преобладанию в ее составе кислых пород и особенно взрывчатых туфов и туффитов, прерываемых пластами молассовых песчаников и седиментационных брекчий, курбакинская свита представляет регрессивную толщу третьего яруса.

К сожалению, закономерности пачковой и пластовой ритмичности вулканогенных свит пока не изучены из-за недостаточно четкого проявления их в разрезах. При переходах от крупных синклиналиев к средним и мелким синклиналям фациальные изменения яруса в региональном плане в первую очередь затрагивают глубокоководные доломитовые пачки и вулка-

Т а б л и ц а 3. Средний химический состав известково-кремнистых пород третьего яруса, %

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	83,42	61,10	38,90	16,89	3,50	6,64
TiO_2	0,07	0,20	0,21	0,01	0,10	Нет
Al_2O_3	2,74	10,22	6,32	4,01	0,74	1,06
Fe_2O_3	2,44	1,51	0,46	0,71	0,19	0,97
FeO	1,96	1,19	2,35	1,81	0,38	1,77
MnO	0,01	0,02	0,06	0,04	0,02	0,14
MgO	2,21	5,76	5,84	19,02	7,53	17,69
CaO	2,23	10,42	27,69	28,06	46,33	29,00
Na_2O	0,15	3,07	2,25	0,49	0,20	0,06
K_2O	0,57	2,05	1,23	0,88	0,24	0,08
CO_2	3,00	3,58	13,07	24,47	39,23	40,90
H_2O^+	0,44	-	-	-	-	0,26
H_2O^-	0,05	0,06	0,11	0,21	0,07	0,11
П.п.п.	0,36	0,46	0,58	3,14	1,32	-
B_2O_3	0,01	0,04	0,10	0,03	0,02	0,11
SO_3	0,07	0,18	0,38	0,03	0,08	0,01
Сумма	99,73	99,86	99,28	99,82	99,91	99,82

Петрохимические коэффициенты, по Н.П. Семененко

O	0,84	0,56	0,15	0,27	0,11	0,24
A	20,73	24,55	8,50	3,80	0,70	1,20
F	33,62	8,20	5,50	3,30	0,80	3,60
M	30,56	31,10	19,50	45,00	17,80	43,50
C	15,09	36,15	66,50	47,90	80,70	51,70
C/M	0,49	1,16	3,41	1,06	4,53	1,18
Si/FMC	27,28	3,60	1,00	0,28	0,08	0,15
Количество анализов	9	4	3	12	8	6

П р и м е ч а н и е. Порода: 1 - кварциты известково-доломитовые; 2 - гнейсы силикатно-кремнистые диопсидовые; 3 - кальцифиры пироксеновые; 4 - доломито-сланцы и кальцифиры силикатные оливин-серпентиновые; 5 - доломиты известковые; 6 - доломиты.

ногенные свиты, быстро выклинивающиеся по простиранию, затем выпадают пятипластовые пачки белых известковых и силикатных кварцитов с пластами песчаников, начиная с базальных конгломератов.

Наиболее устойчивы в разрезе парасланцевые пласты пачек, выходящие далеко за пределы распространения известково-кремнистой формации – в бортовые зоны вторичных прогибов. Там они вместе образуют монотонно-сланцевую или монотонно-гнейсовую формацию в зависимости от степени метаморфизма пород в каждой отдельной структуре.

Следует отметить ограниченное развитие по простиранию регрессивной свиты третьего яруса. Пока что она известна лишь в четырех крупнейших депрессиях-синклинариях вторичных прогибов: Родионовском, Криворожском и Кременчутском на Украине, а также в Михайловском на КМА, причем в последнем курбакинская вулканогенная свита отнесена к регрессивной стадии предположительно.

Ритмо-пачки второго порфирит-железисто-кремнистого структурного яруса

Во втором ярусе как и в третьем, также наблюдаются структурно-фациальные различия между формациями осевой (рифтовой) и бортовыми зонами эвгеосинклинали. В бортовых зонах второй ярус представлен единой сланцево-железисто-кремнистой формацией, являющейся структурно-фациальным и структурно-магматическим эквивалентом четырех формаций рифтовой зоны: базальной туфо-железисто-кремнистой, трансгрессивных порфиритовой и порфирит-ультрабазитовой и регрессивной порфирит-туфовой.

Единая сланцево-железисто-кремнистая формация второго яруса, подобно известково-кремнистой, имеет простое строение ритмо-пачек, доступное для ритмо-фациального анализа самих пачек и образуемых ими стадийно-фациальных рядов второго ярусного мегацикла.

Стратотипические разрезы этой формации, развитые в крупных депрессиях-синклинариях бортовых зон рифта, сложены пятипластовыми, четырех- и двухпластовыми ритмо-пачками. Стержневыми пластами пачек служат эксталяционно-осадочные железисто-кремнистые породы, а крайними – сланцевые и песчаниковые пласты. В Криворожском, Кременчутском и в ряде других депрессий-синклинорий западной бортовой зоны в качестве стержневых пластов в одном случае находятся вулканогенные тальковные сланцы, окаймленные парасланцевыми и песчаниковыми пластами, в другом – железистые туфоамфиболиты, отороченные железистыми пластами.

Приведенный в табл. 2 пластовый состав ритмо-пачек второго яру-

са составлен по стратотипическим разрезам единой сланцево-железисто-кремнистой формации Кременчугского и Криворожского районов. При этом учтены также ярусно-фациальные особенности железистых пластов четырех формаций рифтовой зоны: туфо-железисто-кремнистой, порфиритовой, порфирит-ультрабазитовой и порфирит-туфовой, представленных в Сурском, Верховцевском и Белозерском районах.

Пятипластовые ритмо-пачки единой формации, сложенные стержневыми железистыми и краевыми сланцевыми и песчаниковыми пластами, принадлежат к нижним базальным и верхним моласовым горизонтам. В середине формации они фациально трансформируются в четырех- и двухпластовые ритмо-пачки без песчаниковых пластов с соответствующими фациальными изменениями стержневых железистых пород.

В трансгрессивной свите единой формации железисто-кремнистые породы образуют последовательный ряд фаций: красноцветная, пестроцветная, сероцветная и колчеданная. В регрессивной свите порядок расположения этих фаций в разрезе противоположный.

Таким образом, в рядах ритмо-пачек единой сланцево-железисто-кремнистой формации наблюдаются синхронные литофациальные изменения груботерригенных образований и вариаций осадочных геохимических фаций железисто-кремнистых пород. Причем в рядах песчаниковых пластов литофациальные изменения резче, а сами ряды прерваны большим набором двухпластовых пачек. Наоборот, в рядах железистых пластов фациально-геохимические изменения равномерно последовательны и практически непрерывны.

Структурно-фациальные изменения единой сланцево-железисто-кремнистой формации в эвгеосинклинали имеют двойкий характер. В бортовых зонах рифта при переходах от крупных синклиналиев к средним и мелким синклиналиям фациальные изменения в первую очередь затрагивают двухпластовые пачки глубоководных колчеданных и сероцветных фаций, быстро выклинивавшихся по простиранию, а также пласты базальных конгломератов, характеризующихся в мелких структурах ингрессивным залеганием. О масштабах структурно-фациальных изменений единой сланцево-железисто-кремнистой формации в региональном плане можно судить по локальному развитию ее регрессивной свиты. На территории всех бортовых зон последняя обнаружена пока только в одном Кременчугском районе, отличающемся максимальной для бортовых зон мощностью всей формации (2200 м), в том числе регрессивной свиты (900 м). В рифтовой зоне структурно-фациальным аналогом регрессивной свиты единой формации служит регрессивная порфирит-туфовая формация второго яруса Сурского, Чертомлыкско-Соленовского и Белозерского районов. Подробный анализ ритмо-пачкового строения стратотипического разреза единой

сланцево-железисто-кремнистой формации Кременчугского синклинория приведен в работах И.Н.Бордунова [19-22].

В направлении рифтовой зоны структурно-фациальные изменения осадочных ритмо-пачек единой сланцево-железисто-кремнистой формации сводятся к их обогащению пластами и многопластовыми толщами туфосланцев и вулканогенных ортопород разного состава. Причем туфы и вулканы расчленяют железистые пласты и образуют внутри них разделяющие пласты и толщи, дополняющие и усложняющие пластовую ритмичность ритмо-пачек, в частности нижних их фаз. При этом песчаниковые пласты ритмо-пачек замещаются по простиранию парасланцевыми, многие из которых быстро выклиниваются. В итоге образуются новые четырех-, пяти- и многопластовые ритмо-пачки вулканогенно-туфового типа, представленные в разрезах четырех формаций второго яруса рифтовой зоны: туфо-железисто-кремнистой, порфиритовой, порфирит-ультрабазитовой и порфирит-туфовой.

Туфо-железисто-кремнистая формация рифтовой зоны выполняет во втором ярусе Сурского, Чертомлыкско-Соленовского, Конкского, Верховцевского и Белозерского депрессий-синклинориев роль базального горизонта для расположенной выше существенно вулканогенной трансгрессивной порфиритовой формации. Причем в последних двух прибортовых депрессиях она подстилается мощными толщами грубокластических туфомоласс спиллит-кератофир-туфомолассовой формации нижнего яруса и сама содержит небольшие пачки базальных туфопесчаников и метапесчаников, переслаивающихся со сланцами.

В целом базальная формация второго яруса рифтовой зоны является двухвариантной: туфо-железисто-кремнистой и вулканогенно-туфовой. Развитие в ней ритмо-пачки вулканогенно-туфового типа в первой формации характеризуется равным участием железистых и туфосланцевых пластов и подчиненным положением вулканогенных ортопород. Ритмо-пачки вулканогенно-туфовой формации отличаются от них отсутствием железистых пластов.

В полных пятипластовых и многопластовых ритмо-пачках базальной формации стержневыми пластами нижней фазы ритма являются вулканогенные ортопороды. Они окаймляются пластами туфосланцев средних тектонических фаз ритма и на краях железистыми пластами верхних (начальной и конечной) фаз. В отдельных базальных пачках железистые пласты начальной фазы ритма подстилаются парасланцевыми и песчаниковыми пластами, расширяющими их состав до семипластовых и многопластовых пачек.

Из приведенного сложного строения полных многопластовых ритмо-пачек видно, что накопление железисто-кремнистых и терригенных осад-

ков в них отвечает фазам затухания эффузивного и эксплозивного вулканизма, перерывы которого фиксируются чистым хемогенным осадконакоплением, а в отдельных базальных ритмо-пачках также и терригенным. Перерывы вулканизма отвечают фазам поднятий эвгеосинклинали и временного перекрытия магмоподводящих каналов под влиянием тангенциальных сжатий вулкано-тектонических депрессий.

Наряду с полными ритмо-пачками указанного пластового состава и симметричного строения в базальной формации принимают участие также неполные и асимметричные. В одних случаях из них выпадают пласты ортопород, и тогда стержневыми становятся туфосланцевые, а краевыми железистые пласты. В других случаях выпадают один или оба туфосланцевых пласта, и тогда ортопороды находятся в контакте с железистыми пластами. Базальная вулканогенно-туфовая формация целиком представлена незавершенными ритмо-пачками ортопород и туфосланцев без краевых железистых пластов.

В отдельных депрессиях-синклиналиях рифтовой зоны ритмо-пачковое строение туфо-железисто-кремнистой формации различное.

В Сурском вулкано-тектонической депрессии-синклиналии нижние три ритмо-пачки базальной формации, залегающие на регрессивной спилит-кератофир-туфосланцевой формации первого яруса, представлены полными пятипластовыми вариантами со стержневыми пластами кислых ортопород - кератофиров и альбитофиров. В двух следующих ритмо-пачках середины разреза формации, отличающихся большой мощностью железистых пластов (100-120 м), стержневыми являются туфосланцевые пласты, а верхние две ритмо-пачки, переходные к порфиритовой формации, имеют полный пятипластовый состав с порфирит-празинитами и эпидиобазами в стержневых пластах, туфосланцевыми и железистыми пластами на краях. При этом в ритмо-пачках заметно меняется по разрезу формации также породный состав туфосланцевых пластов от кислых кварц-серпичит-хлорит-альбитовых и альбит-хлорит-серпичитовых туфосланцев до базальбитовых кварц-серпичит-хлоритовых и далее до зеленых эпидот-карбонат-альбит-кварц-хлоритовых туфосланцев основного состава.

В Верховцевском вулкано-тектонической депрессии-синклиналии на Тепловском и Западно-Грановском участках базальная туфо-железисто-кремнистая формация второго яруса перебурена на ряде профилей с получением перекрытых разрезов на расстоянии 20 км по простиранию [100]. Она представлена ритмо-пачками вулканогенно-туфового типа полного и неполного состава, пластовые варианты которых изменяются по простиранию.

Базальная ритмо-пачка грубообломочных пород не содержит железистого пласта. Она залегает на регрессивной спилит-кератофир-туфо-

песчаниковой формации первого яруса и представлена последовательно парапесчаниковым и парасланцевым пластами, далее пластами кислых туфосланцев, кератофиров и снова кислых туфосланцев.

Вторая ритмо-пачка сложена парапесчаниковым, парасланцевым и железистым пластами, далее пластами кислых туфосланцев, кератофи-ров и снова кислых туфосланцев. Она содержит лишь тонкий (10 м) же-лезистый пласт, так называемый первый железистый $K_2^{IЖ}$, быстро выкли-нивающийся по простиранию. Поэтому в северной части Тепловского участка эта пачка, лишенная железистого пласта, повторяет разрез неполной базальной вулканогенно-туфовой пачки.

Третья ритмо-пачка — маркирующая с мощным железистым пластом (120 м) устойчивого простирания и минерального состава карбонат-магнетитовых железистых кварцитов, представлена четырьмя пластами зеленых туфосланцев, апоспилитов и порфиритов-празинитов, снова зеленых туфосланцев и венчает ее разрез мощный железистый пласт ($K_2^{IIЖ}$). Для нее характерны резкие колебания мощности и количествен-ных соотношений туфосланцевых и порфирит-празинитовых стержневых пластов при относительно устойчивой мощности железистого пласта по простиранию.

Четвертая ритмо-пачка представлена пластами зеленых туфослан-цев, апоспилитов, снова зеленых туфосланцев и маломощным пластом железистых пород (25 м).

Пятая ритмо-пачка по породному и пластовому составу является переходной к выпележающей порфиритовой формации. В ее основании на-ходится туфосланцевый пласт зеленых кварц-карбонат-хлоритовых и хлорит-актинолитовых сланцев. Стержневой пласт ортопород относит-ся к самым крупным пластам базальной формации (60 м). Он представ-лен апоспилитами и кварцевыми эпидибазами. Следующий туфосланцевый пласт принадлежит к кварц-альбит-хлоритовым сланцам, подстилающим маломощный железистый пласт (20 м) неустойчивого простирания. На юге Тепловского участка железистый пласт этой пачки выклинивается, и она превращается в безжелезистую диабаз-туфосланцевую пачку. При этом в туфосланцевых пластах наряду с названными зелеными сланцами появляются тонкие пропластки очковых альбит-кварц-хлорит-серицито-вых сланцев андезитового состава.

В Чертомлыкско-Соленовском вулканотектонической депрессии-синклинории туфо-железисто-кремнистая формация развита в узкой са-теллитной Чертомлыкской синклинали. От главной Соленовской депрес-сии она отличается маломощными формациями первого базит-офиолитово-го яруса (500–1500 м) и малым развитием ортопород в формациях вто-рого яруса. В этом отношении Чертомлыкская сателлитная синклиналь

приближается к депрессиям бортовых зон рифта, в которых вулканические ортопророды единой сланцево-железисто-кремнистой формации количественно подчинены туфо-осадочным, эксгалиационно-осадочным и терригенным породам. В Чертомлыкской синклинали туфо-железисто-кремнистая формация подстилается маломощной спилит-кератофир-туфовой формацией первого яруса и перекрывается порфиритовой формацией второго яруса.

По данным В.Л.Бойко [12,18], первая ритмо-пачка базальной формации представлена железистым пластом мощностью 40 м и пластом серицит-хлорит-биотит-плагноклаз-кварцевых туфосланцев мощностью 20 м. Вторая ритмо-пачка сложена железистым пластом большой мощности (110 м) и пластом туфосланцев кислого состава: карбонат-хлорит-серицитовых, плагноклаз-серицит-кварц-карбонатных, магнетит-биотитовых и кварц-хлоритовых суммарной мощностью 30 м. В третьей ритмо-пачке маломощный железистый пласт (15 м) находится в паре с равнозначным пластом куммингтонит-биотит-карбонат-кварцевых туфосланцев.

Четвертая ритмо-пачка в составе железистого и туфосланцевого пластов характеризуется большой мощностью обоих пластов (100 и 50 м), наиболее высоким качеством железистых кварцитов по содержанию магнетита (20-30%) и пестрым набором пород в туфосланцевом пласте. Последний включает карбонат-роговообманко-плагноклаз-кварц-биотитовые, карбонат-хлорит-биотит-кварцевые, магнетит-кварц-хлоритовые, карбонат-хлорит-плагноклаз-биотит-кварцевые, карбонат-биотит-хлорит-кварцевые и кварц-талк-хлоритовые сланцы; всего шесть разновидностей сланцев основного - ультраосновного состава.

Последняя пятая ритмо-пачка туфо-железисто-кремнистой формации является наиболее полной, четырехпластовой. Она представлена железистым пластом хлорит-магнетит-сидероплезитовых кварцитов мощностью 42 м, пластом карбонат-кварц-биотит-хлоритовых туфосланцев, стержневой толщей ортопород основного - ультраосновного состава и венчает ее разрез туфосланцевый пласт апотуфитов основного состава с пропластками железистых кварцитов.

В Конском вулcano-тектоническом депрессии-синклинотии туфо-железисто-кремнистая формация развита на Кирпотинском участке. Она целиком находится в надвиговой зоне, имеет сложное складчатое геологическое строение. Верхи ее разреза прорваны гранитами и метаморфизованы в фации микрогойсов и амфиболитов. На протяжении 10 км формация разбурена с получением перекрытых разрезов на девяти профилях, позволяющих проследивать по простиранию и падению каждый пласт выделенных здесь ритмо-пачек. В строении базальной туфо-желе-

зисто-кремнистой формации участвуют три неполные асимметричные ритмо-пачки, представленные железистым и туфосланцевым пластами, каждому из которых свойственна сложная пропластковая ритмичность.

По описанию В.Д.Ладиевой [91, 94], первая ритмо-пачка включает железистый пласт большой мощности (100–150 м) и хорошего качества железистых кварцитов (по магнетиту) и разделяющий туфосланцевый пласт мощностью 10–100 м. Железистый пласт расчленяется на пропластки пород с разной текстурой, минеральным составом и переменной мощностью: рудных магнетит-куммингтонитовых, малорудных гранат-магнетит-амфиболовых и нерудных гранат-биотит-куммингтонитовых кварцитов и итабитов.

Туфосланцевый пласт первой ритмо-пачки, обладающий резко переменной мощностью, сложен биотит-актинолитовыми, актинолитовыми, хлорит-роговообманковыми и гранат-биотит-амфиболовыми сланцами, двуслюдяными микрогнейсами. Не исключено, что какие-либо из указанных разновидностей сланцев представляют собой ортосланцы и могут быть обособлены в первой ритмо-пачке в качестве стержневого пласта ортопород, окаймленного туфосланцевыми пластами.

Мощность выделенных в железистом пласте пропластков железистых пород по простиранию сильно варьирует, и они часто выклиниваются, уступая место соседним пропласткам, мощность которых, наоборот, в данном месте увеличивается. В результате весь железистый пласт по простиранию фациально изменяется с тенденцией выклинивания рудных магнетит-куммингтонитовых кварцитов к северу и разрастания за их счет малорудных и нерудных. Ввиду такого неустойчивого развития отдельных разновидностей пород в составе пластов, они в первом железистом и далее в других железистых и туфосланцевых пластах выделены в пропластки, выражающие обычную широко распространенную в формациях эвгеосинклинали пропластковую ритмичность отдельных пластов и ритмо-пачек.

Вторая ритмо-пачка повторяет разрез первой с железистым пластом в основании и туфосланцевым в верху. Железистый пласт мощностью от 60 до 110 м имеет сложную пропластковую ритмичность из пропластков рудных тонкополосчатых магнетит-куммингтонитовых, нерудных широкополосчатых амфиболовых кварцитов и маломощных быстро выклинивающихся пропластков биотит-тунингит-амфибол-кварц-гранатовых сланцев. Разделяющий туфосланцевый пласт состоит из пропластков нежелезистых биотит-актинолитовых и гранат-амфибол-кварцевых сланцев с редкими пропластками слабожелезистых куммингтонит-биотит-хлорит-гранатовых туффито-сланцев.

Третья ритмо-пачка характеризуется малой мощностью железистого (40–70 м) и туфосланцевого (6–17 м) пластов. Магнетит-гранат-куммин-

тонитовые кварциты образуют в железистом пласте небольшие чередующиеся пропластки одинаково среднеполосчатых пород с низким содержанием растворимого железа (15–18%). Маломощный однородный туфосланцевый пласт относится к кварц-хлоритовым сланцам.

В Белозерском прибортовом вулканотектоническом депрессии-синклинории, как в аналогичном Верховцевском, также хорошо видна фациальная структура второго яруса. Она выражена базальной туфо-железисто-кремнистой и залегающей на ней трансгрессивной порфирит-ультрабазитовой формацией. Первая из них располагается на мощных толщах туфомоласс регрессивной спилит-кератофир-туфомолассовой свиты, приналежащих к верхней конечной фазе первого ярусного мегацикла. Сама туфо-железисто-кремнистая формация Белозерского синклинория представлена двумя ритмо-пачками чрезвычайно большой мощности (300–500 м каждая).

Первая ритмо-пачка сложена в песчаниковом пласте базальными метапесчаниками, туфопесчаниками и слюдяными кварцитами, в туфосланцевом – кварц-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, а в стержневом пласте ортопород – кварцевыми кератофирами и кератоспилидами. Далее в регрессивном ряду пачки находятся кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлорит-серицитовые туфосланцы с подчиненными прослоями апокератофиров, а на контакте с железистым пластом следующей второй ритмо-пачки в них появляются пропластки малорудных магнетит-карбонат-хлоритовых кварцитов-сланцев.

В основании разреза второй ритмо-пачки залегает железистый пласт большой мощности – 200–300 м, сложенный необычными для рифтовой зоны джеспилитами и магнетитовыми кварцитами красноцветной осадочно-геохимической фации. Вслед за ним в разрезе идет мощная толща туффитов и туфосланцев пестрого состава: магнетит-кварц-хлоритовых, кварц-карбонат-хлоритовых, магнетит-кварц-стильпомелановых и кварц-хлорит-биотитовых. Внутри этой толщи находится стержневой пласт кератофиров и кератоспилидов, переслоенных туфосланцами названных разновидностей.

Таким образом, разрезы двух рассмотренных ритмо-пачек туфо-железисто-кремнистой формации совпадают по туфосланцевым и стержневым кератофирным пластам, а отличаются лишь нижними пластами. В первой ритмо-пачке нижний пласт песчаниковый, во второй – железистый, объясняемый развитием трансгрессивного ряда ритмо-пачек второго яруса. Подобная трансгрессивная смена базальных ритмо-пачек с песчаниковыми пластами на залегающие выше ритмо-пачки с железистыми пластами широко представлена в единой сланцево-железисто-кремнистой формации бортовых зон (Криворожский, Кременчугский, Белгородский, Михайловский и многие другие депрессии-синклинории).

Следует также отметить важную структурно-фациальную особенность развития базальной туфо-железисто-кремнистой формации, наблюдаемую во всех крупных депрессиях рифтовой зоны. По простиранию формации многие ее пачки порознь или все ритмо-пачки одновременно фациально видоизменяются, лишаются железистых пластов и перерождаются в ритмо-пачки вулканогенно-туфовой типа синхронной базальной вулканогенно-туфовой формации.

Из них туфо-железисто-кремнистые пачки и в целом базальная туфо-железисто-кремнистая формация первого яруса обычно приурочены в вулканотектонических депрессиях к тем внутренним структурам второго порядка, которые обладают малыми мощностями подстилающей спилит-кератофир-туфовой формации первого яруса. А сменяющие их по простиранию ритмо-пачки вулканогенно-туфовой типа и образованные ими базальная вулканогенно-туфовая формация второго яруса находятся на участках с максимальной мощностью подстилающей регрессивной спилит-кератофир-туфовой формации первого яруса.

В Белозерской депрессии-синклинории базальная туфо-железисто-кремнистая формация развита только на западном борту, отличающемся от восточного гораздо меньшей мощностью подстилающей спилит-кератофир-туфомолассовой формации первого яруса (600-1000 м по сравнению с 3000-5000 м).

В Конкском депрессии-синклинории Кирпотинский участок развития базальной туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса также характеризуется малой мощностью подстилающей спилит-кератофир-туфовой формации (300-800 м) по сравнению с Промежуточным, Юльевским и Вельяньским участками (2000-3500 м), где туфо-железисто-кремнистая формация фациально трансформируется в базальную вулканогенно-туфовую.

В Сурском депрессии-синклинории туфо-железисто-кремнистая формация со средней мощностью 1000 м развита только в северной части синклинория на Павловском, Правдинском, Николаевском и Пашеновском участках, где подстилающая спилит-кератофир-туфосланцевая формация первого яруса имеет сравнительно малую мощность (500-1200 м). В южной части депрессии на Петровском, Широковском, Аполлоновском и Новониколаевском участках с максимально развитой там подстилающей спилит-кератофир-туфосланцевой формацией первого яруса (3000-5000 м) она полностью фациально замещается ритмо-пачками вулканогенно-туфовой типа без железистых пластов.

В Чертомлыкско-Соленовской депрессии-синклинории туфо-железисто-кремнистые ритмо-пачки базальной формации второго яруса находятся в сателлитной законтурной Чертомлыкской синклинали с малой мощностью подстилающей спилит-кератофир-туфовой формации первого яруса

(50–250 м). Рядом, в главной Соленовской депрессии, с мощной подстилающей спилит-кератофир-туфовой свитой первого яруса (2000–5000 м) туфо-железисто-кремнистые ритмо-пачки базальной формации второго яруса фациально трансформируются в базальную вулканогенно-туфовую формацию без железистых пластов.

Наконец, в Верховцевской депрессии-синклинали многие ритмо-пачки базальной туфо-железисто-кремнистой формации замещаются по простиранию ритмо-пачками вулканогенно-туфового типа с пластами туфопесчаников в основании.

Приведенные примеры раскрывают фациальные условия развития базальной туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса и ее структурно-фациального эквивалента – базальной вулканогенно-туфовой формации. Ритмо-фациальный анализ комплекса показывает, что обе эти формации возникли на гребне смежных верхних тектонических фаз первого и второго ярусного мегацикла, которые характеризовались усиленным, но неравномерным эксплозивным и эксталяционным вулканизмом. На одних участках крупных депрессий интенсивные и беспрерывные эксплозии подавляли железисто-кремнистые эксталяции. На других, наоборот, эксталяции резко преобладали над менее обильными и прерывистыми эксплозиями, эффузиями и интрузиями.

Кроме возможности генетических интерпретаций, две базальные формации второго яруса обладают также целым рядом важных общегеологических особенностей и достоинств. Как маркирующие горизонты они определяют в каждой депрессии рифтовой зоны границы структурных ярусов, залегающих без видимых перерывов и несогласий. Такое их определенное тектоно-стратиграфическое положение стимулирует поиски базавулканской вулканогенно-туфовой формации на тех участках депрессий, где последняя пока предполагается, но еще не обнаружена или нечетко отделена от подстилающих туфо-молассовых ритмо-пачек регрессивной спилит-кератофир-туфовой свиты первого яруса. Практический и научный интерес к базальной вулканогенно-туфовой формации и подстилающим толщам молаасс первого яруса определяется развитием в них мощных толщ грубокластических фаций взрывного вулканизма и оруденений Аполлоновского типа в Сурском районе.

Вывявленные между двумя базальными формациями внутридепрессионные структурно-фациальные различия помогают в масштабе эвгеосинклинали понять причину резко контрастных межзональных структурно-фациальных изменений аналогичного характера в первом и особенно во втором ярусе между единой сланцево-железисто-кремнистой формацией бортовых зон и четырьмя фациально-эквивалентными существенно вулканогенными формациями рифтовой зоны: базальной туфо-железисто-крем-

нистой, трансгрессивной порфиритовой, трансгрессивной порфирит-ультрабазитовой и регрессивной порфирит-туфовой.

Базальная туфо-железисто-кремнистая формация второго яруса является для рифтовой зоны важнейшей сырьевой базой разрабатываемых месторождений богатых железных руд Белозерского района и перспективных месторождений сидероплезит-магнетитовых кварцитов Конкского, Сурского, Верховцевского и Чертомлыкско-Соленовского районов.

Базальная туфо-железисто-кремнистая формация второго яруса, как и подстилающая силлит-кератофир-туфовая, характеризуется структурно-фациальными вариациями в региональном плане по направлению от осевой линии к периферии и бортам рифтовой зоны.

В Сурском депрессии-синклинории, находящемся на осевой линии рифта, железистые пласты ритмо-пачек этой формации принадлежат в основном к сидероплезитовым кварцитам сероцветной осадочно-геохимической фации. В Чертомлыкско-Соленовской, Верховцевской и Конкской депрессиях, расположенных на периферии рифтовой зоны в железистых пластах ритмо-пачек базальной формации преобладают сидероплезит-магнетитовые кварциты пестроцветной фации. В прибортовой Белозерской депрессии крупный промышленный железистый пласт второй ритмо-пачки сложен магнетитовыми кварцитами и джеспилитами красноцветной фации. Далее на бортах эвгеосинклинали в единой сланцево-железисто-кремнистой формации Украины и КМА доминируют магнетитовые кварциты и джеспилиты красноцветной осадочно-геохимической фации.

Следовательно, от осевой линии к периферии и к бортовым зонам эвгеосинклинали в базальной туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса наблюдаются, как видно на примерах, постепенные ступенчатые фациальные переходы осадочно-геохимических железистых фаций от преимущественно сероцветной до преобладающей красноцветной.

Сравнительно простое и равномерное пластовое строение базальной туфо-железисто-кремнистой формации помогло выявить общие закономерности ритмо-пачкового пластообразования в рифтовой зоне. Ритмо-пачки этой формации в трансгрессивном полуритме содержат краевые железистые и сланцевые, стержневые пласты ортопород, а в регрессивном полуритме — туфосланцевые и железистые пласты. В отдельных базальных пачках этой формации нижний железистый пласт местами подстлаивается парасланцевым и песчаниковым пластами.

Этот закономерный, многократно повторяющийся в полных ритмо-пачках порядок пластов определил направление ритмо-пачкового анализа не только в базальной, но и во всех других существенно вулканогенных формациях рифтовой зоны.

Существенно вулканогенные порфиритовая, порфирит-ультрабазито-

вая и порфирит-туфовая формации второго яруса, а также metabазитовая, базит-ультрабазитовая и спилит-кератофир-туфовая формации первого яруса характеризуются менее четким, крайне неравномерным и до конца еще не разгаданным ритмо-пачковым строением.

В составе трансгрессивных порфиритовой, порфирит-ультрабазитовой, metabазитовой и базит-ультрабазитовой формаций доминируют ортопороды разного состава, образующие в ритмо-пачках крупные (по 100-300 м и более) стержневые пласты, разделенные маломощными туфосланцевыми пластами (от 10-30 до 80 м). Причем только небольшая часть их, и то лишь на локальных участках, сопровождается тонкими маркирующими пластами и пропластками железистых кварцитов и туфоколчеданов.

В ритмо-пачках регрессивных спилит-кератофир-туфовой и порфирит-туфовой формаций мощность туфовых пластов выравнивается с мощностью стержневых пластов ортопород, а на участках максимального накопления этих формаций даже превосходит их. Однако от этого общее и относительное количество железистых кварцитов и туфоколчеданов в названных формациях не увеличивается. Как и существенно вулканогенные трансгрессивные формации, они характеризуются спорадическим развитием маломощных железистых пластов на локальных участках.

Следует при этом оговориться, что в развитых на площади синклиналиев многочисленных зонах рассланцевания ортопород туфосланцевые пласты вуалируются ортосланцами, от которых многие разновидности туфосланцев, в частности ресургентные, трудно отличить. В этих условиях при геологической съемке не исключаются пропуски туфосланцевых пластов, что ведет к объединению и недоучету многих ритмо-пачек.

Также не совсем ясна пока природа тех многих ритмо-пачек в разных формациях, в которых стержневые толщи представлены не одной, а двумя-тремя чередующимися телами ортопород разного состава: основных и ультраосновных; основных и кислых; основных, ультраосновных и кислых. Поэтому ниже приводится только общая характеристика ритмо-пачек по характерным их группам и частям разреза существенно вулканогенных формаций рифтовой зоны.

П о р ф и р и т о в а я ф о р м а ц и я в т о р о г о я р у с а распространена в рифтовой зоне так же широко, как и две подстилающие базальные формации этого яруса, что вообще свойственно трансгрессивным свитам всех трех структурных ярусов. Кроме того, трансгрессивный характер разреза порфиритовой формации определяется трансгрессивным рядом осадочно-геохимических фаций в железистых пластах и породным составом ее разреза, представленного туфовыми ритмо-пачками в нижней половине и эффузивно-вулканическими в верхней.

В Сурском депрессии-синклиории порфирировая формация пересечена наклонными скважинами по двум линиям структурно-профильного бурения. Она имеет самую большую в рифтовой зоне мощность — 1500—1800 м. Нижняя треть ее разреза еще сохраняет многие особенности ритмо-пачковой структуры подстилающих туфо-железисто-кремнистой и туфо-вулканогенной базальных формаций. Она представлена в основном туфосланцевыми пластами кварц-карбонат-хлоритовых, карбонат-альбит-хлорит-кварцевых, карбонат-альбит-хлоритовых и карбонат-эпидот-хлоритовых сланцев, вмещающих тонкие (5—15 м) пластовые тела авгитофировых пазинитов, эпидиабазов и редких карбонат-хлорит-талковых сланцев. Железистые породы не встречаются.

Ритмо-пачки средней части разреза этой формации имеют соразмерный породный состав с равным участием туфосланцевых пластов и пластовых тел ортопород мощностью 50—80 м. В сланцевых пластах выделяются карбонат-альбит-хлорит-кварцевые, карбонат-альбит-актинолит-хлорит-кварцевые и редкие карбонат-альбит-серпичит-хлорит-кварцевые сланцы. Стержневые тела ортопород представлены эпидиабазами, авгитофировыми и плагитофировыми пазинитами, андезитовыми кварц-карбонат-хлорит-альбитовыми роговиками.

В ритмо-пачках верхней трети разреза этой формации доля ортопород заметно возрастает за счет увеличения мощности их пластов до 100—150 м и утонения туфосланцевых пластов до 10—40 м. Среди ортопород наиболее развиты авгитофировые и плагитофировые пазиниты и эпидиабазы, а среди туфосланцев — карбонат-альбит-хлорит-кварцевые разности с актинолитом. Выше этой толщи расположена порфирит-ультрабазитовая формация, отличительной особенностью которой служат чередующиеся ритмо-пачки двух видов со стержневыми пластами ортопород основного и ультраосновного состава.

В Чертомлыкско-Соленовском депрессии-синклиории порфирировая формация одинаково устойчиво развита в основной Соленовской и в Чертомлыкской сателлитной синклиналих. В первой она занимает ядро структуры в форме овала шириной 3 и длиной 8 км. Ввиду слабой разбуренности этой площади лишь мелкими картировочными скважинами детали ритмо-пачкового строения ее разреза остались не раскрытыми. В Чертомлыкской сателлитной синклинали эта формация имеет небольшую мощность (от 100—300 до 800 м) и простирается на расстояние более 10 км. В ее разрезе, как и в Сурском районе, выделяются нижняя существенно туфовая часть и верхние две трети, представленные главным образом ортопородами основного состава с подчиненными пластами туфосланцев. Более изучена нижняя часть разреза. Она полностью пересечена наклонными скважинами на трех поисково-разведочных профилях (20, 30 и I р)

в связи с опойсыванием подстилающих железистых пластов Чертомлыкского железорудного месторождения. Породный состав верхних двух третей разреза порфиритовой формации известен только по мелким картировочным скважинам.

По описанию В.Л.Бойко [12], ритмо-пачковое строение нижней туфовой подсвиты Б₂^{2а} отличается чрезвычайно пестрым десятикратным чередованием маломощных туфосланцевых пластов (0,6–26,0 м) с пластовыми телами рассланцованных и массивных ортопород основного и ультраосновного состава (3–13 м). В туфосланцевых пластах развиты роговообманко-кварц-хлорит-биотитовые, кварц-хлорит-биотитовые, мусковит-кварц-хлорит-карбонат-биотитовые, плагиоклаз-кварц-биотитовые, хлорит-биотит-кварцевые, биотит-плагиоклаз-кварцевые и плагиоклаз-серпичит-биотит-карбонат-кварцевые сланцы. Пласты ортопород сложены хлорит-актинолитовыми, карбонат-хлорит-актинолитовыми, биотит-кварц-актинолит-хлорит-талковыми сланцами и андезит-порфириновыми роговиками (олигоклазитами).

По данным мелких картировочных скважин, верхние две трети порфиритовой формации сложены пластами роговообманковых спилитов, чередующихся с соразмерными пластами кварц-хлоритовых и кварц-серпичит-хлоритовых туфосланцев со средней мощностью 100–120 м.

В Верховцевском депрессии-синклинии порфиритовая формация занимает в ядре структуры крупную Теплово-Грановскую площадь треугольной формы, каждая сторона которой равна 12–15 км. Мелкими картировочными и наклонными скважинами структурно-профильного бурения здесь вскрыта нижняя туфопесчаниковая подсвита порфиритовой формации мощностью 1000–1800 м, расположенная на западе в ядре поперечной Алферовской синклинали юго-западного простирания. На востоке, в пределах основного депрессии-синклиния, формация срезана Центральным осевым надвигом, уничтожившим ее верхнюю существенно порфиритовую половину.

Ритмо-пачковое строение нижней туфопесчаниковой подсвиты порфиритовой формации вскрыто наклонными скважинами Грановского структурного профиля. По материалам изучения этих скважин, О.М.Струева [146] выделила в названной подсвите восемь ритмо-пачек переменного породно-пластового состава по разрезу снизу вверх.

Первая пачка, к сожалению, вскрыта неполностью. В частности, не выяснен ее контакт с верхней пачкой подстилающей базальной туфо-железисто-кремнистой формации. По скв. 10104 определено наличие в первой пачке рассматриваемой подсвиты 50-метровой толщи туфопсаммитовых альбит-серпичит-кварцевых песчаников, расслоенных двумя пропластками кварц-серпичитовых туфосланцев мощностью 10 и 7,5 м.

Вторая пачка мощностью 150 м образована чередующимися пластами туфопесчаников мощностью 30–35 м и очковых кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев мощностью 5–14 м, а также редкими метровыми пропластками кварц-серицитовых сланцев.

Третья пачка мощностью 90 м представлена внизу существенно песчаниковым пластом мощностью 46 м, содержащим единичные метровые пропластки кварц-серицитовых сланцев. Верхняя половина пачки сложена 12 пропластками туфосаммитовых и туфоалевритовых песчаников мощностью 0,2–6,2 м и 10 пропластками кварц-серицитовых сланцев мощностью 0,5–5,5 м.

Четвертая пачка мощностью 150 м содержит в основании существенно песчаниковый пласт мощностью 70 м, содержащий редкие метровые пропластки кварц-серицитовых сланцев. Середина пачки (25–30 м) сложена толщей переслаивания 7 пропластков туфопесчаников мощностью 0,3–5,0 м с 8 пропластками кварц-серицитовых сланцев мощностью 0,2–8,0 м. Верхний сланцевый пласт мощностью 50–55 м также состоит из кварц-серицитовых сланцев.

Пятая пачка мощностью 150 м вскрыта скв. 10098 лишь частично (25 м). В составе вскрытой части находятся 12 туфопесчаниковых и столько же туфосланцевых пропластков мощностью 0,3–2,0 м.

Шестая пачка мощностью 187 м содержит в основании 30-метровый пласт туфосаммитовых песчаников и 20-метровую толщу тесного переслаивания туфосаммитовых и туфоалевритовых песчаников (8 пропластков мощностью 0,5–3,0 м) с кварц-альбит-хлорит-серицитовыми сланцами (7 пропластков мощностью 0,2–2,8 м). Верхняя часть пачки мощностью 65 м, залегающая на не вскрытой 75-метровой толще, представлена пластом кварц-альбит-серицитовых туфосланцев.

Седьмая пачка мощностью 360 м – существенно сланцевая, сложена кварц-альбит-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, содержащими редкие пропластки туфоалевритовых песчаников мощностью от 1–5 до 29 м. В разрез пачки включена 72-метровая предположительно сланцевая толща, не вскрытая бурением.

Восьмая пачка мощностью 270 м – также существенно туфосланцевая, состоит из 7 пропластков кварц-хлорит-серицитовых и кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев мощностью 3–67 м и 4 пропластков туфоалевритовых и туфосаммитовых песчаников мощностью от 2–10 до 35 м. В середине этой пачки вскрыта залежь кварцевых кератофиров мощностью около 30 м (35 м по керну).

В Верховцевском депрессии-синклинии разрез порфиритовой формации оборван крупным Центральным надвигом, в плоскости которого

восьмая туфосланцевая пачка граничит с ультрабазитовой формацией первого яруса. Это обстоятельство, а также фациальный характер разреза туфопесчаниковой подсытки позволяют предполагать уничтожение в зоне надвига верхней существенно порфиритовой половины порфиритовой формации.

Трансгрессивный характер разреза рассмотренной туфопесчаниковой подсытки выражен постепенным увеличением в составе верхних ритмо-пачек доли туфосланцевых пластов за счет песчаниковых. При этом характерна также замена светлых кварц-серицитовых сланцев нижних пачек темноцветными кварц-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми и кварц-серицит-хлоритовыми верхних двух пачек, обладающих самой большой мощностью (270-369 м) и напоминающих своим породным составом туфосланцевые пачки Сурской и Чертомлыкской депрессий, за которыми в разрезе формации следуют существенно порфиритовые ритмо-пачки основных ортопород.

Следует при этом отметить, что изучение порфиритовой формации тормозится приверженностью местных геологов к старой схеме геологической структуры Верховцевского синклинария, выполненной А.А.Макухиной в 1959 г. [100]. Тогда из-за недостатка данных порфиритовая формация ошибочно параллелизовалась стратиграфически со спилит-кератофит-туфовой формацией первого яруса и вместе с ней помещалась под базальную туфо-железисто-кремнистую формацию второго яруса. В итоге базальная формация последнего изображалась в виде узкой фестончатой синклинали, осевая линия которой повторяла все сложные изгибы контура депрессии-синклинария.

Материалы глубинного картирования, поисков и разведок последних двух десятилетий показали несоответствие старой схемы истинному геологическому строению и стратиграфии Белозерского, Конкского, Сурского, Чертомлыкско-Соленовского депрессий-синклинориев, к которым в свое время также была применена старая схема. В Верховцевском депрессии-синклинории она, по-видимому, также доживает свой век.

В восточных Конкском и Белозерском прибортовых депрессиях-синклинориях рифтовой зоны второй ярус характеризуется более интенсивным ультраосновным вулканизмом, чем в структурах западной окраины рифта. Это видно по широкому развитию порфирит-ультрабазитовой формации, которая в Конкской депрессии следует в разрезе сразу за базальной туфо-железисто-кремнистой, минуя порфиритовую.

Такое же опережающее и интенсивное проявление ультраосновного вулканизма во втором ярусе наблюдается в Белозерской депрессии, где порфирит-ультрабазитовая формация также расположена непосредственно на базальной туфо-железисто-кремнистой без участия промежуточной

между ними порфиритовой формации. Причем в Белозерской депрессии происходит структурно-магматическая трансформация порфирит-ультрабазитовой формации на существенно ультрабазитовую (габбро-перидотитовую), сплошная толща которой мощностью 1-2,5 км выдерживается по составу на большом расстоянии (более 20 км).

Для сравнения укажем также на более интенсивное развитие ультраосновного и основного вулканизма во втором ярусе соседней Азово-Павлоградской бортовой зоны по сравнению с западным Криворожско-Кременчугским бортом рифта.

Трансгресси́вная порфи́рит-ультрабазитовая формация рифтовой зоны хорошо обособляется в разрезах второго яруса Сурского, Чертомлыкско-Соленовского, Конковского и Белозерского депрессии-синклинориев, т.е. во всех крупных депрессионных структурах, за исключением Верховцевской, где она выпадает из разреза в зоне крупного Центрального надвига вместе с верхней половиной подстилающей порфиритовой формации.

В Сурском депрессии-синклинории эта формация мощностью 700-1200 м представлена большой группой ритмо-пачек с авгитофировыми, плагиофировыми и андезитовыми порфирит-празинитами, эпидибазами, карбонат-хлорит-талковыми и хлорит-актинолитовыми сланцами в стержневых пластах. Разделяющие их туфосланцевые пласты разного породного состава лишь в двух ритмо-пачках завершаются тонкими (12-16 м) железистыми пластами, из которых один представлен магнетит-сидероплезитовыми кварцитами сероцветной фации, а второй - кварцевыми туфоколчеданами с медью (скв. I0440 и I0442). В туфосланцевых пластах развиты преимущественно ресургентные темноцветные сланцы: карбонат-альбит-хлорит-кварцевые, эпидот-альбит-хлорит-кварцевые, карбонат-альбит-хлорит-актинолит-кварцевые, карбонат-альбит-хлорит-тремолит-кварцевые, гранат-альбит-хлорит-кварцевые, гранат-плагиоклаз-роговообманко-кварцевые и магнетит-карбонат-альбит-хлорит-кварцевые.

В Чертомлыкско-Соленовском депрессии-синклинории альпинотипная порфирит-ультрабазитовая формация закартирована мелкими квартирочными и глубокими наклонными скважинами в сателлитной Чертомлыкской депрессии-синклинали в виде выдержанной полосы шириной 300-700 м, длиной более 10 км. В основном Соленовском депрессии-синклинории также выделяется аналогичная по составу толща пород. В ядре этой структуры на Александровско-Марьинском участке находится закартированная мелкими скважинами довольно протяженная (9 км) толща переслаивания ритмо-пачек с основными и ультраосновными породами мощностью 1,0-2,5 км. Ритмо-пачковое строение и породный состав ее пока не выяснены в деталях из-за отсутствия перекрытых пересечений на-

клонными скважинами. Кроме того, предполагается развитие здесь наряду с альпинотипными поздних посласкладчатых интрузий ультрабазитов [12-15]. Чтобы не усложнять состояние вопроса новыми предположениями, описание этого участка здесь не приводится до выяснения его строения начавшимся в 1981 г. структурно-профильным бурением. На Чертомлыкском участке в составе порфирит-ультрабазитовой формации В.Л.Бойко [12-15] выделил в ранге подсвит ^{БЗ, Б.В} три ритмо-пачки, сложенные ультраосновными, основными и средними ортопородами, переслоенными туфосланцами разного состава.

Первая двухпластовая пачка пересечена наклонными поисковыми скважинами 22001 и 22005. Она сложена туфосланцевым и ультрабазитовым пластами мощностью 6 и 60 м соответственно. В составе первого пласта находятся хлорит-актинолит-альбитовые и актинолит-альбит-кальцитовые сланцы, а второго - актинолититы, карбонат-тальковые и хлорит-тальковые роговики, изохимичные пикритам и лерцолитам.

Вторая пятипластовая пачка мощностью 500 м представлена внизу первым маломощным пластом хлорит-альбит-биотит-кварцевых туфосланцев (4 м) и вторым пластом плагиофировых и андезитовых порфиритов цоизит-хлорит-актинолит-плагиоклазового и кварц-биотит-хлорит-альбитового состава мощностью 90 м. Далее залегает 50-метровый третий пласт хлорит-карбонат-тальковых роговиков, изохимичных лерцолитам. Четвертый пласт сложен биотит-кварц-хлорит-альбитовыми андезитовыми порфиритами, пятый туфосланцевый пласт мощностью 200 м - кварц-хлоритовыми сланцами.

Третья трехпластовая пачка мощностью 500-700 м включает нижний пласт кварц-хлоритовых сланцев мощностью 200 м, средний пласт альбит-роговообманковых спилитов переменной мощности 50-250 м и верхний пласт кварц-карбонат-хлорит-тальковых пород мощностью 20 м. На этой пачке залегает регрессивная порфирит-туфовая формация второго яруса, включающая крупные пласты туфосланцев, плагиофировых и андезитовых порфиритов, а также кератофиров мощностью от 100-500 до 700 м.

В Конкском депрессии-синклинии порфирит-ультрабазитовая формация второго яруса развита на юго-западе Кирпотинского участка. Через сложную систему дизъюнктивных структур она сочленяется с базальной туфо-железисто-кремнистой формацией и вместе с ней на севере участка ограничивается зоной активного контакта мокромосковских гранитов с метаморфическими породами. По простиранию порфирит-ультрабазитовая формация протягивается в северо-восточном направлении на расстояние 5-6 км при ширине полосы 600-800 м. Редкой сетью мелких скважин в ее составе выявлены пласты амфиболитов, апоспилитов,

эпидиабазов, туфосланцевые пласты роговообманковых, гранат-роговообманковых, альбит-биотит-роговообманковых сланцев, а местами также тонкие пропластки железисто-кремнистых крупнокристаллических гранат-роговообманко-куммингтонитовых кварцито-сланцев. Ультрабазитовые тела представлены прохлорит-тремолитовыми, тальковыми, тальк-хлоритовыми сланцами, горнблендитами, тремолитами и актинолитами. Из-за отсутствия разбуренных перекрытых разрезов ритмо-пачковое строение порфирит-ультрабазитовой формации Конкского района еще не может быть освещено.

В Белозерском вулкано-тектоническом депрессии-синклинории глубокими скважинами на ряде перекрытых разрезов достоверно определены стратиграфическое залегание порфирит-ультрабазитовой формации на базальной туфо-железисто-кремнистой и альпинотипный характер ее геологической структуры на крыльях и в замке Южной синклинали второго порядка. На расстоянии более 20 км ее мощность выдерживается в пределах 1-2,5 км [95]. Существенно ультрабазитовый состав формации определяет ее трансгрессивный характер по отношению к базальной туфо-железисто-кремнистой. Он позволяет рассматривать ее как вулканогенное образование нижней критической фазы трансгрессивной тектонической стадии второго ярусного мегацикла, а обе базальные формации с красноцветными фациями в железистом пласте как осадки верхней начальной фазы той же трансгрессивной стадии. Ритмо-пачки порфирит-ультрабазитовой габбро-перидотитовой формации сложены апопикритами (серпентинитами и талько-магнезитами) в стержневых пластах и апопикритами (актинолитами, тремолитами и хлоритами) в разделяющих пластах, в том числе туфосланцевых. На трансгрессивной порфирит-ультрабазитовой формации залегает регрессивная порфирит-туфомолассовая формация километровой мощности, занимающая ядро Южной синклинали. Она представлена ритмо-пачками амфиболитов, конга-диабазов, зеленых туфосланцев и метапесчаников.

П о р ф и р и т - т у ф о в а я ф о р м а ц и я второго яруса рифтовой зоны установлена в трех из пяти крупных вулканотектонических депрессиях-синклинориях: Белозерском, Чертомлыкско-Соленовском и Сурском. В остальных двух депрессиях зоны - Верховцевской и Конкской - она отсутствует по разным причинам. В Верховцевской депрессии-синклинории эта формация вместе с порфиритовой и порфирит-ультрабазитовой могла быть высоко поднятой по Центральному надвигу выше современного эрозионного среза или также возможно, что она как регрессивная формация не получила развития в условиях прибортовой депрессионной структуры.

В Конкском депрессии-синклинории, как наименьшем из пяти ук-

занных крупных, регрессивная порфирит-туфовая формация, очевидно, также не была развита. Разрез осадочно-вулканогенного комплекса там заметно редуцирован (по мощности) и заканчивается трансгрессивной порфирит-ультрабазитовой формацией второго яруса.

Необходимо указать на ограниченное развитие других регрессивных свит и формаций по сравнению с трансгрессивными, которое составляет общую характерную закономерность ярусонакопления во втором и третьем структурных ярусах осадочно-вулканогенного комплекса. Например, регрессивная свита третьего известково-кремнистого яруса вскрыта пока только в самых крупных депрессиях вторичных прогибов — в Криворожском и Михайловском районах. Регрессивная свита единой сланцево-железисто-кремнистой формации второго яруса известна на бортах эвгеосинклинали только в Кременчугской депрессии-синклинии, отличающейся от всех других наибольшей мощностью единой сланцево-железисто-кремнистой формации (2200 м). Такое же ограниченное развитие в рифтовой зоне может иметь регрессивная порфирит-туфовая формация второго яруса, являющаяся структурно-фаціальным эквивалентом регрессивной свиты единой сланцево-железисто-кремнистой формации бортовой зоны эвгеосинклинали.

В Белозерской депрессии-синклинии порфирит-туфовая формация содержит в верхних ритмо-пачках кроме основных ортопород и зеленых туфосланцев также пласти парапесчаников. Они определяют регрессивный порфирит-туфовый характер самой формации и регрессивное направление тектонической стадии второго ярусного мегацикла рифтовой зоны.

В Чертомлыкско-Соленовской депрессии-синклинии порфирит-туфовая формация хорошо обособляется от подстилающей порфирит-ультрабазитовой в сателлитной Чертомлыкской депрессии-синклинали по контакту кварц-хлорит-талкового пласта ортопород и кварц-хлоритового туфосланцевого пласта. В основном Соленовской депрессии-синклинии эта формация может быть выявлена в ядре структуры на неразбуренной еще площади развития пород второго яруса. На Чертомлыкском участке порфирит-туфовая формация имеет небольшую мощность (300-600 м) и заметные структурно-магматические отличия от своих аналогов в Белозерском и Сурском районах. В ней, наряду с основными ортопородами и зелеными туфосланцами, широко представлены средние и кислые ортопороды и их ресургентные туфы, изохимичные андезитовым и дацитовым порфиритам. В связи с этим можно говорить о развитии в средних сателлитных структурах рифтовой зоны порфирит-кератофир-туфовой формации как тектоно-магматического аналога порфирит-туфовой формации, развитой в наиболее крупных депрессиях-синклиналях. Ритмо-пачковый состав формации Чертомлыкского участка изучен по мелким картировоч-

ным скважинам, и, очевидно, поэтому анализ его оперирует пластами и пачками большой мощности: 200–400 м [12].

Первая пачка этой формации мощностью 200–400 м является порфирит-кератофировой, представленной толщей чередования серых биотит-кварц-альбитовых дацит-кератофиров и зеленых кварц-хлоритовых сланцев, спилитов и кератоспилитов со светлыми серицит-альбитовыми туфосланцами.

Вторая пачка мощностью 200–300 м является существенно сланцевой, сложенной двумя равными по мощности толщами переслаивания кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев, из которых первые преобладают в нижней, а вторые – в верхней половине пачки. Вторая пачка ограничена сверху продольным надвигом, отделяющим Чертомлыкскую синклиналь от Кисличеватской антиклинали.

В Сурском депрессии-синклинии регрессивная порфирит-туфовая формация характеризуется большой мощностью (1200 м) и высокой эксплозивностью по сравнению с подстилающей трансгрессивной порфирит-ультрабазитовой формацией. В ее ритмо-пачках стержневые пласты порфиритов (авгитофировых, плагиофировых, андезитовых и диабазовых) чередуются с пластами туфосланцев ресургентного состава, местами увенчанных тонкими пропластками железистых кварцитов и кварцито-сланцев сероцветной и пестроцветной фаций (скв. 10563). Песчаниковые пласты пока не встречены, и их отсутствие можно объяснить слабой разбуренностью формации или структурно-фациальным замещением песчаников парасланцевыми пластами в связи с особым положением Сурской депрессии на осевой линии рифтовой зоны.

Порфирит-туфовой формацией исчерпывается описание ритмо-пачек второго порфирит-железисто-кремнистого яруса. Главной их особенностью являются ритмо-фациальные изменения породного и пластового состава в разрезе яруса и структурно-фациальные вариации в региональном плане. Последние выражены ступенчатыми переходами от сложных многопластовых ритмо-пачек рифтовой зоны к простым двух-трехпластовым ритмо-пачкам бортовых зон. Ритмо-пачки вулканогенно-туфового типа замещаются в этом направлении ритмо-пачками осадочного и эксталяционно-осадочного типа.

Ритмо-пачки первого базит-офиолитового структурного яруса

Переходя к ритмо-пачковому строению первого базит-офиолитового яруса, отметим, что и в нем наблюдаются аналогичные изменения ритмо-пачек в разрезе яруса и в региональном плане. Для выявления межярусных аналогий и различий рассмотрение ритмо-пачек по формациям первого яруса приводится в последовательности описания первого яру-

са от трансгрессивных метабазитовой и базит-ультрабазитовой до регрессивной спилит-кератофир-туфовой формации.

Метабазитовая формация находится в основании первого яруса и всего осадочно-вулканогенного комплекса. Она характеризуется трансгрессивным расположением ритмо-пачек в разрезе, фациальным выражением которого служит, во-первых, трансгрессивная последовательность залегания железистых пластов красноцветной; пестроцветной и сероцветной осадочно-геохимических фаций и, во-вторых, — появление в верхних ритмо-пачках формации наряду с метабазитами также пикритовых ультрабазитов (амфибололитов, актинолититов, тремолититов), предвещающих развитие следующей осадочно-вулканогенной базит-ультрабазитовой формации, принадлежащей к нижней тектонической фазе первого рифтогенного ярусного мегацикла.

Трансгрессивный характер метабазитовой формации первого яруса подтверждается также повсеместным распространением ее во всех депрессиях и субвулканических дайко-ксенолитах Криворожско-Курской эвгеосинклинали от осевой линии рифтовой зоны до дальних окраинных районов бортовых зон. При этом она характеризуется еще сравнительным постоянством породного состава и мощности в депрессиях-синклиналиях разного порядка.

В ритмо-пачках этой формации стержневые пласты ортопород чаще всего представлены амфиболитами, спилитами, эпидибазами, а также ультраосновными амфибололитами и актинолититами. Туфосланцевые пласты сложены кварц-эпидот-амфиболовыми, биотит-актинолит-роговообманковыми, кварц-куммингтонит-роговообманковыми сланцами, слюдяными микрогнейсами, альмокварцитами, зелеными кварц-альбит-биотит-хлоритовыми сланцами. Железистые пласты также разные: снизу вверх по разрезу располагаются пласты магнетитовых кварцитов красноцветной осадочной фации, куммингтонит-магнетитовых кварцитов пестроцветной фации и куммингтонит-сидероплезитовых кварцитов сероцветной фации. В тех синклиналиях, где метабазитовая формация содержит ограниченное количество железистых пластов, последние обычно представлены одной из указанных разновидностей железистых кварцитов.

Структурно-фациальные изменения метабазитовой формации в региональном плане касаются только железистых пластов и ультраосновных тел, количество которых убывает от рифтовой к бортовым зонам, а на территории отдельных зон — от крупных депрессий к средним и малым структурам.

Все это характеризует трансгрессивно-рифтовую стадию первого ярусного мегацикла как стадию проявления слабодифференцированных мантийных магм основного состава, отвечающих типу многократного, затопляющего вулканизма на всей территории эвгеосинклинали.

Ритмо-пачковое строение формации наиболее выразительно выглядит в трех депрессиях-синклинах рифтовой зоны: Сурском, Конкском и Верховцевском. Здесь многие ритмо-пачки завершены маркирующими железистыми пластами, отражающими достоверные их границы. Часто они чередуются с ритмо-пачками без железистых пластов, ограниченных только туфосланцами, однако выделение таких ритмо-пачек облегчается наличием характерных туфосланцев и кремнистых туффитов, подобных туфосланцам соседних ритмо-пачек с железистыми пластами.

В Сурском вулканотектонической депрессии-синклинории метабазитовая формация первого яруса мощностью 1-3 км состоит из пяти ритмо-пачек, увенчанных железистыми пластами и примерно такого же количества ритмо-пачек, ограниченных туфосланцами. Благодаря парному чередованию обоих типов ритмо-пачек, вся формация характеризуется равномерным распределением железистых пластов по разрезу, что очень удобно для ритмо-фациального анализа и стратиграфии этой формации (рис.4).

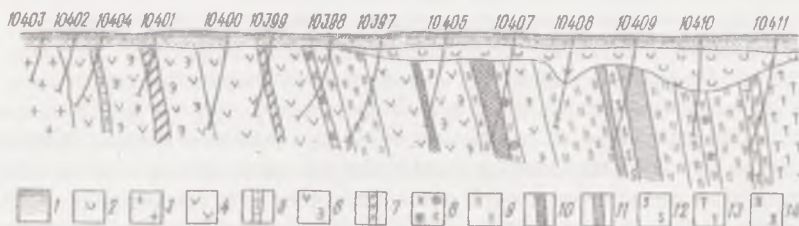


Рис. 4. Стратотипический геологический разрез метабазитовой формации первого яруса Сурского депрессии-синклинории (Грушевский участок): 1 - осадочные породы мезо-кайнозоя; 2 - кора выветривания пород осадочно-вулканогенного комплекса; 3 - контактные интрузии аплитов и серых альбит-олигоклазовых плагиигранитов. Метабазитовая формация: 4 - амфиболиты; 5 - магнетит-роговообманковые кварцито-сланцы и туффиты; 6 - эпидотовые амфиболиты; 7 - железистые пласты магнетитовых кварцитов красноцветной фации с пропластками на краях кварцито-сланцев и туфосланцев; 8 - гранат-кварц-хлоритовые туфосланцы; 9 - карбонат-альбит-хлорит-кварцевые туфосланцы; 10 - железистые пласты амфибол-сидероплезит-магнетитовых кварцитов пестроцветной фации; 11 - железистые пласты хлорит-магнетит-сидероплезитовых кварцитов сероцветной фации; 12 - магнетит-карбонат-талковые и магнетит-серпентин-талковые туфосланцы с метровыми пропластками хлорит-магнетит-сидероплезитовых кварцитов. Базит-ультрабазитовая формация: 13 - карбонат-талковые и карбонат-талк-хлорит-актинолитовые сланцы с магнетитом; 14 - серицит-кварц-карбонат-хлорит-альбитовые андезитовые роговики с эпидотом и цоизитом

Нижние четыре ритмо-пачки с магнетитовыми кварцитами красноцветной фации в железистых пластах отдельных пачек образуют нижнюю подсвиту метабазитовой свиты. Средние три ритмо-пачки с куммингтонит-магнетитовыми кварцитами пестроцветной фации в железистых пластах отдельных

пачек составляют среднюю подсвиту, а самые верхние три ритмо-пачки с куммингтонит-сидероплезитовыми кварцитами сероцветной фации в железистых пластах отдельных пачек относятся к верхней подсвите метабазитовой свиты.

В Конском вулканно-тектоническом депрессии-синклинии метабазитовая формация мощностью 1-4 км имеет четыре ритмо-пачки с четко очерченными границами по железистым пластам. Из них две ритмо-пачки находятся в низах формации на Кюлевском участке и еще две - в самом верху на Промежуточном участке. Середина формации, составляющая более двух третей всей ее мощности, представлена ритмо-пачками без железистых пластов, и детали ритмо-пачкового строения в ней еще не изучены. Железистые пласты четырех названных ритмо-пачек сложены магнетит-гранат-амфиболовыми кварцито-сланцами пестроцветной и сероцветной осадочно-геохимической фаций. О возможном развитии магнетитовых кварцитов красноцветной фации, свойственных нижней подсвите формации, можно только предполагать в связи с наличием здесь широкой зоны ассимиляций метаморфических толщ розовыми гранитами.

В Верховцевском депрессии-синклинии метабазитовая формация первого яруса характеризуется большой мощностью 1,5-3,5 км и асимметричным строением разреза. В нижней своей половине она имеет четкое ритмо-пачковое строение с железистыми пластами в четырех залегающих подряд ритмо-пачках со средней мощностью 80-240 м каждая. Верхняя половина формации мощностью 1-2 км лишена железистых пород и представлена переслаивающимися ортопородами и туфосланцами основного состава, ритмо-пачковая систематизация которых пока затруднена из-за недостатка перекрытых разбуренных пересечений. По ярусно-фациальным критериям нижняя туфо-железисто-кремнистая половина метабазитовой формации Верховцевского района представляет собой нижнюю подсвиту метабазитовой свиты. Она образована характерными ритмо-пачками, железистые пласты которых сложены амфибол-магнетитовыми кварцитами красноцветной осадочной фации с высоким средним содержанием магнетитового железа (25-35%).

В связи с хорошим качеством железистых кварцитов железистые пласты и вся нижняя подсвита подверглись более детальному изучению, чем верхняя половина формации. Геофизической и геологической съемками прослежено непрерывное ее развитие на 25 км по простиранию в пределах Мало-Тепловского и Восточно-Грановского участков, а с добавкой отторженца Домотканского участка она тянется на 37 км - почти по всему восточному борту Верховцевской депрессии-синклинии. Здесь уже имеется 12 перекрытых пересечений нижней подсвиты глубокими наклонными скважинами, позволившими проследить отдельные ее ритмо-пачки на большое расстояние.

По данным А.А.Макухиной [100], в базальном горизонте нижней подсветы находится ряд ритмо-пачек тесного переслаивания амфиболитов, эпидиобазов и спилитов с зелеными кварц-хлоритовыми туфосланцами. На них залегает первая железистая пачка мощностью 240 м сложного тонкопропласткового строения из 28 пропластков железистых пород, туфосланцев и ортопород основного состава. Из них 10 пропластков железистых пород мощностью 1-6 м каждый представлены роговообманко-магнетитовыми, роговообманко-куммингтонит-магнетитовыми и куммингтонит-магнетитовыми кварцитами. Девять туфосланцевых пропластков первой железистой пачки мощностью 0,9-10 м каждый сложены одной-двумя разновидностями таких туфосланцев: альбит-кварц-хлоритовых, эпидот-альбит-кварц-хлоритовых, карбонат-кварц-хлорит-биотитовых, биотит-хлорит-роговообманковых, магнетит-хлорит-роговообманковых, кварц-хлорит-биотитовых и хлорит-актинолитовых. Характерны девять пропластков ортопород первой железистой пачки мощностью 1-18 м каждый, имеющие однообразный породный состав. Из них восемь пропластков сложены альбит-роговообманковыми и один альбит-эпидот-роговообманковыми спилитами.

Между первой и второй железистыми пачками находится первая разделяющая ритмо-пачка без железистых пластов мощностью 30 м, сложенная хлорит-актинолитовыми и карбонат-серпентин-тремолитовыми сланцами.

Вторая железистая ритмо-пачка мощностью 100-130 м также имеет тонкопропластковое строение из десяти пропластков железистых пород, туфосланцев и ортопород. Из них четыре железистых пропластка мощностью 1,6-15,0 м каждый сложены роговообманко-магнетитовыми и стильпномелан-магнетитовыми кварцитами. Три туфосланцевых пропластка мощностью 2,4 - 10,0 м каждый содержат одну-две разновидности таких сланцев: карбонат-кварц-хлоритовых, стильпномелан-роговообманковых, альбит-хлорит-роговообманковых и магнетит-роговообманковых. А три пласта ортопород мощностью 3,2-14,3 м каждый представлены альбит-роговообманковыми спилитами.

Вторая разделяющая пачка мощностью 80-100 м обладает аналогичным тонкопропластковым строением и отличается от железистых пачек резким преобладанием туфосланцевых пропластков над пропластками ортопород и железистых кварцитов. Из одиннадцати пропластков этой пачки семь принадлежат к туфосланцам разного состава, два пропластка - к альбит-актинолит-роговообманковым спилитам и один - к роговообманко-магнетитовым кварцитам. В туфосланцевых пропластках наиболее распространены альбит-биотит-хлорит-актинолитовые, хлорит-актинолитовые, хлорит-тремолит-актинолитовые и хлорит-карбонат-талковые сланцы.

Третья железистая и третья разделяющая пачки образуют одну крупную ритмо-пачку мощностью 150-200 м. Начальным железистым пластом

в ней служит вся железистая пачка, однородная по составу и небольшая по мощности (20–25 м). Разделяющая пачка включает наджелезистый туфосланцевый пласт эпидот-карбонат-кварц-биотит-хлоритовых сланцев и альбититов мощностью 20 м, стержневой пласт амфиболитов мощностью 80–110 м и крошечный туфосланцевый пласт кварц-биотит-хлоритовых сланцев мощностью 40 м. В железистом пласте этой объединенной ритмо-пачки выделяются одно-трехметровые пропластки пяти минеральных типов железистых кварцитов: стильномелан-куммингтонит-магнетитовых, родувит-магнетитовых, роговообманко-магнетитовых, актинолит-магнетитовых и стильномелан-магнетитовых. Все они характеризуются чрезвычайно высоким содержанием магнетитового железа (29–35%), свойственного железистым кварцитам красноцветной осадочно-геохимической фации.

Четвертая железистая пачка мощностью до 100 м характеризуется тонкопропластковой структурой из восьми пропластков. Из них четыре пропластка мощностью 0,5–5,0 м принадлежат к железистым кварцитам, два пропластка мощностью 3–6 м – к хлорит-куммингтонитовым туффитосланцам и два пропластка ортопород мощностью 14–35 м – к амфиболитам и эпидот-альбит-роговообманковым спилитам.

В рассмотренных стратотипических разрезах метабазитовой формации Сурского, Конкского и Верховцевского депрессий-синклиналиев рифтовой зоны благодаря железистым пластам в какой-то мере возможно ритмо-пачковое и стратиграфическое деление формации (свиты) на подсвиты. Во всех остальных средних и мелких структурах Криворожско-Курской звёгосинклинали метабазитовая формация сильно обеднена железистыми породами вследствие структурно-фациальных изменений. Поэтому ритмо-пачковое и стратиграфическое деление ее там затруднено и возможно лишь по методу аналогий с полными разрезами. Например, в Белозерском депрессии-синклинонии рифтовой зоны на всю формацию мощностью 1–3 км приходится всего два маркирующих железистых пласта мощностью 250 и 100 м. По одному маломощному пласту (от 1–5 до 20 м) на всю формацию аналогичной мощности выявлено в Чертомлыкско-Соленовской депрессии рифтовой зоны, а также в ряде депрессий бортовых зон: Кременчугской, Желтореченской и Орехово-Павлоградской на Украине, Михайловской и Белгородской на КМА.

Б а з и т - у л ь т р а б а з и т о в а я ф о р м а ц и я первого яруса отличается от подстилающей метабазитовой большой контрастностью слагаемых пород. Их непрерывный петрохимический ряд включает дуниты и гарцбургиты, перидотиты и пикриты, базальты и андезиты, кислые ортопороды при подавляющем большинстве ультраосновной ветви вулканических дифференциатов мантийного пиролита. Как и в метабазитовой формации, в ней также развиты ресургентные туфосланцы разного

состава, часто сопровождаемые железистыми пластами сероцветных железистых кварцитов, медных и никелевых колчеданов, служащих маркирующими горизонтами ритмо-пачкового и стратиграфического расчленения базит-ультрабазитовой свиты на подсвиты.

Полные стратотипические разрезы базит-ультрабазитовой формации развиты в двух крупных депрессиях-синклиналиях рифтовой зоны: Сурском и Верховцевском. В отдельных массивах этих структур формация характеризуется большой мощностью (до 2-4 км) и резким преобладанием крайних дифференциатов ультрабазитового ряда - дунитов и гарцбургитов, благодаря которым она отвечает типу дунит-гарцбургитовых формаций. В остальных четырех крупных депрессиях-синклиналиях рифтовой зоны: Чертомлыкско-Соленовском, Конкском, Белозерском и Славгородском базит-ультрабазитовая формация деградирует (сокращается мощность) и изменяется в структурно-магматическом отношении на габбро-перидотитовую (базит-ультрабазитовую). Доминирующее положение в ней приобретают маломощные (до 200 м) тела перидотитов, лерцолитов, пироксенитов и пикритов, сильно повышается роль метабазитов и кислых пород, до минимума убывают железистые кварциты и колчеданы.

В малых синклиналях рифтовой зоны: Апостоловской, Мотринской, Тритузновской, а также в группах мелких структур Томаковского, Игреньского и Волнянского районов базит-ультрабазитовая формация представлена мелкими (до 20 м), часто разобленными телами габбро-перидотитового и пироксенитового состава.

Крайне ограниченно эта формация развита на территории бортовых зон эвгеосинклинали. Здесь она вскрыта пока только в самых крупных депрессиях-синклиналиях: Кременчугском, Успенском, Желтореченском, Криворожском (Лихмановско-Высокопольская полоса), на отдельных участках Орехово-Павлоградского, Корсак-Гуляйпольского и Центрально-Приазовского (Салтычанского) районов Украины, а также в Михайловской, Белгородской и Тим-Ястребовской депрессиях торцевой зоны КМА.

В названных районах бортовых зон в середине разреза первого яруса выделяется базит-ультрабазитовая формация разной мощности (100-1500 м). В ней малые и мелкие тела габбро-перидотитового и пироксенитового (пикритового) изохимического состава количественно выравниваются с телами метабазитов, а местами уступают им настолько, что могут выделяться лишь как подчиненная единица - ультрабазитовая (габбро-перидотитовая) подформация в составе базит-ультрабазитовой формации.

Промежуточное положение базит-ультрабазитовой формации бортовых зон между трансгрессивной метабазитовой и регрессивной спилит-кварц-тофир-туфовой формациями первого яруса определяют ее принадлежность

к нижней тектонической фазе первого ярусного мегацикла. Ввиду этого она рассматривается нами в качестве структурно-магматического и структурно-фациального эквивалента дунит-гарпбургитовой формации рифтовой зоны, которая принадлежит к той же тектонической фазе.

Указанные структурно-фациальные и структурно-магматические вариации базит-ультрабазитовой формации в региональном плане находят отражение в изменениях внутренней структуры ритмо-пачек, их породного и пластового состава. Более того, каждый тип этой формации имеет в разных депрессиях и участках свое ритмо-пачковое строение, не сопоставимое в деталях с соседними участками. Поэтому ниже, в целях всестороннего сопоставления, ритмо-пачковый анализ формации выполнен почти по всем структурам, где она развита, за исключением участков, не имеющих полных пересечений ее разрезов глубокими наклонными скважинами.

Сурский вулcano-тектонический депрессия-синклинали находится в осевой полосе рифтовой структурно-фациальной зоны эвгеосинклинали. Очевидно, поэтому здесь развита наиболее представительная дунит-гарпбургитовая формация большой мощности и протяженности. С небольшими перерывами она прослеживается по всему юго-западному борту синклинали от Широковского до Карнауховского участков на расстояние 35 км. Средняя мощность формации в залежах пластового типа составляет 200–500 м, а в массивах – 1–2,5 км, максимальная до 4 км. Кроме того, в Пашеновской структуре несколько линз образуют толщу протяженностью 10 км.

По геологическим признакам формация расчленена по простиранию на массивы и залежи, среди которых с юга на север выделены: Широковские пластовые залежи, Петровский массив, Павловская пластовая залежь, Правдинский, Карнауховский и Николаевский массивы, Пашеновские пластовые залежи и линзы.

Лучше других разбурен Правдинский серпентинитовый массив дунит-гарпбургитовой формации. В самой широкой его части (4 км) по линии Северо-Сурского структурного профиля насчитываются четыре маркирующие туфосланцевые пачки мощностью 50–100, а местами 150 м каждая, залегающие субпараллельно по отношению к оси Грушевской синклинали второго порядка. Разделяющими толщами являются серпентиниты с подчиненными участками тальк-карбонатных пород, изохимичных дунитам и гарпбургитам.

Первая (снизу) туфосланцевая пачка железисто-кремнисто-карбонат-хлорит-актинолитового состава мощностью 84 м прослежена по простиранию на 1,5 км. Она залегает на расстоянии 300–400 м от гранитной подошвы дунит-гарпбургитовой формации. Разделяющими породами служат

серпентиниты с подчиненными участками тальк-карбонатных пород мощностью более 400 м.

Вторая туфосланцевая пачка медноколчеданно-альбит-хлорит-актинолитового состава мощностью 90–140 м залегает выше по разрезу через 550–700 м. Она прослежена по простираию на расстояние 3 км. Здесь в разделяющих асбестоносных серпентинитах большой мощности (500–700 м) выделяются четыре двухметровых пропластка магнетит-хлоритовых серпентинитов.

Третья туфосланцевая пачка лежит выше второй на 350–500 м. Она также прослежена по простираию многими скважинами на расстояние 4 км. В разделяющей толще ультраосновных пород мощностью 300–500 м серпентиниты перемежаются залежами талько-магнезитов и хлоритовых тальк-карбонатных пород, несущих железо-никельколчеданную минерализацию.

Четвертая туфосланцевая пачка находится в верху разреза дунит-гарцбургитовой формации, вблизи толщ покрывающей спилит-кератофит-туфовой формации. Кроме альбит-хлорит-актинолитовых туфосланцев основного состава в ней встречаются андезитовые порфириты и кератофиты. Интересна четвертая разделяющая толща серпентинитов мощностью 700 м, в середине которой выделяются один-двухметровые залежи магнетит-хромитовых серпентинитов. В толщах Павловской пластовой залежи, примыкающей с юга к Правдинскому массиву, в составе второй и четвертой туфосланцевых пачек выявлены туфолавы ультрабазитов мощностью 20 и 1 м. В них оплавленные литокласты актинолитового тремолитита и карбонат-талькового сланца размером 1–8 см (до 20%) заключены в магнетитовых серпентинитах с редкими реликтовыми зёрнами оливина.

Вместе с осадочными породами – туфосланцами, туфоколчеданами и железистыми кварцитами дунит-гарцбургитовой формации – обнаруженные недавно туфолавы помогают окончательно решить вопрос о времени и месте ультрабазитового магматизма в первом ярусе, в пределах стратиграфической ультрабазитовой свиты Б₂ базавлукской (конкско-верховцевской) серии. В соответствии с фациально-геохимическим различием туфосланцевых пачек (сероцветной железисто-кремнистой, медноколчеданной и железо-никельколчеданной) дунит-гарцбургитовая формация (базит-ультрабазитовая свита) Сурского района делится на три подсвиты: нижнюю ультрабазито-железисто-кремнистую, среднюю ультрабазито-медноколчеданную и верхнюю ультрабазито-железо-никельколчеданную.

В Верховцевском вулcano-тектоническом депрессии-синклинории крупнейшей является Варваровская пластовая залежь базит-ультрабазитовой формации мощностью 1–3 км, протяженностью 50 км. По ней получены два перекрытых пересечения наклонными скважинами, позволившими

определить ее ритмо-пачковое строение. По Грановскому структурному профилю она описана В.А.Стульчиковым [149] снизу вверх по разрезу формации.

Первая ритмо-пачка сложена пластом кварц-альбит-хлорит-актинолитовых туфосланцев мощностью 8 м и пластом тальк-карбонатных пород, изохимичных дунитам, мощностью 120 м.

Вторая ритмо-пачка представлена пластом кварц-альбит-эпидот-биотит-хлоритовых туфосланцев мощностью 31 м и мощным (200 м) пластом ортопород, изохимичных гарцбургит-дунитам, метаморфизованных в различные сланцы и роговики: тальк-карбонатные, тальк-карбонат-серпентиновые, хлорит-тальковые и хлорит-актинолитовые.

Третья ритмо-пачка также складывается туфосланцевым пластом мощностью 23 м и толщей ортопород дунит-гарцбургитового ряда мощностью 135 м. В первом пласте принимают участие хлоритовые, тальк-хлоритовые и актинолит-хлоритовые сланцы, во втором - талько-магнезиты, изохимичные дунитам.

Четвертая ритмо-пачка включает туфосланцевый пласт кварц-альбит-биотит-хлоритовых, альбит-биотит-хлоритовых и альбит-актинолит-хлоритовых сланцев мощностью 15 м и пласт серпентинитов с гнездами талько-карбонатов мощностью 83 м.

Пятая ритмо-пачка состоит из 30-метрового туфосланцевого и 60-метрового пласта апоэпидотитов. Первый сложен кварц-эпидот-альбит-карбонат-хлоритовыми, кварц-альбит-карбонат-хлоритовыми и тремолит-хлоритовыми сланцами. Второй - карбонат-тальковыми и хлорит-карбонат-тальковыми роговиками.

Шестая ритмо-пачка является самой крупной по мощности туфосланцевого (190 м) и серпентинитового (1320 м) пластов. Она занимает в середине залежи половину ее разреза. В туфосланцевом пласте находятся кварц-альбит-карбонат-хлоритовые, кварц-альбит-биотит-хлоритовые, тальк-карбонат-хлоритовые, кварц-карбонат-тальковые, кварц-карбонат-биотитовые и карбонат-хлорит-тальковые сланцы. Серпентинитовый пласт также многопородный. В нем находятся карбонатные и железистые магнетитовые серпентиниты, серпентинизированные дуниты, асбестоносные серпентиниты и талько-магнезиты.

Седьмая ритмо-пачка содержит в туфосланцевом пласте (90 м мощности) слюдяные туфосланцы и туфопесчаники, альбит-актинолитовые сланцы и роговики. Пласт ортопород мощностью 135 м представлен тальк-карбонатными роговиками, изохимичными аподунитом.

Восьмая ритмо-пачка пород мощностью 80 м находится в зоне Центрального надвига. Она отличается широким развитием метасоматитов: альбититов, лиственитов и тальк-карбонатных пород, залегающих среди

кварц-карбонат-хлоритовых, альбит-биотит-хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев.

В редуцированном разрезе ультрабазитовой формации Кудашевского участка два нижних туфосланцевых пласта увенчаны пластами малорудных силикатно-железистых кварцитов мощностью 3 и 34 м, которые определяют нижнюю ультрабазито-железисто-кремнистую подсвиту ультрабазитовой стратиграфической свиты.

В Конкском и Белозерском депрессиях-синклинариях рифтовой зоны ультрабазитовая формация первого яруса относится к базит-ультрабазитовому типу, в котором базитовые толщи значительно преобладают над ультрабазитовыми.

В Конкском депрессии-синклинории эта формация развита лишь на небольшом Веселинском участке длиной 6 км. Здесь она представлена базит-ультрабазитовой толщей мощностью 800-1000 м, в основании которой и в самом ее верху находятся две небольшие залежи мощностью 150-200 м и ряд тел ультрабазитов мощностью 15-17 м, разделенных крупными телами метабазитов мощностью от 200-300 до 500 м.

Нижняя залежь ультрабазитов мощностью 180 м и протяженностью менее 2 км сложена двумя ритмо-пачками тальк-карбонатных пород, переслаивающихся с пластами тальк-хлоритовых сланцев, тремолититов и альбит-хлоритовых эпидиабазов суммарной мощностью 60 м. Внутри тел тальк-карбонатных и карбонат-тальковых пород встречаются серпентиниты, а по краям - прослои хлоритовых и тремолит-карбонат-тальк-хлоритовых сланцев [95].

Третий ультрабазитовый пласт тальк-хлорит-карбонатных сланцев мощностью 15 м отделен от второй ритмо-пачки толщей метабазитов мощностью 300 м. Причем последняя сложена пластами тесного переслаивания хлорит-эпидот-альбитовых, хлорит-эпидот-амфиболовых и амфиболовых (актинолит-рогообманковых) сланцев, не поддающихся пока группированию в ритмо-пачки из-за отсутствия маркирующих железистых или резко контрастных по составу ультрабазитовых пластов.

Четвертый пласт хлорит-тремолитовых и хлорит-актинолитовых туфосланцев мощностью 17 м примечателен наблюдаемой в основании пласта тесной текстурной ассоциацией названных сланцев со слоями мощностью 2-5 см магнетит-актинолитовых железистых кварцитов и железисто-кремнистых туфито-сланцев. Этот ультрабазитовый пласт залегает в середине разреза формации, через 200 м выше третьего ультрабазитового пласта, от которого он отделен толщей метабазитов такого же породного и пластового состава, как предыдущая разделяющая толща. Железистые породы этого пласта, очевидно, могут маркировать границу нижней ультрабазит-железисто-кремнистой подсвиты базит-ультрабазитовой свиты.

Самая верхняя пятая пластовая ультрабазитовая залежь выделяется среди аналогичных тел базит-ультрабазитовой формации Конкского синклиниорий максимальной мощностью 150-300 м и наиболее крупной подстилающей толщей метабазитов (500 м). В ее составе принимают участие талько-магнезиты и тальк-карбонатные породы, а также подчиненные пропластки тальковых, тальк-хлоритовых, биотит-хлоритовых и доломит-биотитовых сланцев, актинолититов (5-20 м) и кварцевых кератофиров (1-3 м). Появление кислых ортопород в составе верхней ультрабазитовой залежи знаменует собой переход к накоплению следующей регрессивной спилит-кератофир-туфовой формации, связанной с выносом вязких магм и взрывов кислого ряда магматической дифференциации мантийного пиролита.

В Белозерском депрессии-синклинии ультрабазитовая формация базит-ультрабазитового типа развита на Западном участке в виде локальных толщ переслаивания метабазитовых и ультрабазитовых пластовых тел. Они закартированы геофизическими съемками и редкой сетью мелких скважин, вскрывших маломощные залежи (до 100 м) актинолититов, талько-магнезитов и антофиллит-хлорит-тальковых пород.

Во всех бортовых структурно-фациальных зонах эвгеосинклинали базит-ультрабазитовая формация первого яруса сильно редуцирована в мощности и полноте разрезов, развита локально лишь в самых крупных вулканотектонических депрессиях-синклиниях и представлена в них базит-ультрабазитовым типом.

В Орехово-Павлоградском районе Азово-Павлоградской бортовой зоны базит-ультрабазитовая формация выявлена на Новоданиловском, Новоандреевском и Северо-Терсянском участках. В Корсак-Гуляйпольском районе ее фрагменты обнажены в верховьях р. Корсак у ст. Стульнево. В Центрально-Приазовском (Салтычанском) районе эта формация обнажена по частям в многочисленных обнажениях по рекам Обиточная, Берда, Кильтичь, Конка и Каратыш. Из названных районов только в Орехово-Павлоградском имеется возможность анализа породного и пластового состава ритмо-пачек базит-ультрабазитовой формации, пересеченной скважинами на ряде перекрытых профилей.

На Новоданиловском участке базит-ультрабазитовая формация имеет мощность 200-250 м и протяженность 2 км. Вместе с подстилающей метабазитовой формацией она вскрыта скважинами на трех профилях. Разрез ее неполный, представленный только ультрабазит-железисто-кремнистой свитой, состоящей из двух ритмо-пачек. Каждая из них сложена мало-мощными пластами (20-40 м) амфиболитов, ультрабазитов, биотитовых или силлиманит-биотитовых туфогнейсов и железистых кварцитов (итабиритов). В пластах ультрабазитов находятся пироксениты, перидотиты и серпентиниты [64,65].

На Новоандреевском участке базит-ультрабазитовая формация мощностью 400 м и протяженностью 15 км согласно залегает на метабазитовой формации такой же мощности и протяженности. Разрез формации редуцирован и представлен ультрабазит-железисто-кремнистой свитой. Сложена она тремя ритмо-пачками, каждая из которых увенчана железистым пластом мощностью 6–12 м. Кроме них, ритмо-пачки включают пласты амфиболитов, ультрабазитов и туфогнейсов: биотитовых, амфибол-биотитовых и гранат-биотитовых. Все железистые и другие пласты ритмо-пачек отличаются пестрой пропластковой ритмичностью из пропластков мощностью 1–2,5 м гнейсов, амфиболитов и железистых итабиритов.

На Северо-Терсянском участке базит-ультрабазитовая формация представлена одной пластовой залежью пироксенитов мощностью 50–70 м и протяженностью 2 км. Она согласно залегает на соразмерных амфиболит-гнейсовых толщах метабазитовой формации и также согласно перекрывается туфогнейсами и слюдяными кварцитами спилит-кератофир-туфовой формации.

В торцевой бортовой зоне КМА базит-ультрабазитовая формация установлена в самых крупных депрессиях-синклинориях – Михайловском, Белгородском и Тим-Ястребовском. Наиболее широко она представлена в Михайловской депрессии, расположенной на продолжении осевой линии Базавлукской рифтовой зоны. Здесь же наиболее полно развиты и две другие формации первого яруса – подстилающая метабазитовая и перекрывающая спилит-кератофир-туфовая, каждая из которых имеет мощность 1000–1500 м [119]. В западном крыле Михайловского депрессии-синклинория базит-ультрабазитовая формация достигает 1500 м мощности. Она занимает здесь среднюю треть разреза первого яруса (михайловской серии) и находится между метабазитовой (1500 м) и спилит-кератофир-туфовой (1000 м) формациями. Базит-ультрабазитовая формация состоит из крупных толщ метабазитов, разобщенных соразмерными толщами серпентинитов и тальк-карбонатных пород видимой мощностью 250–400 м. Последние выделены и прослежены крупномасштабной геофизической съемкой на 15–25 км и вскрыты в отдельных точках вертикальными скважинами на трех съемочных профилях, находящихся на расстоянии 10 и 13,5 км друг от друга.

В Белгородском депрессии-синклинории все три формации первого яруса – метабазитовая, базит-ультрабазитовая и спилит-кератофир-туфовая характеризуются неполными редуцированными разрезами и малой мощностью 200–600 м каждая. Из них базит-ультрабазитовая формация самая неустойчивая. Она развита на ограниченной площади одного только Яковлевского участка, расположенного на юго-западном борту синклинория. Здесь маломощные (50–150 м) и короткие (3–5 км) ультраба-

зитовые тела серпентинитов, карбонат-тальковых и хлорит-карбонат-тальковых сланцев находятся среди толщ амфиболовых спилитов, андезитовых порфиритов и кварцевых кератофиров, разобщенных туфосланцевыми пластами кварц-биотитовых, кварц-биотит-хлоритовых, биотит-хлоритовых, хлоритовых и магнетит-хлоритовых сланцев, местами содержащих пропластки железистых стильпномелан-магнетитовых кварцитов [56]. Систематизация пластов в ритмо-пачки пока затруднена из-за отсутствия полных перекрытых пересечений формации скважинами.

Окраинный Тим-Ястребовский депрессия-синклиорий отличается от Михайловского и Белгородского наиболее редуцированными разрезами и самой малой мощностью всех трех формаций первого яруса. Мощность метабазитовой формации изменяется в пределах 200-300 м, базит-ультрабазитовой - 30-100 м и спилит-кератофир-туфовой от 10-50 до 150 м. Причем базит-ультрабазитовая формация развита локально только на Коробковском участке в виде прерывистых пластовых залежей серпентинитов, актинолититов и тремолит-актинолитовых сланцев, переслаивающихся с амфиболитами и амфиболовыми сланцами [43].

В Криворожско-Кременчугской бортовой зоне, как и в торцевой бортовой зоне КМА, базит-ультрабазитовая формация развита только в самых крупных пририфтовых депрессиях-синклиориях - Кременчугском, Желтореченском и Криворожском.

В Кременчугском вулканотектоническом депрессии-синклиории базит-ультрабазитовая формация мощностью 290 м вскрыта скважинами на Горшнелплавненском участке, где она подстилается метабазитовой (900 м) и перекрывается спилит-кератофир-туфосланцевой (700 м) формациями первого яруса (рис. 5). Она сложена чередующимися пластами и пропластками ультрабазитов и основных пород мощностью 5-15 м. Среди ультрабазитов наиболее распространены амфиболиты и горцблендиты, карбонат-хлорит-актинолитовые и тальк-хлоритовые сланцы. Основные ортопороды представлены альбит-роговообманковыми спилитами, биотит-альбит-роговообманковыми и карбонат-биотит-альбит-роговообманковыми сланцами. Туфосланцевые пласты сложены кварц-хлорит-биотитовыми сланцами, железистыми кварцито-сланцами и туффит-кварцитами [23, 24]. Таким образом, здесь переслаиваются в ритмо-пачках стержневые пласты основных и ультраосновных ортопород, окаймляющие туфосланцевые пласты и краевые железистые пласты ритмо-пачек.

В Желтореченском вулканотектоническом депрессии-синклиории базит-ультрабазитовая формация мощностью 150 м занимает середину разреза первого яруса между подстилающей метабазитовой и перекрывающей спилит-кератофир-туфовой формациями. В ее составе пласты ультраосновных ортопород - пироксенитов, тальк-актинолитовых и

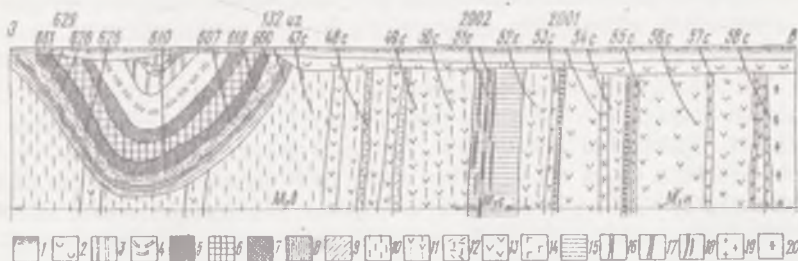


Рис. 5. Геологический разрез нижних двух ярусов Кременчугского депрессии-синклиория (Горишнеплавненская синклиналь): 1 - осадочные породы мезо-кайнозоя; 2 - кора выветривания. Второй ярус: 3 - магнетит-сидероплезитовые и магнетит-куммингтонитовые кварциты; 4 - биотит-сидероплезитовые и биотит-куммингтонитовые сланцы; 5 - железослюдко-магнетитовые джеспилиты и магнетитовые кварциты; 6 - магнетитовые кварциты и джеспилиты; 7 - хлорит-магнетитовые кварциты и джеспилиты; 8 - магнетит-хлоритовые кварцито-сланцы с гранатом и гронеритом; 9 - кварц-биотит-серпичитовые и кварц-серпичитовые сланцы и алевроит-песчаники. Первый ярус: 10 - кварц-биотитовые, кварц-роговообманко-биотитовые и альбит-кварц-роговообманко-биотитовые туфосланцы, часто мицдалекаменные; 11 - олигоклаз-биотит-роговообманковые и олигоклаз-роговообманковые сланцы; 12 - андезит-кератофиры; 13 - амфиболиты; 14 - пироксеновые диабазы; 15 - олигоклаз-роговообманковые сланцы, горнблендиты, амфиболиты и актинолититы; 16 - магнетит-роговообманковые кварцито-сланцы; 17 - биотит-роговообманковые туфокварциты; 18 - колчеданы; 19 - граниты малых контактных интрузий; 20 - плагиограниты сиаля

талек-доломитовых сланцев мощностью 5-15 м - чередуются с амфиболитами и гранат-амфиболовыми туфосланцами, последние в трех ритмо-пачках сопровождаются пластами амфибол-магнетитовых кварцитов мощностью 5-8 м [70].

В Криворожском вулcano-тектоническом депрессии-синклиории базит-ультрабазитовая формация развита в Лихмановско-Высокопольской полосе метаморфических пород длиной 35 км, мощностью 1200-2500 м, сложенной формациями первого структурного яруса. Вся полоса покрыта густой сетью вертикальных поисково-съёмочных скважин, вскрывших многопластовое строение и структурно-фациальные изменения развитых здесь metabазитовой, базит-ультрабазитовой и спилит-кератофир-туфовой формаций. В частности, выяснилась зависимость пластового и породного состава отдельных формаций и всей полосы от их мощности на разных участках.

Узкий северо-западный Лихмановский участок шириной 1,2-1,5 км характеризуется преимущественным развитием metabазитовой и спилит-кератофир-туфовой формаций при подчиненном положении маломощной (100-300 м) базит-ультрабазитовой формации. Причем последняя содер-

жит ограниченное количество преимущественно мелких ультрабазитовых тел тальковых и актинолит-хлоритовых сланцев, изохимичных пироксенит-пикритам.

Юго-восточный Высокопольский участок расширяется до 2,0–2,5 км главным образом за счет увеличения мощности средней базит-ультрабазитовой формации до 1000–1500 м. При этом разрез ее здесь намного усложняется в связи с появлением новых туфосланцевых, метабазитовых и ультрабазитовых тел, в том числе крупных (мощностью 200–300 м). Крупные ультрабазитовые тела обычно имеют зонально-пластовое строение, выраженное чередованием серпентинитовых залежей с пластами актинолит-тремолитовых и хлоритовых сланцев.

Толщи, разделяющие ультрабазитовые залежи, очевидно, представлены многими ритмо-пачками и поэтому имеют сложный породный и пластовый состав. В них находятся амфиболиты, альбит-амфиболитовые спилиты, кварц-альбит-роговообманковые и кварц-альбит-биотит-хлоритовые туфосланцы, кварц-плаггиоклаз-биотит-хлоритовые микрогнейсы и массивные кварц-хлорит-серицит-альбитовые кератофилы [13–15].

При рассмотрении базит-ультрабазитовой формации первого яруса выяснились многие закономерности ее развития, специфические особенности структурно-фациальных и структурно-магматических изменений в региональном плане на обширной территории Криворожско-Курской эвгеосинклинали. А на тех участках депрессий-синклиналиев, где получены перекрытые пересечения формации глубокими наклонными скважинами, также выявились закономерности ее внутреннего многопластового и ритмо-пачкового строения. Главнейшие из выявленных закономерностей следующие:

1. На всей территории эвгеосинклинали базит-ультрабазитовая формация занимает в первом ярусе промежуточное положение между трансгрессивной метабазитовой и регрессивной спилит-кератофил-туфовой формациями. Находясь на стыке двух тектонических стадий, она маркирует нижнюю фазу ярусного тектоно-магматического мегацикла, являющуюся фазой максимальных раскрытий рифтогенных структур растрескивания трансгеосинклинального глубинного разлома.

2. Структурно-фациальные и структурно-магматические вариации базит-ультрабазитовой формации в региональном плане изменяются в широком диапазоне от дунит-гарцбургитового типа в крупных депрессиях-синклиналиях рифтовой зоны до базит-ультрабазитового (габбро-периодитового) в прибортовых и бортовых зонах эвгеосинклинали.

3. Разрезы базит-ультрабазитовой формации характеризуются сложной пластовой ритмичностью, представленной пластами (залежами) ортопород разного состава, туфосланцев, железисто-кремнистых и туфокол-

чеданных пород, отражающих в каждой ритмо-пачке периодическую смену во времени почти всех фаций вулканизма: эффузивных, эксплозивных, эксталяционно-осадочных, эксталяционно-метасоматических и интрузивно-силловых.

Завершает первый ярус регрессивная спилит-кератофир-туфовая формация, широко развитая в рифтовой зоне и ограниченно — в бортовых зонах эвгеосинклинали. В последних она в разной степени фациально редуцирована вплоть до полного фациального выклинивания. Кроме того, в ряде депрессий она размыта, признаком чего служит несогласное залегание базальных конгломератов второго яруса на разных формациях первого яруса.

В рифтовой зоне формация отличается контрастными структурно-фациальными вариациями в региональном плане, изменяясь от спилит-кератофир-туфосланцевого типа в осевой полосе (Сурский депрессия-синклиорий) до спилит-кератофир-туфомолассового типа в прибортовых депрессиях-синклиориях рифтовой зоны (Верховцевский, Конский, Белозерский). При этом в составе формации заметно варьируют количественные соотношения спилитов, кератофиров, туфовых и осадочных пород. В Сурском депрессии-синклиории спилиты и их туфы в два-три раза превосходят кератофиры и кислые туфосланцы. В прибортовых депрессиях-синклиориях между этими группами пород устанавливаются трех-пятикратные отношения противоположного знака, сопровождаемые заметным возрастанием вверх по разрезу туфовых и груботерригенных (молассовых) пород. Характерно также, что в направлении от осевых структур к прибортовым снижается градиент полярности магматической дифференциации ортопород первого яруса от дунит-липаритового до перидотит-дацитового уровня. В спилит-кератофир-туфовой формации это отражается на составе кислых пород, представленных в приосевой Сурской депрессии преимущественно ультракислыми кварцевыми порфирами и альбитофирами, а в прибортовых депрессиях — кислыми дацит-кератофирами.

Указанные структурно-фациальные и структурно-магматические изменения спилит-кератофир-туфовой формации в региональном плане территориально совпадают с характерными изменениями подстилающей базит-ультрабазитовой формации первого яруса. В последней рифтовый дунит-гардбургитовый тип трансформируется на бортах и в прибортовых депрессиях в габбро-перидотитовый (базит-ультрабазитовый). Это обстоятельство помогает проводить структурно-магматические аналогии между обеими формациями и искать общие тектоно-магматические причины наблюдаемых в них изменений.

Регрессивный характер разреза спилит-кератофир-туфовой формации выражен регрессивной последовательностью расположения пластов

железистых пород разных осадочно-геохимических фаций — колчеданной, сероцветной, пестроцветной и красноватой. Он подтверждается также увеличением вверх по разрезу количества туфосланцевых пород и появлением среди них грубокластических туфомолассовых толщ в прибортовых депрессиях-синклинариях. Понятно, что структурно-фациальные и ритмо-фациальные изменения формации обусловлены трансформацией ее внутренней структуры, вариациями породного и пластового состава ритмо-пачек, а также изменениями их количества в разрезах разных депрессий и структурно-фациальных зон.

В Сурском вулканотектонической депрессии-синклинории спилит-кератофир-туфосланцевая формация развита на всей площади, но отличается большим перепадом мощностей. В северной суженной части синклинория мощность ее минимальная — не превышает 800–1000 м. В средней части она увеличивается до 2–3 км, а на юге, на Аполлоновско-Солоньянской площади, достигает 4–6 км. Спилит-кератофир-туфосланцевая формация первого яруса и нижняя подсвита базальной туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса включают пласты туфогенно-осадочных и железистых пород с регрессивным характером фациальных изменений в разрезе. От трансгрессивных метабазитовой и базит-ультрабазитовой формаций они отличаются значительным развитием взрывчатых и взрывчатостроительных осадочных фаций вулканизма, максимальным развитием кислых вулкаников.

Как основной компонент регрессивной части первого яруса спилит-кератофир-туфовая формация несет в себе наиболее резкие различия состава пород в разных частях разреза. Низы ее содержат пласты ресургентных туфов подстилкой дунит-гарцбургитовой формации. Из них отдельные пласты туфосланцев местами несут медноколчеданную массивную и вкрапленную минерализацию. В середине формации находятся туфосланцевые пласты смешанного состава с локально развитыми в них вкрапленными колчеданами. Верхняя часть формации включает пласты туфосланцев кислого и среднего состава, среди которых встречаются железисто-кремнистые туффиты и кварцито-сланцы железисто-кремнисто-карбонатной (сероцветной) фации. Максимальное развитие ресургентных туфосланцев смешанного состава наблюдается в базальной туфо-железисто-кремнистой формации, венчающей регрессивную толщу первого яруса и начинающей трансгрессивную часть разреза второго яруса.

Основные ортопороды занимают в составе спилит-кератофир-туфосланцевой формации от 80% (в основании) до 60% (в верху разреза). Петрохимический состав их также заметно видоизменяется от железисто-магнезиальных спилитовых роговиков и зеленых сланцев в низах формации до железисто-известковых авгитофирных празинитов и магнетитовых эпидиобазов.

Значительные изменения наблюдаются и в составе "кератофировых" пластов. В низах формации встречаются петрохимические аналоги андезитовых порфиров, в середине разреза — аналоги дацитов и кератофиров и в верхней части находятся кварцевые порфиры, альбитофиры, кварцевые кератофиры и другие ультракислые ортопороды, преобладающие в составе разрозненных пластов выделяемой здесь дацит-липаритовой подформации [21-24].

В Чертомлыкско-Соленовском вулcano-тектоническом депрессии-синклинории спилит-кератофир-туфовая формация характеризуется повсеместным распространением и большими колебаниями мощности. В Чертомлыкской сателлитной синклинали эта формация включает выделенную В.Л.Бойко в 1967 г. [12] верхнюю сланцево-роговиково-амфиболитовую подсвиту свиты Б_I, которая находится между подстилающей базит-ультрабазитовой формацией первого яруса и базальной туфо-железисто-кремнистой формацией второго яруса. Разрез этой формации, как и других формаций комплекса (первого и второго ярусов), сильно редуцирован и имеет минимальную в районе мощность (400-1200 м).

В основном Соленовском депрессии-синклинории эта формация является самой крупной в комплексе. Ее мощность на северо-западном и юго-восточном бортах структуры составляет 2-3 км, а в юго-западном замке, в пределах Орджоникидзе-Грушевой площади достигает 5-7 км.

В Чертомлыкской сателлитной синклинали спилит-кератофир-туфовая формация изучена лучше, чем в основном Соленовском депрессии-синклинории. В первой она перебурена наклонными скважинами на двух поисково-съёмочных профилях, обнаживших ее внутреннюю структуру на расстоянии свыше трех километров по простиранию. Благодаря малой мощности самой формации в ней оказалось чрезвычайно тонкопластовое ритмо-пачковое строение, мощность каждого пласта туфосланцев и эффузивных ортопород небольшая — от 5 до 45 м.

Первая (снизу) ритмо-пачка состоит из туфосланцевого пласта мощностью 38 м и амфиболитового мощностью 5 м. Туфосланцевый пласт характеризуется тонкопропластковой ритмичностью (0,1-9,0 м) и включает такие разновидности сланцев: хлорит-серицит-биотит-плагиоклаз-кварцевые, карбонат-эпидот-биотит-хлорит-кварцевые, хлорит-серицит-биотит-плагиоклаз-кварцевые, гранат-хлорит-плагиоклаз-биотит-кварцевые, цоизит-биотит-хлорит-серицит-плагиоклаз-кварцевые, гранат-эпидот-биотит-плагиоклаз-хлорит-кварц-роговообманковые, роговообманко-биотит-эпидот-хлорит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые, плагиоклаз-хлорит-кварцевые и биотит-хлорит-серицит-плагиоклаз-кварцевые.

Вторая ритмо-пачка состоит из 7-метрового туфосланцевого и

5-метрового амфиболитового пластов. Первый включает эпидот-серицит-биотит-плаггиоклаз-кварцевые, биотит-кварц-плаггиоклаз-роговообманковые и хлорит-биотит-плаггиоклаз-кварц-цойзитовые сланцы; второй - кварц-плаггиоклаз-цойзит-роговообманковые амфиболиты бластофитовой микроструктуры.

Третья ритмо-пачка представлена 7-метровым туфосланцевым и 13-метровым амфиболитовым пластами. Первый пласт сложен гранат-роговообманко-хлорит-биотит-плаггиоклаз-кварцевым и карбонат-хлорит-плаггиоклаз-кварцевым сланцами, второй - хлорит-кварц-плаггиоклаз-роговообманковыми амфиболитами.

В четвертой ритмо-пачке туфосланцевый пласт (35 м) кислого и основного состава находится в ассоциации с ультрабазитовым пластом (5 м) хлорит-актинолит-талковых и карбонат-талковых сланцев, изохимичных пикритам и перцолитам. Туфосланцевый пласт отличается сложной пропластковой ритмичностью и многопородностью. В его разрезе перемежаются такие сланцы: гранат-биотит-хлорит-цойзит-плаггиоклаз-кварцевые, хлорит-кварц-роговообманковые, хлорит-биотит-плаггиоклаз-кварцевые, роговообманко-биотит-карбонат-хлорит-плаггиоклаз-кварцевые, биотит-мусковит-плаггиоклаз-кварцевые, гранат-цойзит-роговообманко-биотит-хлорит-кварцевые, гранат-кварц-карбонат-хлорит-эпидот-биотитовые, серицит-кварцевые и хлорит-плаггиоклаз-кварцевые.

Пятая ритмо-пачка по породно-пластовому составу аналогична четвертой. В ней 15-метровый туфосланцевый пласт подстилается 3-метровым пластом ультраосновных пород - хлорит-актинолитовых и хлорит-актинолит-талковых сланцев, изохимичных пироксенит-пикритам. В туфосланцевом пласте перемежаются хлорит-кварц-биотитовые, хлорит-кварц-роговообманковые, плаггиоклаз-кварц-хлоритовые сланцы.

В шестой ритмо-пачке 8-метровый пласт биотит-кварцевых, карбонат-биотит-кварц-серицитовых и плаггиоклаз-биотит-мусковит-карбонат-кварцевых туфосланцев подстилается 9-метровым пластом черных плаггиоклаз-роговообманковых мелко- и среднезернистых амфиболитов, на 70-90% состоящих из роговой обманки.

Седьмая ритмо-пачка представлена 5-метровым пластом серицит-кварцевых, мусковит-биотит-плаггиоклаз-кварцевых, карбонат-плаггиоклаз-биотит-кварцевых и кварц-плаггиоклаз-биотитовых туфосланцев, залегающих на 9-метровом пласте окварцованного амфиболита.

В восьмой ритмо-пачке необычайно крупный пласт нормальных местами эпидотизированных амфиболитов мощностью 80 м отделен от седьмой ритмо-пачки маломощным (8 м) однородным пластом биотит-плаггиоклаз-карбонат-кварц-хлоритовых сланцев.

Весьма девятая ритмо-пачка спилит-кератофир-туфосланцевой формации в отличие от всех нижележащих имеет трехпластовое строение:

подстилающий туфосланцевый мощностью 9 м, стержневой ортоамфиболитовый мощностью 45 м и кроющий туфосланцевый мощностью 35 м. Последний пласт увенчан еще 25-метровым железистым пластом, которым начинается без видимых перерывов и несогласий разрез базальной туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса.

В нижнем туфосланцевом пласте девятой пачки пропластковую ритмичность образуют сланцы кислого и основного состава: плагиоклаз-хлорит-кварцевые, хлорит-биотит-кварцевые, плагиоклаз-кварц-мусковит-карбонатные, хлорит-кварц-роговообманковые, мусковит-биотит-кварцевые и гранат-биотит-кварцевые. Верхний туфосланцевый пласт сложен сланцами кислого состава: гранат-плагиоклаз-хлорит-роговообманко-серпичит-кварцевыми, гранат-хлорит-биотит-кварцевыми, эпидот-биотит-кварц-хлорит-плагиоклазовыми, гранат-карбонат-хлорит-плагиоклаз-биотит-кварцевыми и биотит-карбонат-серпичит-плагиоклаз-кварцевыми.

В Соленовской депрессии-синклинали спилит-кератофир-туфосланцевая формация имеет большую мощность (2-7 км) и, очевидно, поэтому отличается грубополосчатой ритмичностью, в которой мощность многих толщ пород достигает нескольких сотен метров. Формация включает все толщ пород, расположенные между базит-ультрабазитовой формацией и толщей кератоспилитов порфиритовой формации, находящейся в ядре структуры. В соответствии с изменчивым породным составом разреза В.Л.Бойко [12] разделил формацию на две подсвиты: нижнюю кератофир-спилитовую B_1^2 с преобладанием спилитов над кератофирами и верхнюю сланцево-кератофирную $B_2^{1,2}$ с преобладанием кератофиров и их туфосланцев над спилитами. В нижней подсвите насчитывается пять толщ разных пород, в верхней - четыре. В этом делении видится аналогия Соленовской депрессии-синклинали с Аполлоновским участком Сурской депрессии, в которой нижняя половина спилит-кератофир-туфовой формации преимущественно спилитовая, а верхняя - существенно сланцево-кератофирная.

Детали пластовой ритмичности и ритмо-пачкового строения спилит-кератофир-туфовой формации Соленовской депрессии еще не раскрыты из-за недостатка перекрытых пересечений разреза наклонными скважинами. Она описана В.Л.Бойко в обобщенном виде по толщам пород сходного состава (данные сети мелких съемочных скважин).

Первая (снизу) амфиболитовая толща максимально развита в юго-западном замке синклинали на Орджоникидзе-Грушевой площади (700-1000 м). Она представлена в основном амфиболитами, расчлененными редкими пластами хлорит-биотит-роговообманко-кварц-альбитовых туфосланцев.

Вторая толща кератофиров и их туфосланцев (B_1^{2a-c}) мощностью 400-700 м равномерно развита в юго-западном замке и на крыльях син-

клинория. Она сложена слюдястыми (мусковит-биотитовыми) дацит-кератофирами афировой и порфиробластовой текстуры. В ее верхней части, в контакте с покрывающей толщей спилитов, находится маломощный (50 м) пласт высокоглиноземистых андалузит-серицитовых сланцев, прослеженный скважинами на 5 км по простиранию.

Третья толща спилитов ($B_1^{2б-с}$) максимально развита в юго-западном замке синклиндрия на Орджоникидзе-Грушевой площади, где ее мощность составляет 2,0–2,5 км. В нижней трети ее разреза находится выклинивающиеся пласты амфиболитов мощностью 250–300 м, разделенные маломощными пластами туфосланцев. Верхние две трети разреза включают альбит-роговообманковые спилиты и биотит-хлорит-роговообманко-альбитовые андезитовые порфириты, ритмо-пластовые взаимоотношения которых пока не выяснены.

Четвертая туфосланцевая толща ($B_2^{I-с}$) мощностью 400–500 м также наиболее широко представлена в юго-западном замке синклиндрия на Орджоникидзе-Грушевой площади. Здесь она занимает определенное стратиграфическое положение между двумя крупными спилитовыми толщами, третьей и пятой. На крыльях синклиндрия и в его северной (Чистопольской) половине указанные спилитовые толщи сильно утоняются и часто выклиниваются. В результате четвертая сланцевая толща там объединяется с верхней кератофир-сланцевой подсвитой и выделяется менее достоверно. В составе четвертой туфосланцевой толщи находятся кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые и серицит-хлорит-кварцевые туфосланцы.

Пятая толща спилитов ($B_2^{2а}$) завершает нижнюю кератофир-спилитовую подсвиту спилит-кератофир-туфовой формации (свиты). Обладая в юго-западном замке синклиндрия максимальной мощностью (1500 м), эта толща на крыльях структуры утоняется до 100–200 м, а на северной (Чистопольской) площади продолжается лишь в виде тонких прерывистых залежей. По породно-пластовому составу она представляет собой толщу переслаивания эпидот-роговообманко-альбитовых андезитовых порфиритов и альбит-роговообманковых спилитов.

Шестая толща биотит-кварц-альбитовых дацит-кератофиров ($B_2^{2а}$) широко представлена на всей территории Соленовской депрессии. На южном Екатерининском участке она имеет мощность 400–1000 м и залегает на пятой спилитовой толще. На северном Чистопольском участке подобные кератофиры образуют меридиональную толщу видимой мощностью 1000 м, залегающую в ядре антиклинали второго порядка на породах четвертой туфосланцевой толщи, вместе с которой они погружаются к югу под отложения седьмой ультрабазит-базит-кератофир-туфосланцевой толщи, занимающей здесь почти все ядро Соленовской депрессии.

Седьмая ультрабазит-базит-кератофир-туфосланцевая толща ($B_2^{2а,б}$)

развита на всей площади синклиория. На северном Чистопольском участке она заполняет почти все ядро структуры видимой мощностью 2,5–3,5 км. На южном Екатериновском участке она также обладает большой мощностью (500–800 м), фиксируемой по контактам с шестой и восьмой кератофировыми толщами. В породном составе пачки кроме доминирующих плагиоклаз–кварц–хлоритовых и кварц–хлоритовых туфосланцев встречаются линзы кварц–серицитовых и плагиоклаз–мусковит–кварцевых сланцев кислого состава, а также глиноземисто–магнезиальные прохлоритовые туфосланцы ультраосновного состава.

Ультрабазитовые туфосланцы седьмой толщи позволяют параллелизовать ее стратиграфически с пятой и шестой ритмо–пачками Чертомлыкской сателлитной синклинали, а также с серединой разреза формации Сурской депрессии, где такие же туфосланцы ультраосновного состава перебурены на Петровском (скв. 10308) и Аполлоновском (скв. 10359) участках.

Восьмая кератофировая толща (B_2^B) развита только на южном Екатериновском участке Соленовского депрессия–синклиория, где она расположена между двумя туфосланцевыми толщами – седьмой и девятой. Ее мощность на крыльях структуры составляет 300–500 м, а в замке достигает 3500 м. Толща сложена апокератофитами кислого и среднего состава, из которых первые имеют биотит–хлорит–альбит–кварцевый, а вторые – карбонат–хлорит–биотит–кварц–олигоклазовый минеральный состав, изомичный дацитам и андезитам.

Самая верхняя девятая сланцевая толща (B_2^T) относится к осадочным образованиям ядра синклиория и отличается сравнительно выдержанной мощностью (350 – 600 м). В ее разрезе принимают участие два пласта сланцев резко дифференцированного состава. Нижний пласт мощностью 250 – 500 м представлен кварц–хлоритовыми туфосланцами основной группы пород, а верхний мощностью до 200 м – высокоглиноземистыми кварц–серицитовыми парасланцами. На последнем пласте согласно залегает базальная вулканогенно–туфовая формация второго яруса, которая может включать его в свой состав как базальный пласт парапород.

Рассмотренная спилит–кератофир–туфовая формация первого яруса служит ярким примером резко контрастных структурно–фациальных изменений состава, ритмо–пачкового строения и мощности, отраженных в основной Соленовской депрессии и сателлитной Чертомлыкской синклинали. Они повторяют аналогичные, хотя и менее резкие, изменения, наблюдаемые в других формациях обоих структурных ярусов. Благодаря этой особенности Чертомлыкско–Соленовский депрессия–синклиорий выделяется среди подобных структур рифтовой зоны как уникальный тектонический узел, в разнопорядковых параллельно–простирающихся депрессиях кото-

рого на близком расстоянии резко варьируют состав и мощности всех геологических формаций комплекса (табл. 4, рис. 6).

Т а б л и ц а 4. Структурно-фашиальные вариации мощности и ритмопачкового строения геологических формаций осадочно-вулканогенного комплекса Чертомлыкско-Соленовского депрессии-синклиниория

Геологическая формация (сверху вниз)	Соленовский депрессия- синклиниорий				Чертомлыкская синклиналь			
	Мощность, м			Количе- ство ритмо- пачек, толщ	Мощность, м			Количе- ство ритмо- пачек, толщ
	От	До	Сред- няя		От	До	Сред- няя	

Второй порфирит-железисто-кремнистый структурный ярус

Порфирит-туфовая	400	800	600	?	300	1000	500	6
Порфиритовая и порфирит-ультрабазитовая	500	1400	1000	?	200	700	400	4
Базальная туфо-железисто-кремнистая	Нет			Нет	200	700	500	5
Базальная вулканогенно-туфовая	500	3000	1000	2-6	Нет			Нет

Первый базит-офиолитовый структурный ярус

Спилит-кератофир-туфовая	1500	8000	4000	9	400	1200	600	9
Базит-ультрабазитовая	300	1500	700	4	50	120	100	4
Метабазитовая	500	5000	1500	?	400	1500	600	?

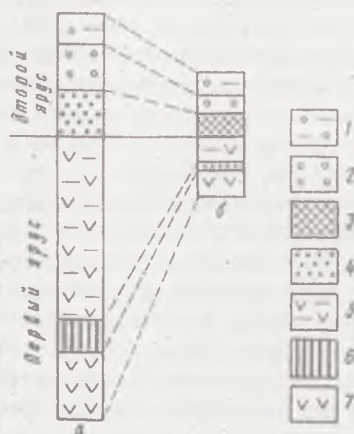


Рис. 6. Вариации состава и мощности геологических формаций осадочно-вулканогенного комплекса Чертомлыкско-Соленовского депрессии-синклиниория (см. табл. 4).
а - Соленовский депрессия-синклиниорий; б - Чертомлыкская синклиналь. Формации: 1 - порфирит-туфовая; 2 - порфиритовая и порфирит-ультрабазитовая; 3 - туфо-железисто-кремнистая; 4 - туфо-вулканогенная; 5 - спилит-кератофир-туфовая; 6 - базит-ультрабазитовая; 7 - метабазитовая

Важность этих изменений состоит в том, что они помогают оценить саму рифтовую зону как область длительного развития сложно расчлененного рельефа с разнопорядковыми вулканотектоническими депрессиями и купольно-складчатыми поднятиями. Они также помогают понять характер и причину аналогичных структурно-фациальных изменений геологических формаций и структурных ярусов, наблюдаемых между удаленными разнопорядковыми структурами рифтовой и бортовых зон эвгеосинклинали. Тем самым они позволяют сопоставлять, как разновозрастные образования, рифтовую и бортовые структурно-фациальные зоны, отличающиеся разной полнотой разрезов осадочно-вулканогенного комплекса.

В Верховцевской депрессии-синклинории спилит-кератофир-туфовая формация широко представлена в главной депрессии на Тепловском участке, а также развита во всех синклиналях второго порядка: Домотканской, Алферовской и Кудашевской. Сравнительно полные пересечения ее разреза получены на двух профилях структурно-профильного бурения — Сомотканском и Грановском. На других участках имеются только разрозненные разбурки одной — тремя скважинами на коротких профилях, разрезы которых не всегда уверенно сопоставляются с какой-либо частью полностью вскрытых разрезов формации.

На Сомотканском профиле, в западном крыле синклинории, вскрыта нижняя спилит-кератофир-туфовая половина формации. Внизу (на западе) она ограничена стратиграфическим контактом с подстилающей базит-ультрабазитовой формацией первого яруса. Верхняя ее часть (на востоке) срезана крупным надвигом, простирающимся вдоль Варваровской ультрабазитовой залежи восточного крыла синклинории.

На южном крыле Алферовской синклинали наклонными скважинами Грановского профиля вскрыта верхняя существенно туфовая (туфомоласовая) половина формации, имеющая сверху (на севере и востоке) стратиграфический контакт с покрывающей базальной туфо-железисто-кремнистой формацией второго яруса, а внизу (на юге) — активный контакт с гранитами контактных интрузий. Последнее обстоятельство позволяет предполагать об ассимиляции гранитами нижней половины этой формации, равно как и нижних двух формаций — ультрабазитовой и метабазитовой; возможно, также имело место малое первоначальное развитие их на этом участке.

Спилит-кератофир-туфовая половина формации Сомотканского участка мощностью 1600 м характеризуется тонкопластовой ритмичностью, представленной на 60% пластами спилитов и зеленых сланцев основного состава и на 30% — сланцами и кератофирами кислого — среднего состава. Около 10% составляют пропластки алевроитовых туфопесчаников и туфосланцев кислого состава.

Существенно туфовая (туфомолассовая) половина формации Алферовской синклинали мощностью более 1500 м отличается чрезвычайно тонкой (в среднем, метровой) пропластовой ритмичностью, которую разные авторы группируют в пласты и пачки различно. Сравнительно определенно в ее составе выделяются две подсвиты: средняя – кератофир-туфосланцевая мощностью 1000 м и верхняя – туфомолассовая мощностью 500 м. В первой заметно преобладают кислые ортопороды и туфосланцы (60%) над алевритовыми и псаммитовыми туфопесчаниками кислого состава (30%), а также над зелеными кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами (10%), присутствующими в нижних двух пачках этой подсвиты. Верхняя туфомолассовая подсвита на 85% сложена пропластками алевритовых и псаммитовых туфопесчаников кислого состава, переслаивающихся кислыми туфосланцами (15%). Пород основного состава в ней не встречено.

О.М.Струева, проанализировав ритмо-пачковое строение спилит-кератофир-туфовой формации, выявила такую последовательность расположения пластов и пачек (снизу вверх по разрезу) [146].

Нижняя спилит-кератофир-туфосланцевая подсвита (Самотканский участок):

Первая двухпластовая пачка основных пород мощностью 95 м сложена пропластками эпидот-карбонат-альбит-кварц-хлоритовых и кварц-альбит-хлоритовых сланцев, содержащих редкие подчиненные пропластки альбит-кварц-хлорит-серицитовых сланцев, изохимичных андезитам.

Вторая пачка тонкого переслаивания разных пород мощностью 150 м на 66% сложена тонкими пропластками кварц-серицитовых сланцев и алевритовых туфопесчаников, среди которых выделяются три прослоя актинолитовых апоспилитов и зеленых сланцев мощностью 7-22 м.

Третья пачка кислых пород мощностью 140 м представлена переслаивающимися пропластками кварц-альбит-хлорит-серицитовых и кварц-карбонат-серицит-хлоритовых ортосланцев и туфосланцев.

Четвертая пачка основных пород мощностью 48 м состоит из пропластков кварц-альбит-хлоритовых и кварц-альбит-карбонат-эпидот-хлоритовых сланцев, монотонность которых нарушается редкими и тонкими пропластками светлых кварц-альбит-серицитовых и кварц-альбит-серицит-хлоритовых туфосланцев.

Пятая двухпластовая пачка кислых пород мощностью 55 м сложена пропластками кварц-альбит-серицитовых и кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев, перекрытых пластом кварц-альбит-карбонат-эпидот-хлоритовых роговиков мощностью 10 м.

Шестая пачка основных пород мощностью 35 м образована зелеными кварц-альбит-карбонат-хлоритовыми сланцами и спилитовыми роговиками.

Седьмая двухпластовая пачка мощностью 140 м включает сланцевый

и спилит-роговиковый пласты. Первый характеризуется тонким переслаиванием кислых альбит-хлорит-серицитовых и зеленых кварц-альбит-карбонат-хлоритовых сланцев, а также подчиненных прослоев алевритовых туфопесчаников и кварцевых кератофиров. Во втором пласте мощностью 100 м находятся спилитовые роговики и зеленые кварц-альбит-карбонат-хлоритовые сланцы.

Восьмая пачка мощностью 320 м сложного переслаивания туфосланцев кислого, среднего и основного состава с телами кварцевых порфиров и андезитовых порфиритов также содержит редкие пропластки алевритовых туфопесчаников. Среди сланцев наиболее распространены кварц-альбит-серицитовые, кварц-альбит-хлорит-серицитовые и кварц-альбит-карбонат-хлоритовые разности.

Девятая двухпластовая пачка мощностью 50 м характеризуется сложным переслаиванием сланцев разного состава и туфоалевритов в сланцевом пласте, спилитов и зеленых сланцев — в метабазитовом. В пластах наиболее распространены сланцы двух типов: в первом — кварц-альбит-хлорит-серицитовые, во втором — кварц-альбит-карбонат-хлоритовые.

Десятая пачка основных пород мощностью 80 м образована зелеными кварц-альбит-карбонат-хлоритовыми сланцами и спилитовыми роговиками, содержащими в середине 5-метровой прослой светлых кварц-альбит-серицитовых сланцев.

Одиннадцатая пачка кислых пород мощностью 80 м представлена переслаивавшимися пропластками кварц-альбит-серицитовых и кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев.

Двенадцатая пачка основных пород мощностью 68 м характеризуется сложным переслаиванием спилитовых роговиков, зеленых кварц-альбит-карбонат-эпидот-хлоритовых сланцев и кварц-хлоритовых туфосланцев с неравнозначной мощностью.

Тринадцатая пачка состоит из кварц-хлоритовых туфосланцев мощностью 107 м.

Четырнадцатая пачка основных пород мощностью 280 м вскрыта не полностью, всего на треть разреза (94 м), представленного зелеными кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми и кварц-стильпомелан-хлоритовыми сланцами и подчиненными телами актинолитовых спилитов.

Пятнадцатая сланцевая пачка мощностью 90 м сложного переслаивания сланцев разного состава с редкими маломощными прослоями (0,2—1,0 м) куммингтонит-хлорит-стильпомелановых кварцитов в основании и в верху пачки. Среди сланцев этой пачки наиболее распространены эпидот-карбонат-альбит-кварц-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые и карбонат-кварц-хлоритовые.

Средняя кератофир-туфосланцевая подсвита (Алферовский участок):

Шестнадцатая кератофир-песчанико-туфосланцевая пачка мощностью 270 м состоит из семи пропластков сланцев и туфосланцев, четырех пропластков алевритовых и псаммитовых туфопесчаников и одной залежи кератофиров мощностью 35 м. Сланцевые пропластки мощностью от 3 до 67 м сложены кварц-хлорит-серицитовыми и кварц-альбит-хлорит-серицитовыми сланцами и туфосланцами. Песчаниковые пропластки мощностью 2-35 м образованы полосчатыми песчаниками серицит-альбит-кварцевого состава бластоалевритовой и бластопсаммитовой кластогенной структуры.

Семнадцатая сланцевая пачка мощностью 360 м характеризуется многократным чередованием сланцев кислого и основного состава: кварц-альбит-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых с кварц-хлоритовыми и кварц-карбонат-хлоритовыми. Присутствуют также редкие маломощные (0,2-6,2 м) пропластки алевритовых и псаммитовых туфопесчаников.

Восемнадцатая песчанико-сланцевая пачка мощностью 190 м вскрыта скважинами в верхней части (две трети) разреза, представленного поровну тонкими пропластками (0,2-3,0 м) алевритовых и псаммитовых туфопесчаников, переслаивающихся с кварц-альбит-хлорит-серицитовыми сланцами.

Деятнадцатая сланцево-песчаниковая пачка мощностью 150 м образована чередующимися пропластками туфопесчаников, туфосланцев и ортосланцев, из которых последние имеют кварц-карбонат-альбит-серицитовый состав.

Верхняя туфомолассовая подsuite (Алферовский участок):

Двадцатая туфопесчаниковая пачка мощностью 150 м сложена туфопесчаниками, расчлененными (в середине) двумя пропластками узловатых биотит-альбит-хлорит-серицит-кварцевых сланцев мощностью 2,5 и 15,6 м.

Двадцать первая песчанико-сланцевая пачка мощностью 150 м не имеет перекрытого разреза. Скважинами вскрыты лишь отдельные пласти туфопесчаников, хлорит-биотит-кварцевых и очковых кварц-альбит-серицитовых сланцев, альбит-хлорит-биотит-кварцевых роговиков.

Двадцать вторая сланцево-песчаниковая пачка мощностью 150 м сложена туфопесчаниками, тесно чередующимися с кварц-серицитовыми, кварц-альбит-хлорит-серицитовыми, узловатыми биотит-альбит-хлорит-серицитовыми и роговообманко-куммингтонит-кварц-хлоритовыми сланцами. В верхней части пачки находится 10-метровый пропласток сложнополосчатых сланце-песчаников с полосчатостью от 5 мм до 5 см, обремененной тонкоритмичной осадочной дифференциации пирокластического материала.

Из приведенного краткого описания ритмо-пачкового строения спилит-кератофир-туфовой формации Верховцевского синклинория видна та же закономерность развития вулканизма регрессивной стадии первого ярусного мегацикла, которая наблюдалась в Сурской и Чертомлыкско-

Соленовской депрессиях. В Верховцевском районе также снизу вверх по разрезу формации происходит возрастание объемов средних и кислых вулканитов эффузивной и особенно эксплозивной фации в ущерб вулканитам ультраосновного и основного состава. Причем во всех трех депрессиях венцом развития вулканизма регрессивной стадии мегацикла служит ритмичное накопление туфовых и эксталяционно-осадочных пород: туфопесчаниковых, туфосланцевых и железистых пластов базальной туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса. Именно она, как отмечалось, маркирует во всех депрессиях рифтовой зоны верхнюю тектоническую фазу двух ярусных мегациклов – конечную фазу первого яруса и начальную фазу второго яруса.

Отличительная особенность регрессивного вулканизма Верховцевской депрессии выражена значительным накоплением туфомоласс верхней подсветы, не наблюдавшихся в Сурской и Чертомлыкско-Соленовской депрессиях. Эти структурно-фациальные изменения формации в региональном плане объясняются близким расположением Верховцевской депрессии к борту, а Сурской и Чертомлыкско-Соленовской депрессий – в осевой цепочке структур Базавлукского рифта. Характерно, что и находящиеся у восточного борта Базавлукского рифта Конковский и Белозерский депрессии-синклинии также отличаются от осевых структур рифта большими объемами туфосланцев и моласс в верхней половине разреза спилит-кератофир-туфовой формации. В частности, в Белозерской депрессии, находящейся у самого рифтового борта, мощность верхней туфомолассовой подсветы достигает 1000–2000 м.

В Конкском депрессии-синклинии регрессивная спилит-кератофир-туфовая формация прослежена на всем 40-километровом протяжении синклинии. На Веселянском участке длиной 6,5 км установлены стратиграфические контакты ее с подстилающей базит-ультрабазитовой и перекрывающей туфо-железисто-кремнистой формациями. В остальной, большей части синклинии, она граничит на востоке по разлому с подстилающей metabазитовой формацией, а на западе – с прорывающими ее мокромосковскими гранитами.

Перекрытый разрез формации наклонными скважинами получен пока только на одном Веселянском участке, где она обладает минимальной мощностью 600–800 м. На других участках (Промежуточном и Кирногинском) она вскрыта лишь мелкими картировочными скважинами, определившими полосу ее развития шириной 1500–2000 м. Поэтому ритмо-пачковое строение формации, выявленное лишь одним пересечением скважин, может рассматриваться только в качестве предварительной схемы. По описанию В.Д.Ладиевой [109], она представлена следующими пачками и пластами пород (снизу вверх по разрезу).

Первая пачка основных пород мощностью 50–60 м, залегающая непосредственно на ультрабазитовой формации, сложена зелеными кварц-хлоритовыми и хлорит-кварцевыми сланцами, химический состав которых отличается повышенным содержанием магния и глинозема и малым кальция и железа. Во всех депрессиях рифтовой зоны породы такого состава принадлежат к основным – ультраосновным туфам. Хлоритовые и биотитовые туфосланцы основного – ультраосновного состава уже отмечались в Конском синклинории при описании подстилающей базит-ультрабазитовой формации. В Веселянской залежи ультрабазитов они чередуются с телами талько-магнезитов, актинолититов и кварцевых кератофиров и подчеркивают тем самым взрывно-эффузивное происхождение сложнодифференцированной базит-ультрабазитовой формации.

Вторая трехпластовая пачка мощностью 250–300 м представлена кварц-хлорит-серпичитовыми сланцами в нижнем пласте, хлорит-кварцевыми и гранат-биотит-хлорит-кварцевыми сланцами – в среднем и кварцевыми кератофирами в верхнем пласте. Мощность сланцевых пластов одинаковая – 100–120 м, кератофирового – 25–30 м.

Третья трехпластовая пачка мощностью 320 м – переходная к туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса, образована гранат-хлорит-биотит-кварцевыми парасланцами нижнего пласта мощностью 120 м, кварцевыми кератофирами и очковыми альбит-хлорит-кварц-биотитовыми ортосланцами среднего пласта мощностью 30 м и тюрингит-биотит-кварцевыми парасланцами верхнего пласта мощностью 70 м. Венчает пачку железистый пласт первой пачки базальной туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса.

Проведенный анализ ритмо-пачкового строения спилит-кератофир-туфовой формации Конского района подтверждает общую закономерность развития вулканизма в регрессивную стадию ярусного мегацикла. Как и в других депрессиях-синклинориях она выражена здесь ростом эксплозивности вулканических пород разного состава: ультраосновных, основных и особенно кислых.

В Белозерском депрессии-синклинории регрессивная спилит-кератофир-туфовая формация характеризуется большой мощностью (2–5 км) и на многих участках занимает ядро структуры. Поэтому на геологической карте она занимает самую большую площадь по сравнению с другими формациями первого и второго ярусов.

В западном крыле Центральной и Малобелозерской синклиналей формация ограничена стратиграфическими контактами с подстилающей базит-ультрабазитовой формацией первого яруса и перекрывающей базальной туфо-железисто-кремнистой формацией второго яруса. Сеть вертикальных картировочных скважин в ней прослежены на 35 км по простиранию

две выдержанные по мощности и составу полосы, в которых развиты нижняя спилит-кератофир-туфосланцевая подсвета (шириной 1000–1500 м) и верхняя кератофир-туфомолассовая подсвета (шириной 1500–2000 м). Перекрываются пересечения формации наклонными скважинами здесь пока не получено, поэтому ритмо-пачковое строение ее разреза остается не выясненным. Количественный подсчет разновидностей пород, составляющих обе подсветы, выполнен статистическим методом по большому числу вертикальных скважин картировочного бурения.

В восточном крыле Центральной и Малобелозерской синклиналей границы самой формации и ее подсвет мелкими скважинами достоверно закартировать не удастся ввиду осложнений ее разреза разрывно-сложными нарушениями. Предполагаются, например, значительные искажения видимой мощности формации в Северной антиклинали, осложненной Центральным надвигом, а также на поперечном субширотном поднятии, осложненном субширотным сдвиго-надвигом.

Породный состав подсвет своеобразен не только по набору разновидностей вулканитов разного состава, но и по количественным соотношениям вулканических фаций – эффузивных, эксплозивных, эксгалиционных-осадочных и нормально осадочных.

Нижняя спилит-кератофир-туфосланцевая подсвета мощностью 1,0–1,5 км в западном и 2,0–3,0 км в восточном крыле синклинали содержит в своем разрезе в основном туфосланцы и ортосланцы. С ними перемежаются подчиненные пропластки метаморфизованных спилитов, андезитов и эпидиабазов; изредка встречаются тонкие пропластки железистых кварцитов. Сланцевые пласты сложены альбит-кварц-серицитовыми, альбит-кварц-хлорит-серицитовыми и альбит-кварц-хлоритовыми сланцами. Содержатся также тонкие пропластки прохлорит-тремолитовых сланцев ультраосновного состава.

Верхняя кератофир-туфомолассовая подсвета мощностью 1,5–2,0 км в западном и 1,0–3,0 км в восточном крыле синклинали сложена туфопесчаниками, туффитами и паралесчаниками в равном количестве. Среди них в виде подчиненных прослоев встречаются серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые и хлорит-кварцевые туфосланцы, слюдястые кварциты, кварцевые кератофиры и андезиты. На песчаниках верхней подсветы согласно залегает нижняя пачка уже рассмотренной базальной туфожелезисто-кремнистой формации второго яруса.

Заканчивая на этом рассмотрение спилит-кератофир-туфовой формации Базавлукской рифтовой зоны, отметим важнейшую структурно-фаціальную закономерность развития ее фаціальных разновидностей в региональном плане. В цепочке осевых депрессий (Сурской, Чертомлыкско-Соленовской и Конкской) она представлена спилит-кератофир-туфосланцевым, а

в прибортовых депрессиях (Верховцевской и Белозерской) спилит-кератофир-туфомолассовым типом.

В бортовых структурно-фациальных зонах эвгеосинклинали регрессивная формация первого яруса развита крайне ограниченно. В мелких депрессиях окраинных районов она фациально выклинивается. В крупных пририфтовых депрессиях она фациально редуцирована, размыта и представлена на ограниченных участках лишь маломощной нижней подсвитой спилит-кератофир-туфосланцевого или кератофир-туфосланцевого типа. На ней с большим перерывом обычно залегают базальные конгломераты и песчаники трансгрессивной свиты второго яруса. В депрессиях бортовых зон самая большая мощность формации (1000 м) зафиксирована в Михайловском депрессии-синклинии КМА, расположенном на продолжении осевой рифтовой цепочки структур. В Белгородской депрессии ее мощность падает до 650 м, а в Тим-Ястребовской – до 150 м. Во всех мелких депрессиях зоны КМА формация отсутствует.

Аналогичная мелкоколкнутая мозаика развития регрессивной спилит-кератофир-туфовой формации наблюдается в Криворожско-Кременчугской бортовой зоне. В Кременчугском и на юге Криворожского синклиналя мощность формации достигает 700–900 м, на Саксаганском участке – не превышает 300 м, а в Успенской полосе – и того меньше (100 м). В многочисленных мелких депрессиях-синклиналиях этого борта регрессивная формация полностью фациально выклинивается.

Такое же полное фациальное выклинивание регрессивной формации первого яруса наблюдается во всей Азово-Павлоградской бортовой зоне, отличающейся от других бортовых зон преимущественным развитием в первом мегацикле мелких депрессий-синклиналей. Ни в одной из них эта формация достоверно пока не выделена.

В Михайловском депрессии-синклинии бортовой зоны КМА спилит-кератофир-туфовая формация первого яруса (михайловской серии) установлена на Жигаевском участке, расположенном в южной половине этой структуры. По данным вертикальных картировочных скважин двух профилей, ее мощность составляет 1000 м, а протяженность – более 7 км. Перекрытого пересечения формации пока не получено, а разрозненные ее части, вскрытые вертикальными скважинами, представлены снизу вверх по разрезу такими пластами (по В.Д.Полищуку, [18]): кварц-слюдистых алевролитов-песчаников и сланцев мощностью 28 м (скв. 1918); кварц-биотитовых сланцев и роговиков мощностью 25 м (скв. 1317); кварц-слюдистых сланцев и алевролитов-песчаников с косослоистой текстурой мощностью 24,5 (скв. 1916); очковых кварц-слюдистых сланцев, с вкрапленниками альбита и кварца, представляющих собой рассланцованные кислые эффузивы и их туфы. Вскрытая мощность пласта 27 м

(скв. 1880) включает его контакт с базальными песчаниками нижней подсытки курской серии (второго структурного яруса).

В Белгородском депрессии-синклинии КМА регрессивная спилит-кератофир-туфовая формация развита на Яковлевском и Новоселовском участках, где ее мощность достигает 300 м. Близко расположенными на картировочных профилях вертикальными скважинами вскрыты большие части ее разреза, однако полного пересечения пока нет. В ее составе выделяются три ритмо-пачки со стержневыми пластами ортопород и окаймляющими пластами туфосланцев, содержащих на контактах между пачками прослой железистых кварцитов и кварцито-сланцев мощностью 1-3 м.

Ритмо-пачковое строение разреза приведено по Н.С.Зайцеву [56]

Первая ритмо-пачка мощностью более 100 м состоит из кварц-сланцевых туфосланцев и массивных кварцевых кератофиров. Из-за недостаточной разбуренности района детали ее пластового строения пока не известны.

Вторая ритмо-пачка альбит-хлорит-биотитовых сланцев и кератоспилитов мощностью 60-70 м вскрыта полностью скв. 340. В самом основании ее нижнего туфосланцевого пласта мощностью 40 м содержатся 3-метровые пропластки стильномелан-магнетитовых кварцитов и кварцито-сланцев. Средний пласт кератоспилитов мощностью 7 м также расчленен пропластками альбит-хлорит-биотитовых и альбит-хлоритовых сланцев. Последние образуют также и верхний туфосланцевый пласт мощностью 12 м.

Третья сланцево-ультрабазитовая пачка мощностью более 70 м представлена пластом альбит-хлорит-биотитовых сланцев, содержащим в основании метровые пропластки безрудных кварцитов, а сверху - пропластки туфосланцев ультраосновного состава: хлорит-тальковых, карбонат-тальковых, хлорит-тремолитовых и серпентиновых, очевидно, выполняющих роль стержневого пласта этой ритмо-пачки. Ультрабазитовый пласт перекрыт базальными песчаниками и гравелитами второго яруса (курской серии), которыми прерывается разрез третьей пачки и всей спилит-кератофир-туфовой формации.

Кстати, если сопоставить третью сланцево-ультрабазитовую пачку Белгородского синклиория с аналогичными пачками спилит-кератофир-туфовой формации Сурского и Чертомыкского-Соленовского синклиория (где они принадлежат к середине разреза формаций), то можно приблизительно оценить размеры межъярусного перерыва (или разрыва), равного нижней половине формации - 300 м.

В Тим-Ястребовском депрессии-синклинии КМА регрессивная спилит-кератофир-туфовая формация первого яруса установлена на Коробковском, Стойленском, Северо-Стойленском и Лебединском участках. На

первых трех участках ее мощность выдерживается в пределах 10–50 м, а на Лебединском увеличивается до 160 м.

Н.И.Голивкин [43] в ее разрезе выделяет две толщи разного породного состава и мощности: нижнюю – корунд-мусковитовых сланцев и верхнюю – кварцевых порфиров.

Толща корунд-мусковитовых сланцев мощностью до 20 м содержит пропластки биотит-мусковитовых, графит-мусковитовых, ставролит-фукситовых, гранат-биотитовых и биотит-гранатовых сланцев. Она представляет собой толщу сложного переслаивания кислых туфосланцев и высокоглиноземистых парасланцев.

Толща кварцевых порфиров имеет более значительный перепад мощностей (от 10 до 150 м). Сложена она сланцеватыми кварцевыми порфирами разного цвета, увенчанными сверху пластом черноочковых кварц-серпичитовых сланцев с черными пакетами кварца, завернутого в биотит.

Как видно из приведенного породно-пластового состава, спилит-кератофир-туфовая формация КМА принадлежит к двум структурно-фациальным разновидностям: спилит-кератофир-туфосланцевой в Михайловской и Белгородской депрессиях и кератофир-туфосланцевой – в Тим-Ястребовском депрессии-синклинии. За пределами названных трех крупных депрессий регрессивная спилит-кератофир-туфовая формация фациально выклинивается.

В Криворожско-Кременчугской бортовой зоне эвгеосинклинали саксаганская базит-офиолитовая серия первого яруса до последнего времени считалась однородной и не поддающейся делению на свиты и формации. Сейчас в ряде недавно разобруренных синклиниев (Кременчугском, Желтореченском и Лихмановско-Высокопольском) в ней выявлены все три формации первого яруса: трансгрессивные метабазитовая и базит-ультрабазитовая и регрессивная спилит-кератофир-туфовая.

В Кременчугском депрессии-синклинии на южном Горькоплавненском участке наклонными скважинами структурно-профильного бурения получен перекрытый разрез всех трех формаций, включая регрессивную спилит-кератофир-туфовую. Мощность их равна 900, 300 и 700 м соответственно (см. рис. 5). Ритмо-пачковое строение разреза спилит-кератофир-туфовой формации отражает общую для эвгеосинклинали закономерность развития вулканизма регрессивных стадий мегаиндолов. От нижних пачек к верхним происходит смена основных вулканитов средними и кислыми с одновременным возрастанием эксплозивности последних.

Первая спилит-туфосланцевая ритмо-пачка основных пород мощностью 220 м сложена поровну равными пропластками (7–12 м) олигоклаз-роговообманковых амфиболитов и кварц-олигоклаз-биотит-роговообманковых туфосланцев. Причем в середине пачки, в стержневой ее части вме-

сто двух амфиболитовых пропластков развиты 3-метровые пропластки актинолит-роговообманкового амфиболита, изохимичного пироксенит-пикрита.

Вторая спилит-кератофир-туфосланцевая ритмо-пачка основных и средних пород мощностью 110–130 м образована кварц-олигоклаз-биотит-роговообманковыми туфосланцами, содержащими в основании 7-метровый пласт андезитовых порфиритов, а в середине разреза 3–5-метровые пропластки массивных амфиболитов.

Третья спилит-кератофир-туфосланцевая ритмо-пачка мощностью 270 м существенно отличается от второй по минеральному и химическому составу туфосланцев, амфиболитов и кератофиров. Кварц-олигоклаз-роговообманково-биотитовые туфосланцы и олигоклаз-биотит-роговообманковые амфиболиты петрохимически сопоставимы с андезито-базальтами, а массивные кератофиры, содержащиеся в основании пачки, сопоставляются с дацит-порфирами. Кроме того, в составе пачки заметную роль играют пропластки кварц-карбонат-хлорит-биотитовых туфосланцев, сосредоточенных в верхней трети разреза.

Четвертая кератофир-туфосланцевая ритмо-пачка мощностью 100–150 м представлена кварц-биотитовыми, кварц-серпент-биотитовыми, кварц-роговообманко-биотитовыми и альбит-кварц-роговообманко-биотитовыми туфосланцами и кератофирами, последние образуют подчиненные метровые пропластки в основании пачки. Все разновидности туфосланцев отличаются ноздреватыми и миндалекаменными текстурами с карбонат-кварцевым составом миндалин.

На туфосланцах четвертой пачки с большим перерывом и структурным несогласием залегает вторая пачка пород порфирит-железисто-кремнистого яруса, лишенного здесь первой базальной пачки конгломератов ввиду ингрессивного залегания последней в Горшнелавненской синклинали.

В Криворожском депрессии-синклинали спилит-кератофир-туфовая формация развита в южной Лихмановско-Высокопольской моноклинали. Здесь она засята густой сетью вертикальных картировочных и поисковых скважин на всем 30-километровом протяжении моноклинали. Однако ни одного перекрытого пересечения разреза наклонными скважинами пока не получено, поэтому сведения о ее породно-пластовом составе ограничены. В Лихмановско-Высокопольской полосе шириной 1,5–2,5 км спилит-кератофир-туфовая формация простирается беспрерывно в южной и юго-западной половине рядом с базит-ультрабазитовой и метабазитовой формациями первого яруса. Она представлена двумя толщами переслаивания туфосланцевых пластов с пластами микрогнейсов, кератофиров и амфиболитов. Нижняя толща отличается от верхней содержанием

редких пропластков ультрабазитов хлорит-тремолитового и актинолит-хлоритового состава.

Сплит-кратофир-туфовый формацией первого яруса исчерпывается анализ ритмо-пачкового строения осадочно-вулканогенного комплекса эвгеосинклинали. Из приведенных примеров проявления ритмо-пачек видна универсальность их развития во всех формациях и ярусах комплекса, в разных структурно-фациальных зонах и складчатых депрессиях разного порядка. Особенно четко ритмо-пачковое строение вырисовывается в крупнейших депрессиях разных зон, где развиты полнофациальные стратотипические разрезы отдельных формаций и целых структурных ярусов, отличающихся полным набором и равномерным распределением маркирующих горизонтов разных пород: железистых кварцитов и колчеданов, песчаников и конгломератов, известковых кварцитов и доломитов, туфосланцев кислого и среднего состава. В приведенных примерах описан также целый ряд случаев нечеткого ритмо-пачкового строения формаций в мелких и средних синклиналях, лишенных маркирующих горизонтов, или на участках, не имеющих перекрытых пересечений наклонными скважинами. Выделенные в этих случаях укрупненные ритмо-пачки и слаборасчлененные толщи также способствуют ритмо-фациальному анализу формаций и структурно-фациальному сравнению их со стратотипическими разрезами.

Важность и необходимость анализа ритмо-пачкового и породно-пластового строения формаций уже давно не нуждается в доказательствах. Эта особенность осадочно-вулканогенных формаций широко используется в практической и научной работе, начиная с геологической съемки всех масштабов и кончая анализом металлогении крупных рудных районов и геосинклинальных провинций. Ритмо-пачковое строение осадочно-вулканогенного комплекса отражает непрерывно-прерывистую ритмичность проявления фаций геосинклинального вулканизма: эффузивных, эксплозивных, эксгалиационных, гидротермальных и интрузивных. Она также является показателем очередности и объемов магматической дифференциации вулканизма на ультраосновные, средние, кислые магмы и рудные ликвации. Кроме того, терригенно-осадочные породы ритмо-пачек и формаций позволяют оценивать интенсивность геосинклинального рельефообразования по стадиям и фазам ярусных метациклов, а также по площадям структурно-фациальных зон эвгеосинклинали.

Ритмо-тектоника, осадки и вулканизм пластообразования

В ритмо-пачках геологических формаций и структурных ярусов наблюдается широкий диапазон вариаций пластового состава от сложных пяти-семипластовых до простых двухпластовых, а по породному набору от полностью вулканогенных и смешанных до существенно осадочных.

Большой сложностью отличаются ритмо-пачки двух нижних существенно вулканогенных ярусов рифтовой зоны. Они включают стержневые пласты ортопород, окаймляющие туфосланцевые и краевые железистые пласты, которые в ряде пачек базальной туфо-железисто-кремнистой формации второго яруса дополняются еще парасланцевыми и песчаниковыми. Кроме того, в них нередко проявляется дополнительная пропластовая ритмичность, отражающая мелкоритмичные пульсации вулканизма. Наряду с указанными полными ритмо-пачками в тех же ярусах рифтовой зоны широко развиты неполные трехпластовые варианты пачек, сложенные стержневым пластом ортопород и окаймляющими туфосланцевыми. Характерной особенностью их, как и полных ритмо-пачек, является симметричность породно-пластового строения.

В бортовых зонах сложные пятипластовые ритмо-пачки симметричного строения находятся в базальных и молассовых подсвитах верхних двух структурных ярусов. Стержневые пласты в них представлены тальковыми сланцами или железистыми кварцитами, известковыми кварцитами или ортопородами разного состава. Окаймляющие их сланцевые пласты подстилаются и перекрываются песчаниковыми пластами разного состава от гравелитов до алевроито-песчаников.

Во внутренних частях разрезов верхних двух структурных ярусов выделяются упрощенные двухпластовые ритмо-пачки, состоящие из сланцевых и железистых, из сланцевых и доломитовых пластов. Упрощены они искусственно для удобства в практической работе, потому что подлинные их границы, проходящие где-то по середине сланцевых пластов, не всегда удается обнаружить. Поэтому и приходится, по существу, трехпластовые и симметричные ритмо-пачки, сложенные одним стержневым и двумя сланцевыми пластами, переделывать в двухпластовые асимметричные.

Симметричное строение составляет характерную особенность разрезов большинства ритмо-пачек любой сложности. В них нижнему полуритму с трансгрессивным набором пластов противостоит идентичная, зеркально отраженная верхняя половина пачки с регрессивным расположением литофаций пород. Например, в пятипластовых ритмо-пачках криворожской серии песчаниковый, сланцевый и железистый пласты нижнего трансгрессивного полуритма отражены в верхнем полуритме пластами того же названия, но с противоположным регрессивным расположением в разрезе. Из приведенного простого примера видно, что в пределах ритмо-пачек вулканогенные эксгалиационно-осадочные железистые кварциты отлагались в нижней фазе тектонических пластообразующих ритмов, когда полностью прекращалось поступление грубообломочного, а затем и тонкого пелитового терригенного материала. Очевидно, в начале и в конце ритмов

большие массы последнего сильно разубоживали малообъемные химические осадки.

В сложно построенных существенно вулканогенных ритмо-пачках железистые пласты смещены на середину или верхнюю часть разрезов. Этим положением определяются время и условия их накопления в вулканически активных депрессиях. Химические железисто-кремнистые осадки отлагались здесь в средние и верхние фазы пластообразующих тектономагматических ритмов вслед за бурными событиями эффузивного и туфового накопления нижней фазы ритма. При этом, если депрессия в какое-то время была недостижимой для терригенного материала, пластообразование в полных ритмо-пачках заканчивалось железистыми пластами, а в неполных — туфовыми.

Следовательно, породно-пластовый состав и полнота ритмо-пачек могут служить критерием тектономагматического режима и условий осадконакопления в каждой отдельной части формаций и структурных ярусов осадочно-вулканогенного комплекса.

Метабазитовая формация первого яруса представлена по разрезу и повсеместно в рифтовой и бортовых зонах существенно вулканогенными ритмо-пачками, многие из которых, особенно в рифтовой зоне, имеют полный набор пластов, включая железистые, туфосланцевые и стержневые пласты ортопород. Это значит, что начальный геосинклинальный вулканизм был сравнительно однородным в региональном плане, а во времени характеризовался низкоградиентной дифференциацией мантийного базальтового пиролита на основные и умеренно ультраосновные магмы с ветвью ультраосновных железисто-кремнистых эксгальций и малой степенью explosивности основных пород. Отсутствие в ритмо-пачках терригенных пород указывает на еще слабую расчлененность начального рельефа эвгеосинклинали.

Базит-ультрабазитовая формация первого яруса относится к образованиям нижней фазы рифтогенного тектономагматического мегацикла. Как и метабазитовая, она сложена только вулканогенными ритмо-пачками, породно-пластовый состав которых отражает дальнейший рост градиента магматической дифференциации базальтового мантийного пиролита. В это время из мантийных глубин в вулкано-тектонические депрессии осуществлялись пульсации ультраосновных, основных и кислых магм, ультраосновных железисто-кремнистых эксгальций, рудно-сульфидных ликваций, сольфатар и гидротермальных растворов. Магматическая дифференциация была довольно контрастной также в региональном плане. Самый высокий ее градиент отмечен в осевых депрессиях рифта, высокий — в прибортовых депрессиях и средний до низкого — в бортовых структурно-фациальных зонах. Терригенные породы в ритмо-пачках раз-

виты спорадически (Западно-Грановский участок) и отражают еще слабую расчлененность подводного геосинклинального рельефа, погруженного на большие глубины.

Регрессивная спилит-кератофир-туфовая формация первого яруса отличается большим разнообразием породно-пластового состава ритмо-пачек в отдельных частях разреза, а также в разных структурно-фациальных зонах и вулканотектонических депрессиях. Она представлена вулканогенными, смешанными вулканогенно-осадочными и осадочными ритмо-пачками разной сложности строения.

Существенно вулканогенные ритмо-пачки, составляющие нижнюю подсвиту формации, имеют спилит-туфосланцевый или спилит-кератофир-туфосланцевый состав с редкими пропластками туфоультрабазитов в отдельных депрессиях. Как и ритмо-пачки подстилающих формаций, они почти не содержат терригенных пластов и подобны им в структурно-фациальном отношении.

Средняя подсвита этой формации образована спилит-кератофир-туфосланцевыми и кератофир-туфосланцевыми ритмо-пачками с пластами туфопесчаников в отдельных депрессиях. Эти ритмо-пачки, как и сама подсвита, характеризуются заметными вариациями структурно-фациальных изменений в региональном плане от существенного вулканогенного до вулканогенно-осадочного породно-пластового состава.

Верхняя подсвита формации подвержена наиболее резким структурно-фациальным изменениям. В осевых депрессиях рифта она представлена вулканогенными спилит-кератофир-туфовыми ритмо-пачками, включающими крупные пласты кислых и ультракислых ортопород дацит-липаритовой подформации сурского типа. В бортовых депрессиях-синклинариях все ритмо-пачки и сама верхняя подсвита фациально трансформируются в кератофир-туфомолассовый тип осадочных пород с резким преобладанием туфопесчаников и парапесчаников алеврит-псаммитовой структуры. В бортовых зонах вся подсвита фациально выклинивается.

Таким образом, состав ритмо-пачек регрессивной спилит-кератофир-туфовой формации отражает резкую дифференциацию магматизма в пределах подсвит и отдельных пластообразующих ритмов на основные, кислые и ультракислые магмы. Он также определяет возрастание доли кислых пород в ущерб основным и повышение эксплозивности вулканизма снизу вверх по разрезу формации. Кроме того, в верхних ритмо-пачках формации резко нарастают объемы терригенных пород, указывающие на интенсификацию геосинклинального рельефообразования и размыва поднятых в регрессию участков дна эвгеосинклинали.

Во втором порфирит-железисто-кремнистом ярусе ритмо-пачковое строение и породно-пластовый состав формаций отражают расцвет экспа-

ляционного железисто-кремнистого и взрывного вулканизма на всей территории эвгеосинклинали. Во всех формациях этого яруса широко развиты железистые туффито-сланцы и туфосланцы, а в крупных железисто-кремнистых формациях (базальной рифтовой и бортовых) доминирующее значение приобретают железистые кварциты и кварцито-сланцы разных осадочно-геохимических фаций.

В рифтовой зоне в большей мере и в бортовых зонах - в меньшей эффузивно-эксталяционный вулканизм второго ярусного мегацикла сопровождается эффузивным магмонакоплением порфиритов повышенной железистости и известковистости: авгитофировых, плагиофировых и андезитовых порфиритов, магнетитовых диабазов, умеренных пикрит-пироксенитовых ультрабазитов и кератофиров трахит-дацитового ряда.

Базальная туфо-железисто-кремнистая формация второго яруса характеризуется большой четкостью ритмо-пачкового строения благодаря равномерному чередованию туфосланцевых и маркирующих железистых пластов. Большинство пачек этой формации имеет трехпластовое строение, а отдельные базальные пачки за счет дополнительных песчаниковых пластов преобретают пятипластовый состав.

Наиболее обильное накопление железистых пород в ритмо-пачках базальной туфо-железисто-кремнистой формации, очевидно, связано с переходной (переломной) фазой смены тектонического режима эвгеосинклинали с регрессивной стадии первого на трансгрессивную стадию второго ярусного мегацикла. В начальную фазу последнего интенсивное до этого туфонакопление постепенно и прерывисто затухало, а эффузивное магмонакопление, свойственное средним и нижним фазам мегациклов, еще не наступило. Благодаря этому периодически создавались на больших участках депрессий необходимые гидродинамические и гидрохимические условия осадконакопления железисто-кремнистых пород. Для этой формации характерно наблюдаемое во многих депрессиях полное фациальное замещение железистых пластов в ритмо-пачках туфосланцевыми пластами на тех участках, где туфонакопление оставалось интенсивным. Это видно по большой мощности базальной туфовулканогенной формации, сменяющей по простиранию базальную туфо-железисто-кремнистую. В Сурском депрессии-синклинии такое замещение происходит на Южно-Петровском, Широковском и Аполлоновско-Соляном участке; в Чертомлыкско-Соленовском депрессии-синклинии - в Соленовской синклинии; а в Белозерском районе - на восточном крыле синклинии.

Единая сланцево-железисто-кремнистая формация бортовых зон принадлежит ко всему второму ярусу. Нижняя часть ее разреза служит структурно-фациальным эквивалентом базальной туфо-железисто-кремнистой формации рифтовой зоны. Здесь характерны трехпластовые ритмо-пачки

из железистых и сланцевых пластов, а в базальном горизонте — пятипластовые пачки с песчаниковыми пластами в основании. Середина стратиграфического разреза этой формации, в отдельных ритмо-пачках которой наряду с железистыми и сланцевыми пластами содержатся ортопороды и колчеданы, сопоставляется в структурно-фациальном отношении с порфиритовой и порфирит-ультрабазитовой формациями рифтовой зоны. Одновременно верхняя регрессивная свита единой сланцево-железисто-кремнистой формации является структурно-фациальным вариантом регрессивной порфирит-туфовой формации рифтовой зоны. В ее разрезе доминируют трехпластовые ритмо-пачки из железистых и сланцевых пластов, а на самом верху свиты в пачках появляются песчаниковые пласты моласс.

Таким образом, ритмо-пачки единой сланцево-железисто-кремнистой формации, отражающие породно-пластовое сочетание осадочных пород с эксталяционно-осадочными, туфо-осадочными и эффузивными, четко определяют на бортах эвгеосинклинали тектонические фазы пластообразующих ритмов и крупных ярусных мегациклов (см. табл. 2).

Порфиритовая формация второго яруса развита в рифтовой зоне и особенно полно в депрессиях осевой цепочки структур. В нижней части ее разреза находятся ритмо-пачки туфового состава, в средней — преимущественно порфиритового и на верху разреза — порфирит-ультрабазитового. В разных депрессиях размеры этих частей изменяются, но порядок их расположения в основном выдерживается. Во многих полных ритмо-пачках этой формации хорошо видно стержневое положение ортопород разного состава и окаймляющая позиция туфосланцевых и железистых пластов. Последние маркируют ритмичные перерывы эффузивно-эксплозивного вулканизма.

Регрессивная порфирит-туфовая формация второго яруса развита в рифтовой зоне локально и еще недостаточно изучена. В Сурской и Чертомлыкской депрессиях известно только широкое развитие в ее составе туфосланцев, а в Белозерской депрессии — также туфопесчаников, отражающих регрессию и новое интенсивное рельефообразование донной поверхности эвгеосинклинали.

Известково-кремнистая формация третьего яруса представлена ритмо-пачками разной сложности. В крупных депрессиях-синклиналиях Криворожско-Кременчугской бортовой зоны в ней развиты полные пятипластовые ритмо-пачки из песчаниковых, сланцевых и известково-кремнистых (или доломитовых) пластов. В середине разреза формации ритмо-пачки упрощаются до трехпластовых в связи с выпадением песчаниковых пластов.

В ряде депрессий Азово-Павлоградской и торцевой бортовой зоны КМА в составе формации наряду с осадочными находятся осадочно-вул-

каногенные ритмо-пачки и целые подсыты, представленные эффузивами разного состава и туфосланцами, а в редких случаях и железистыми кварцитами. Кроме того, на окраинах вторичных прогибов ритмо-пачки осадочного типа фациально упрощаются по простиранию до однопластовых пачек, слагающих толщи монотонно-сланцевой и монотонно-гнейсовой формаций.

Следовательно, в ритмо-пачках известково-кремнистой формации вторичных прогибов, как и в бортовой сланцево-железисто-кремнистой формации второго яруса, наблюдается аналогичное сложное сочетание осадочных пород разных литофаций с эксгальзионно-осадочными, туфо-осадочными и эффузивными породами. Они позволяют определять тектонические фазы пластообразующих ритмов и крупных ярусных мегациклов: верхние, средние и нижние (см. табл. 2).

В существенно осадочных ритмо-пачках обе верхние фазы (начальная и конечная) отмечены обильными груботерригенными осадками, средние — пелитосланцевыми пластами и нижние — известково-кремнистыми (или доломитовыми). В ритмо-пачках вулканогенного типа стретневые пласты ортопород отвечают нижней фазе ритма, окаймляющие туфосланцевые — средним и верхним фазам, последние из которых иногда маркируются также железистыми пропластками.

В заключение отметим, что ритмо-пачки являются основной ячейкой ритмо-фациального анализа отдельных ярусов и всего осадочно-вулканогенного комплекса в депрессиях любого размера всех структурно-фациальных зон эвгеосинклинали. В геологических формациях и структурных ярусах каждая вышележащая ритмо-пачка, как правило, отличается от подстилающей заметными изменениями пород в одном-двух, а то и во всех пластах, выпадением из разрезов пачек одних пластов и заменой их новыми пластами, не наблюдавшимися в подстилающих ритмо-пачках. Таким образом, пачка за пачкой в формациях и структурных ярусах воспроизводятся ритмо-фациальные и тектоно-магматические изменения, носящие двойкий характер — трансгрессивный или регрессивный. По ним определяются трансгрессивные и регрессивные стадии ярусных мегациклов и их тектонические фазы: верхняя, средняя и нижняя. Достоверность их диагностики тем выше, чем больше ритмо-пачек в разрезах формаций и ярусов и больше маркирующих пластов, по которым выполняется ритмо-фациальный анализ. Такие полнофациальные стратотипические разрезы ярусов с трансгрессивными и регрессивными свитами обычно свойственны самым крупным депрессиям-синклиниям, количество которых, к сожалению, резко ограничено одной-двумя структурами в каждой структурно-фациальной зоне.

СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ И ЯРУСНЫЕ МЕТАЦИКЛЫ

В бортовых зонах Криворожско-Курской эвгеосинклинали состав структурных ярусов во многих депрессиях резко разнопородный, границы размежевания по базальным горизонтам конгломератов четкие. Поэтому они уже давно выделяются как крупные стратиграфические единицы, однако под разными названиями: отделы, свиты или серии. Первые определения их в качестве структурных ярусов находятся в работах Н.П.Семеновенко [131-133; 31, 114], Ю.Ир.Половинкиной [120, 121], Г.И.Калыева [70], И.Н.Бордунова [19-25], посвященных Большому Кривому Рогу, а также в работах В.Д.Полищука, Н.С.Зайцева и Н.И.Голивкина [30], посвященных КМА.

Н.П.Семеновенко, уделивший много внимания анализу складчатых структур Криворожского района, установил в разрезе комплекса значительные перерывы в отложениях, размыв мощных толщ и несогласное залегание пород, вызванные проявлением нескольких фаз складчатости в период накопления осадков. На этом основании он выделил отдельные серии пород — метабазитовую, криворожскую и верхнекриворожскую. Особенно четко, по данным Н.П.Семеновенко, проявляется несогласие между криворожской и верхнекриворожской сериями, последняя залегает на дислоцированной и размытой криворожской серии, местами на породах метабазитовой серии и даже на архейских гранито-гнейсах.

Ю.Ир.Половинкина также проводит резкие границы между указанными тремя сериями пород. По ее мнению, в промежутках между ритмами их осадконакопления проявлялись фазы складчатости и связанные с ними значительные перерывы в отложениях, а также подчиненные складчатости крупные гранитные интрузии.

В стратотипическом разрезе второго яруса крупного Кременчугского депрессии-синклиналя нам [19] удалось определить ритмо-фациальную сущность второго ярусного метацикла, представленного трансгрессивной и регрессивной тектоническими стадиями. В каждой из них вы-

явлены последовательно расположенные ритмо-пачки с железистыми пластами окисной, карбонатной и сульфидной осадочно-геохимических фаций в сочетании с окаймляющими пластами разных литофаций терригенных пород и стержневыми пластами ортопород и туфосланцев. Позднее, в 1978–1979 гг. с помощью уже апробированного ритмо-фациального анализа трансгрессивные и регрессивные тектонические стадии нами были выявлены в стратотипическом разрезе Сурского депрессии-синклинали, а по ним и два нижних структурных яруса, залегающих без видимых перерывов и несогласий [21–23]. Это позволило определить для рифтовой зоны границу раздела первых двух ярусов по базальной туфо-железисто-кремнистой формации, принадлежащей к смежным – верхним тектоническим фазам обоих ярусных мегациклов.

Таким образом, благодаря работам по ритмо-фациальному анализу структурных ярусов мы получили возможность структурно-фациальной корреляции их в региональном плане между рифтовой и бортовыми зонами, а также определения фациальной полноты разрезов структурных ярусов в разобобщенных депрессиях разного порядка каждой зоны. Несомненно, что ритмо-фациальный анализ структурных ярусов лучше проводить комплексно по двум-трем основным компонентам формаций, скажем, осадочным и вулканогенным породам. Наш опыт показывает, что оба анализа дают сопоставимые результаты как на локальных участках – в каждой отдельной депрессии, так и в самом широком плане – на всей площади эвгеосинклинали. Следует при этом отметить важность и актуальную необходимость этих работ для решения многих вопросов геологии, стратиграфии, рудоносности крупных и мелких депрессий, а в них крупных и мелких подразделений осадочно-вулканогенного комплекса. Выявленные особенности фациально-осадочной и вулканической цикличности структурных ярусов раскрывают также общую направленность тектоно-магматического развития и осадконакопления докембрийской эвгеосинклинали от яруса к ярусу и внутри каждого яруса.

Тектоно-осадочные мегациклы структурных ярусов

В Криворожско-Курской эвгеосинклинали тектоно-осадочные мегациклы структурных ярусов надежно определяются по осадочно-геохимическим фациям железисто-кремнистых и известково-кремнистых пород. Железисто-кремнистые породы как вулканогенные эксгалиционные химические осадки характеризуют цикличность нижних двух ярусов рифтового этапа, в которых они широко распространились как по площади, так и по разрезу. В рифтовой зоне они находятся в ритмо-пачках в парагенезисе с туфовыми и эффузивными породами, а в бортовых, в тех же

ярусах, — также с терригенными породами сланцевых и песчаниковых пластов.

Следовательно, ритмо-фациальный анализ железистых пластов комплекса открывает возможности прямого структурно-фациального сопоставления не только целых ярусов, но также их трансгрессивных и регрессивных свит в разных зонах и депрессиях эвгеосинклинали при любой удаленности их друг от друга.

Известково-кремнистые породы являются специфическими эксталяционно-химическими осадками вторичных краевых прогибов орогенного геосинклинального этапа. Полнофациальное их развитие во многих крупных депрессиях-синклинориях прогибов определяется тремя фациальными типами: кварцитами, известковыми кварцитами и доломитами. В помощь им при анализе мегацикла третьего яруса иногда удается привлекать также терригенные породы разных литофаций.

Осадочно-геохимические фации железисто-кремнистых пород

Железисто-кремнистые породы разных осадочно-геохимических фаций различаются по многим признакам первичного осадочного происхождения. Каждой из них присущи своеобразные полосчатые текстуры и микроструктуры, минеральный и химический состав, примеси микроэлементов и особое положение в полных разрезах структурных ярусов.

Тонкополосчатые магнетитовые кварциты и джеспилиты красноцветной фации отличаются резким преобладанием окисных рудных минералов — магнетита, железной слюдки и внутризернового гематита в кварце, над второстепенными железистыми карбонатами, силикатами и алюмосиликатами. Для них характерно также самое низкое содержание фосфора, серы и германия. Ритмо-пачки с пластами этих пород иногда содержат песчаниковые пласты и принадлежат к нижним и верхним частям разрезов полных структурных ярусов.

Среднеполосчатые карбонат-магнетитовые и амфибол-магнетитовые кварциты пестроцветной фации содержат магнетит и магнезиально-железистые карбонаты примерно в равном количестве или развиты за счет последних магнезиально-железистые амфиболы, пироксены, оливин. Ритмо-пачки с пластами этих пород принадлежат к средним тектоническим фазам полных ярусных мегациклов.

Грубополосчатые магнетит-карбонатные и магнетит-амфиболовые кварциты сероцветной фации отличаются от двух предыдущих типов пород заметным превосходством породообразующих магнезиально-железистых карбонатов или развитых за их счет амфиболов над магнетитом. Эти кварциты обогащены фосфором, серой и германием, содержание которых утраивается по сравнению с магнетитовыми кварцитами и джеспилитами красноцветной фации.

Массивно-полосчатые и грубополосчатые колчеданы и туфоколчеданы резко отличаются по внешним признакам от всех предыдущих железистых пород. По составу рудной группы минералов среди них выделяются железные, медные и никелевые колчеданы, находящиеся в ритмо-пачках средней части разреза фациально наиболее полных структурных ярусов.

Докембрийские красноцветная, пестроцветная, сероцветная и колчеданная осадочно-геохимические фации железисто-кремнистых пород впервые для Украины были описаны в Кременчугском [19, 22] и Сурском [21] районах, где каждой из них принадлежат крупные железистые пласты большой мощности и протяженности. Как выяснилось при многочисленных сравнениях, разрезы названных двух районов эвгеосинклинали являются фациально наиболее полными — стратотипическими. В них четко выражена закономерная последовательность расположения фаций в разрезах структурных ярусов: прямая в трансгрессивных и обратная в регрессивных свитах. Также выяснились особенности редуцированных разрезов средних и мелких синклиналей, в которых набор фаций обычно ограничен одной-двумя разновидностями, принадлежащими обычно к маломощным трансгрессивным свитам. Регрессивные толщи в мелких и средних синклиналях, как правило, отсутствуют.

При подготовке настоящей книги критерии выделения железистых фаций значительно уточнены и расширены за счет химических анализов пород из других районов эвгеосинклинали. Пять основных индексов, вычисляемых по силикатным анализам железистых пород, определяют сейчас осадочно-геохимические фации отдельных пород и целых железистых пластов: красноцветности, сероцветности, сульфидности, кремнеземистости и кластомиктности.

Индекс красноцветности O выражает отношение окисного железа, связанного в гематите и магнетите, к закисному железу магнетита, карбонатов и силикатов. Этот индекс равнозначен коэффициенту окисления пород по систематике Н.П.Семененко [114].

Индекс сероцветности $M+C$ определяется суммой магнезиальности и известковистости пород, которые в основном отражают количество и состав карбонатов ряда сидерит — магнезит и кальцит — магнезит. Заметим, что индекс сероцветности мог бы выражаться непосредственно содержанием углекислоты в породе, если бы она была более устойчивой при метаморфизме железистых пород. Многочисленные наши наблюдения железистых пластов разных фаций указывают на малую сохранность карбонатов в метаморфических породах и часто полное их замещение магнезиально-железистыми куммингтонитами, актинолитом, пироксенами или оливином, состав которых подобен первичным карбонатам лишь количе-

ством и соотношениями железа, магния и кальция. Поэтому приходится пользоваться косвенным магнезиально-известковым индексом сероцветности железистых пород и при этом всякий раз учитывать, что часть магния и кальция может относиться к туфовым примесям, особенно в тех кварцитах, которые отличаются большой примесью алмосиликатов или высоким индексом кластомиктности A .

Индекс сульфидности S , выраженный отношением молекулярного общего железа к сере, указывает на относительное фазовое количество колчеданов по сравнению с другими железистыми минералами.

Индекс кремнеземистости Si/FMC определяет пропорции первичного соосаждения гелей кремния и химических соединений железа, магния, кальция. Он вычисляется по формуле $SiO_2 / (2Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO)$.

Индекс кластомиктности A равнозначен коэффициенту глиноземистости пород по систематике Н.П.Семененко [114]. В железистых породах он отражает механические примеси глинистых пелитов и туфопелитов на более эксплозивных пород комплекса: кислых, средних и основных.

Весьма показательно для фаций железистых кварцитов содержание железа общего и магнетитового, определяемое непосредственно фазовыми химическими анализами. Их числовые значения, как и значения основных фациально-геохимических индексов, градуируют каждую фацию весьма определенно (табл. 5).

Из табл. 5 также видно, как от красноцветной к сероцветной фации убывают значения индекса красноцветности, железа общего и магнетитового и как в том же направлении выстраивается шкала возрастающих значений по индексам сероцветности и кремнеземистости пород. Таким образом, образуются две группы фациально-геохимических индексов с положительной корреляцией их внутри групп и отрицательной между членами разных групп. Эти особенности корреляции индексов здесь использованы для составления парных и тройных отношений между ними и построения по ним фациально-геохимических диаграмм, на которых четко очерчиваются фигуративные поля осадочно-геохимических фаций железистых кварцитов и других железистых пород. Очень наглядная диаграмма осадочно-геохимических (железистых) фаций в системе коэффициентов $A-F(M+C)$ (рис. 7) отражает зависимость содержания общего железа от индексов сероцветности и кластомиктности, находящихся в сильной отрицательной корреляции по отношению к железу и в слабой положительной корреляции между собой.

По индексу кластомиктности A железистые породы осадочно-вулканогенного комплекса делятся на три большие литологические группы: железистые кварциты (A менее 8); кварцито-сланцы и туфокварциты ($A = 8-17$); железистые туффиты и туфосланцы (A более 17). Третья группа

Т а б л и ц а 5. Фоновые границы и средние значения ($\bar{X}$) основных параметров главных железистых гео-химических фаций

Поле фации	Фация	Количество анализов	θ			$M + C$			$Fe_{общ}$			$Fe_{магн}$			Si / FMC		
			От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$
I	Красноцветная джеспитовая (окисная)	88	0,80	2,00	1,10	3	12	9	30	45	35	20	36	25	0,60	1,20	0,90
II	Красноцветная магнетитовых кварцитов (закисно-окисная)	103	0,40	1,00	0,70	10	25	15	27	40	32	24	38	28	0,85	1,40	1,05
III	Пестроцветная карбонат-магнетитовых и амфибол-магнетитовых кварцитов (окисно-закисная)	95	0,20	0,60	0,40	15	35	22	20	35	23	12	28	17	1,00	1,60	1,30
IV	Сероцветная магнетит-карбонатных и магнетит-амфиболовых кварцитов (закисная)	47	0,10	0,35	0,15	22	52	30	12	30	19	7	22	12	1,10	1,80	1,50
	-Сероцветная кварцито-сланцевая (закисная)	72	0,03	0,35	0,07	10	24	16	10	26	17	3	12	7	1,20	2,15	1,70
	-Колчеданно-кремнистая и туфоколчеданная	5	0,01	0,05	0,01	9	17	12	28	34	31	1	2	1,5	0,54	0,83	0,66

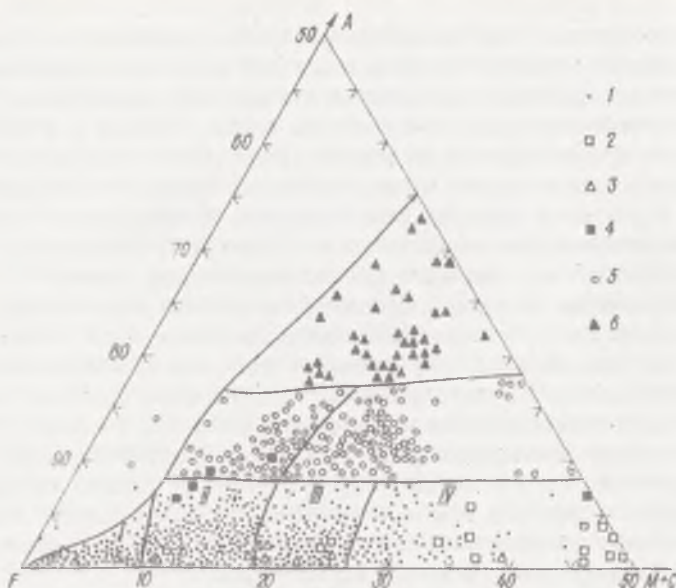


Рис. 7. Диаграмма $A-f-(M+C)$ осадочно-геохимических (железистых) фаций.

Породы: 1 — железистые кварциты; 2 — железистые карбонатные руды; 3 — такониты; 4 — туфколчеданы; 5 — кварцито-сланцы; 6 — железисто-кремнистые туффиты. I — VI — осадочно-геохимических фации

пород граничит по правой кромке диаграммы с группой железисто-известковых порфиров — авгитофировых, плагиофировых и андезитовых. Отметим, что фациально-геохимические особенности последних двух групп железистых пород в деталях еще не разработаны, и их фигуративные поля на диаграмме не разделены на железистые фации так подробно, как это сделано для железистых кварцитов. Поэтому кварцито-сланцы и туфкварциты почти не используются для ритмо-фациального анализа ярусных мегациклов.

Кварцито-сланцы и туфкварциты обычно занимают краевые части крупных и мелких пластов железистых кварцитов на контакте со сланцевыми или туфосланцевыми пластами. В редких разрезах они образуют самостоятельные железистые пласты. Их осадочно-геохимические фации часто совпадают с фациями железистых кварцитов середины того же пласта. Однако нередки случаи больших отклонений, обусловленные чрезмерным обогащением краевых частей железистых пластов магнезиально-железистыми карбонатами или развитыми за их счет амфиболами. Дело в том, что кварцито-сланцы и туфкварциты краевых частей железистых пластов

являются как раз теми смешанными железистыми породами, в которых господствует открытое Н.М.Страховым [144] аутигенное минералообразование при диагенезе под влиянием больших масс механических примесей в химическом железисто-кремнистом осадке. Поэтому при ритмо-фациальном анализе ярусных мегациклов предпочтение отдавалось железистым кварцитам средних частей железистых пластов, отличающихся малой и ничтожной примесью алмосиликатов. Их минеральный состав обусловлен фациально-геохимическими условиями кристаллизации химического осадка без ощутимого влияния механических примесей.

Железистые кварциты в противоположность кварцито-сланцам и туфокварцитам имеют гораздо более контрастные фациальные отличия по внешнему виду, минеральному составу и значениям фациально-геохимических индексов. На диаграмме (рис. 7) железистые кварциты разных фаций расположились беспрерывной лентой вдоль оси $F - (M+C)$. Железистые породы колчеданных фаций в отдельное фигуративное поле не обособляются, так как на диаграмме не учтен их главный индекс — сульфидность пород. А индекс сероцветности для колчеданов, как видно, является вспомогательным и не характерным. По его значению анализы колчеданов ложатся в поля других пород.

Малокварцевые магнетит-сидероплезитовые руды Осколецкого месторождения КМА на диаграмме (рис. 7, значок 2) ложатся в поля пестроцветной и сероцветной фаций осадков, а метасоматические карбонатные руды Дальних Западных полюс Западно-Анновского участка Криворожья обособляются в отдельное облако точек за пределами поля сероцветов.

На диаграмме (рис. 7) также показаны анализы высокометаморфизованных кварц-пироксен-оливиновых таконитов Восточного Приазовья и Правобережного района Криворожско-Кременчугской бортовой зоны. Вопрос их генезиса и первичного состава еще не решен, поэтому проведенное сравнение анализов таконитов и менее метаморфизованных железистых пород представляет несомненный интерес. По общей железистости, индексам сероцветности $M+C$ и кластомикстности A такониты отвечают железистым кварцитам, однако отличаются от них чрезвычайно низким индексом красноцветности ($0,01-0,04$). Последний указывает на почти полное отсутствие магнетита в породе. Как увидим далее, такая низкая малорудность железистых пород свойственна только железистым туффитам и туфокварцитам. Возможны два предположения: 1) малоглиноземистые такониты представляют собой редкую разновидность туффитов высокожелезистых ультраосновных эксплозий и 2) они являются обычными железистыми кварцитами, в которых не только карбонаты, но и оксиды железа метаморфически преобразованы в магнезиально-железистые ортосиликаты — пироксены и оливин.

Свободное поле на диаграмме (рис. 7), примыкающее к оси $A-F$ полностью принадлежит к богатым железным рудам и пестрым каолинам коры выветривания железистых пород и ортопород комплекса. Руды и пестрые каолины отличаются от исходных пород полной потерей магния и кальция, а также щелочей и превращением их прежних карбонатных и силикатных минералов в гидроксиды железа и каолин, а магнетита — в мартит. Фигуративные точки многочисленных анализов руд и каолинов в этом поле не показаны для облегчения диаграммы.

Фациально-геохимическая диаграмма $A-F-(M+C)$ впервые была составлена нами по материалам изучения железистых фаций Кременчутского и Сурского железорудных районов [21, 22]. В железистых формациях этих районов очень характерными и важными для фациального анализа оказались магнезиально-железистые карбонаты ряда сидерит — магнезит и развитие по ним силикаты ряда куммингтонит — гринерит. Последние образуются в железистых кварцитах по карбонатам в наиболее метаморфизованных участках складок — подвернутых крыльях и шарнирах, на поперечных поднятиях. В магнетитовых кварцитах и железослюдко-магнетитовых джеспилитах красноцветной фации эти минералы имеют акцессорное значение и характеризуются высокой железистостью; ассоциируют сидерит — гринерит. В карбонат-магнетитовых и куммингтонит-магнетитовых кварцитах пестроцветной фации количество карбонатов или куммингтонита выравнивается с магнетитом и достигает 8–15% объема пород. Химический состав их становится более магнезиальным и отвечает сидероплезиту и куммингтониту, содержащим 10–20% минералов магнезита или купфферита. В магнетит-карбонатных и магнетит-куммингтонитовых кварцитах сероцветной фации карбонаты или развитый по ним куммингтонит играют роль главных породообразующих минералов и становятся еще более магнезиальными. Первые представлены рядом пистомезит — мезитит, а в отдельных пропластках достигают состава брейнерита. Развитый по этим карбонатам куммингтонит (на участках более метаморфизованных кварцитов) на 40–60% представлен минералом купфферита. В железистых породах этих районов изучен также акцессорный доломит, состав которого меняется от доломита до паранкерита, однако количество его в породах разных фаций остается незначительным.

Раскрытие указанной закономерности развития магнезиально-железистых карбонатов и куммингтонита дало возможность количественной градации индексов сероцветности разнофациальных пород и графического изображения их на разных диаграммах осадочно-геохимических фаций. С индексом сероцветности $(M+C)$ в сильной отрицательной корреляционной связи находится его прямой антипод — индекс красноцветности железистых пород θ . Их парные отношения и выделенные по ним фигуратив-

ные поля разных фаций показаны на диаграмме $O - (M+C)$ (рис. 8). Железистые кварциты на этой диаграмме обособляются в единую длинную полосу обратной связи, с последовательным расположением в ней фигуративных полей отдельных осадочно-геохимических фаций. Рядом с протяженной полосой железистых кварцитов отдельное, сильно суженное поле занимают железистые породы других литофаций: железистые туфосланцы и железисто-кремнистые туффиты, кварцито-сланцы и туфокварциты. Эти породы отличаются малыми значениями индексов красноцветности и сероцветности и узким диапазоном их рассеяния (индекс красноцветности изменяется от 0 до 0,40, а сероцветности — от 10 до 25). Характерно также наиболее густое скопление точек анализов этих пород по соседству с полями сероцветных и пестроцветных кварцитов.

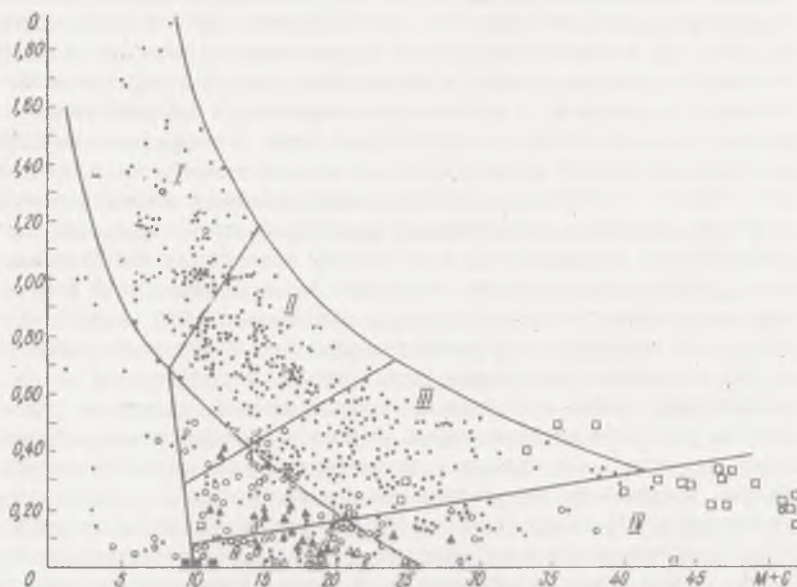


Рис. 8. Диаграмма $O - (M+C)$ осадочно-геохимических (железистых) фаций. Условные обозначения см. на рис. 7

На диаграмме $O - (M+C)$ (рис. 8) почти все железистые породы, обозначенные отдельными значками, ложатся в те же фигуративные поля фаций, что и на диаграмме $A - F - (M+C)$ (рис. 7), за исключением таконитов. Они перемещаются в поле туфосланцев, с которыми роднят их низкие индексы красноцветности и сероцветности, а также, возможно, и их первоначальный туфо-ультрабазитовый состав.

Магнетит-сидероплезитовые руды Осколецкого месторождения КМА находятся в тех же полях пестроцветной и сероцветной фаций железистых кварцитов, а Криворожские железисто-карбонатные метасоматиты Дальних Западных полос Западно-Анновского участка образуют отдельное облако точек далеко за пределами поля сероцветной фации. В поле туфосланцев ложатся колчеданы.

При описании железистых кварцитов бортовых зон эвгеосинклинали обращалось внимание на текстурные различия этих пород, выраженные изменчивой шириной кварцевых и рудных полосок. Отмечались тонкополосчатые текстуры кварцитов и джесилитов красноцветных фаций, разнополосчатые текстуры пестроцветных, грубополосчатые – сероцветных и массивно-грубополосчатые – колчеданов. Основным переменным компонентом этих текстур являются кварцевые слойки, мощность которых изменяется от долей миллиметра до десяти сантиметров. В зависимости от текстурных вариаций разнофациальных пород изменяется их индекс кремнеземистости Si/FMC . Этот индекс находится в отрицательной корреляционной связи с индексом красноцветности O , хотя выражена она не так сильно, как в рассмотренных выше отношениях индексов O и $M+C$. В рифтовой зоне текстурные различия железистых пород в обоих ярусах выражены менее четко и поэтому зависимость между индексами кремнеземистости и красноцветности здесь заметно ослабевает.

Осадочно-геохимические фации железистых пород бортовых зон эвгеосинклинали показаны на диаграмме $O-Si/FMC$ (рис. 9). Принадлежат они в основном единой сланцево-железисто-кремнистой формации второго яруса, которая отличается развитием крупных железистых пластов, середина которых обычно представлена чистыми кварцитами с ничтожной примесью аллюмосиликатов, а следовательно, и очень низким индексом кластомиктности A . На этой диаграмме железистые породы образуют две количественно неравноценные полосы A и B . В полосе A обособляются железистые кварциты из разных осадочно-геохимических фаций нормального осадочного профиля (I–IV); в полосе B – малокварцевые железистые породы и руды, характеризующиеся локально-спорадическим развитием. Это уже упоминавшиеся магнетит-сидероплезитовые руды Осколецкого месторождения КМА и карбонатные метасоматиты Криворожья, колчеданы Кременчугского района и такониты Приазовья и Правобережья. В эту полосу ложатся немногие точки кварцито-сланцев краевых частей тех железистых пластов, которые обогащены карбонатами. В поле IV (полоса A) кроме магнетит-карбонатных и магнетит-амфиболовых кварцитов попадают также почти все кварцито-сланцы и туффиты краевых частей железистых пластов независимо от того, к какой фации принадлежат сами железистые пласты.

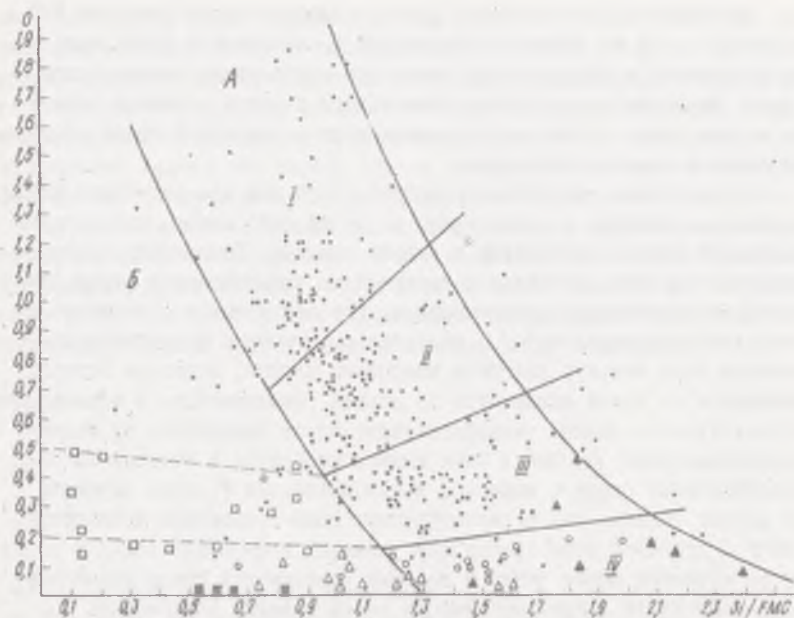


Рис. 9. Диаграмма $O-Si/FMG$ осадочно-геохимических (железистых) фаций бортовых зон эвгеосинклинали.
Условные обозначения см. на рис. 7

Диаграмма $O-Si/FMG$ осадочно-геохимических железистых фаций (рис. 10) рифтовой зоны отражает общее фациальное деление железистых кварцитов и вместе с тем учитывает отдельные особенности химического осадконакопления. Здесь обособляются два типа этих пород: нормальные железисто-кремнистые криворожские (полоса *A*) и аномальные железорудные осколецкие (полоса *B*). Из них осколецкий тип железистых пород и руд характеризуется аномально низким количеством кремнезема (30-40%) и повышенным содержанием углекислоты (10-25%). В рифтовой зоне железистые кварциты осколецкого типа развиты гораздо шире, чем в бортовых зонах, поэтому на диаграмме (рис. 10) центры облаков точек разных фаций в железисто-кремнистой полосе *A* смещены к границе ее раздела с рудной полосой *B*. В бортовых зонах (рис. 9) облака точек в очерченных полях железистых фаций расположены более равномерно, а рудная группа *B* менее представительна.

В Сурском, Чертомлыкско-Соленовском, Верховцевском и Конкском депрессиях-синклиналиях рифтовой зоны малокварцевые карбонатные руды и высококремнеземистые железистые кварциты, а также целый ряд

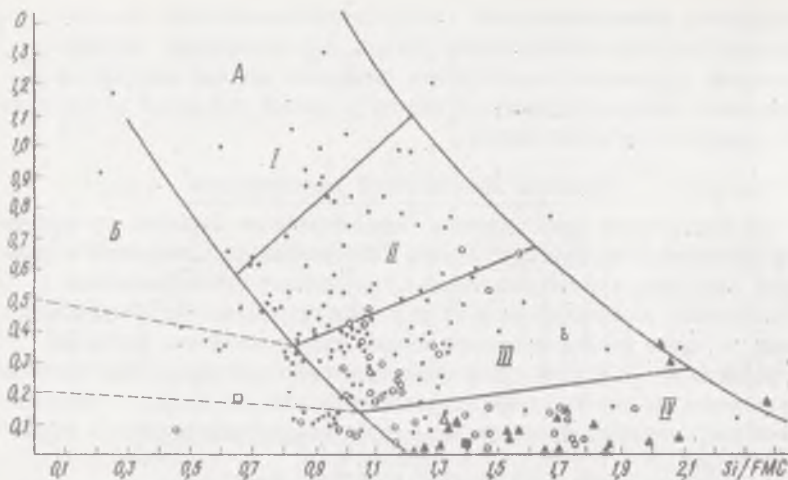


Рис. 10. Диаграмма $O-Si/FMC$ осадочно-геохимических (железистых) фаций Базавлукской рифтовой зоны.
Условные обозначения см. на рис. 7

пород промежуточного состава находятся в одних и тех же железистых пластах, в которых они образуют пропластковую ритмичность мощностью I–5 м. Ввиду этого оценить в пластах фациальную позицию каждой из этих разновидностей пород пока не удастся. Можно только сделать заключение о более изменчивой фациальной обстановке химического осадконакопления в рифтовой зоне по сравнению с бортовыми. Следует также отметить, что при усреднении состава железистых кварцитов и малокварцевых руд по железистым пластам обычно получают значения индекса кремнеземистости, близкие к указанным в табл. 5 для отдельных осадочно-геохимических фаций. На диаграмме рис. 10 туфокварциты и кремнистые туффиты краевых частей железистых пластов расположены в том же IV поле сероцветов, в котором на диаграмме рис. 9 находятся кварцито-сланцы бортовых зон эвгеосинклинали.

На рассмотренных выше диаграммах (рис. 7–10), составленных по основным индексам пород — красноцветности, сероцветности, кремнеземистости и кластомиктности, очерчены фигуративные поля осадочно-геохимических железистых фаций, фоновые границы которых близко совпадают или полностью соответствуют значениям, приведенным в табл. 5. В совокупности они позволяют определить графически и по числовым значениям геохимических индексов фациальную принадлежность отдельных проб пород и целых железистых пластов. С их помощью получения

возможность ритмо-фациального сопоставления железистых пластов в разрезах формаций и структурных ярусов, которое служит основным критерием определения масштабности осадочных ярусных мегациклов и фациальной полноты структурных ярусов в каждой отдельной депрессионной структуре эвгеосинклинали.

Мегациклы Базавлукской рифтовой зоны

В приведенном выше описании ритмо-пачкового строения геологических формаций и структурных ярусов указывалось на проявление в рифтовой зоне двух ярусных мегациклов, выраженных трансгрессивным и регрессивным расположением в их разрезах вулканических и осадочных фаций, а также последовательной сменой трансгрессивных формаций регрессивными. В первом ярусе сменяются метабазитовая, базит-ультрабазитовая и спилит-кератофир-туфовая формации; во втором - туфо-железисто-кремнистая, порфиристовая, порфирит-ультрабазитовая и порфирит-туфовая.

Среди указанных критериев цикличности структурных ярусов осадочные мегациклы являются опорными, так как они определяются по значениям фациально-геохимических индексов маркирующих железистых пластов. Они считаются опорными, несмотря на то, что в региональном плане проявляются неравномерно и часто неполно, но всегда в определенных пределах редуцированных разрезов, сопоставимых с отдельными частями полнофациальных стратотипических разрезов формаций и ярусов.

Рассмотрение осадочных ярусных мегациклов мы начинаем с рифтовой зоны потому, что здесь развиты наиболее полные стратотипические разрезы первых двух структурных ярусов. В отличие от редуцированных разрезов бортовых зон они содержат в трансгрессивных и регрессивных формациях полные фациальные ряды железистых пород, которые сочетаются в ритмо-пачках обоих ярусов с полным набором вулканических фаций (эффузий, эксплозий и интрузий) и полным комплектом магматических дифференциатов - от ультраосновных до ультракислых пород.

Вполне понятно, что выявленные закономерности развития тектоно-осадочных ярусных мегациклов можно распространить на тектоно-магматические мегациклы этих же ярусов рифтовой зоны, а также за ее пределы - на бортовые зоны рифта. На рис. II показана степень развития осадочных ярусных мегациклов первого и второго структурных ярусов. В вулкано-тектонических депрессиях-синклиналиях рифтовой зоны она выражена разным количеством железистых пластов в разрезе каждого яруса и разной полнотой их фациальных наборов в трансгрессивных и регрессивных тектонических стадиях. Графики (рис. II) отражают обратную зависимость содержания общего и магнетитового железа от ин-

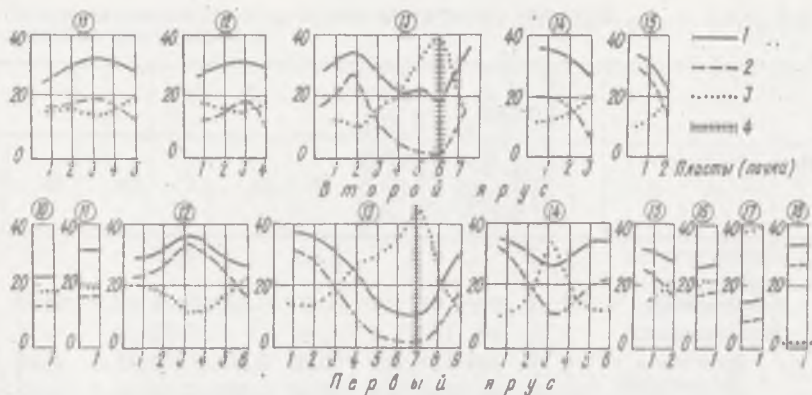


Рис. 11. Графики зависимости среднего содержания железа от индекса сероцветности ($M+C$) в разнофациальных железистых пластах опорных разрезов (районов) Базавлукской рифтовой зоны. Среднее содержание железа в пласте (%): 1 — общего; 2 — магнетитового; 3 — средний индекс сероцветности железистых пород ($M+C$); 4 — пласт туфоколчеданов в Сурском районе. Районы (цифры в кружках, см. табл. 6): 10 — Кременчугский; 11 — Чертомлыкско-Соленовский; 12 — Верховцевский; 13 — Сурский; 14 — Конкский; 15 — Белозерский; 16 — Михайловский; 17 — Белгородский; 18 — Орехово-Павлоградский

декса сероцветности ($M+C$) в разнофациальных железистых пластах опорных разрезов (районов) Базавлукской рифтовой зоны. По горизонтали на диаграммах для каждой депрессии проставлены номера железистых пластов в порядке их залегания снизу вверх по разрезу яруса. Осадочный мегацикл первого базит-офиолитового яруса рифтовой зоны показан на графиках нижнего ряда, построенных по значениям фациально-геохимических индексов (табл. 6). В табл. 6, как и на графиках (рис. 11), выделяются завершённые осадочные мегациклы двух вулканотектонических депрессий-синклиналиев — Сурского (график 13) и Конкского (график 14), в которых железистые пласты развиты сравнительно равномерно по всему разрезу первого яруса, в его трансгрессивных и регрессивных формациях. Во всех остальных депрессиях рифтовой и бортовых зон (рис. 11) железистые пласты обычно малочисленны и группируются в какой-либо одной, чаще всего трансгрессивной метабазитовой формации и относятся к одной-двум железистым фациям.

Фациально наиболее полный стратотипический разрез первого яруса Сурского депрессии-синклиналия обусловлен его позицией в осевой цепочке структур Базавлукской рифтовой зоны. Первый осадочный ярусный мегацикл здесь включает железистые пласты всех осадочно-геохимических фаций — красноцветной, пестроцветной, сероцветной, колчедан-

Т а б л и ц а 6. Вариации основных индексов осадочных геохимических первого яруса Базав

Район, участок	Плот., штуча	Средняя мол- ность, м	Прогноз- ность, км	Количество анализов	0			M +		
					От	До	X	От	До	
10. Кременчугский	1	1	3	1	-	-	0,34	-	-	
11. Чертомлыкско- Соленовский	1	20	6	9	0,17	0,42	0,28	13,7	24,0	
12. Верховцевский	1	20	15	1	-	-	0,80	-	-	
Восточно- Грановский,	2	45	15	6	0,34	0,80	0,58	21,8	25,9	
Малотепловский и	3	22	15	8	0,61	1,30	0,95	8,6	14,3	
Домотканский	4	30	15	6	0,53	0,99	0,83	9,0	16,1	
	5	20	4	2	0,06	0,17	0,11	20,1	27,5	
	6	80	10	6	0,20	0,52	0,30	20,4	31,6	
13. Сурский	1	10	3	2	0,64	0,70	0,67	9,6	17,8	
	2	6	4	1	-	-	0,62	-	-	
	3	8	4	1	-	-	0,35	-	-	
	4	15	5	2	0,23	0,28	0,26	21,9	27,3	
	5	25	7	1	-	-	0,35	-	-	
	6	10	10	2	0,08	0,11	0,10	33,4	35,6	
	7	60	8	2	0,04	0,05	0,05	47,1	49,9	
	8	27	25	5	0,08	0,12	0,10	19,9	23,4	
	9	140	25	11	0,08	0,46	0,28	9,7	16,9	
14. Конкский										
Юлевский	1	8	16	1	-	-	0,74	-	-	
	2	6	16		Нет анализов					
Промежуточный	3	15	7	2	0,13	0,34	0,24	15,0	52,8	
	4	35	7	3	0,06	0,44	0,25	11,6	27,5	
Веселянский	5	80	6	3	0,17	0,32	0,28	15,7	24,1	
	6	70	6	3	0,44	0,81	0,56	10,5	19,6	
15. Белозерский	1	250	10	7	0,28	2,1	0,70	10,9	25,3	
	2	100	5	3	0,34	0,41	0,37	21,8	24,4	
16. Михайловский	1	5	3	1	-	-	0,52	-	-	
17. Белгородский	1	1	2	1	-	-	0,30	-	-	
18. Орехово-Павлоград- ский	1	6	1	1	-	-	0,68	-	-	

П р и м е ч а н и е. Индексы фаций вычислены по анализам, заимст
В.В.Кулика, В.Д.Ладиевой, А.А.Макухиной, Л.Я.Ходыш.

фаций железистых кварцитов по железистым пластам опорных разрезов
лукской рифтовой зоны

C		Fe _{общ}			Fe _{магн}			Si / FMC		
	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$
	18,6	-	-	21,5	-	-	12,1	-	-	1,57
	18,9	18,4	43,6	31,0	10,4	22,7	16,0	0,82	1,32	1,05
	15,3	-	-	28,5	-	-	25,5	-	-	1,29
	19,4	21,8	39,9	31,3	12,7	33,6	24,5	0,62	1,41	1,15
	12,2	32,2	58,3	37,9	29,5	54,8	33,8	0,88	1,21	0,98
	12,4	31,1	37,3	34,7	22,9	34,2	30,7	0,92	1,25	1,05
	23,8	11,3	18,4	14,9	12,8	16,2	14,5	1,45	1,73	1,59
	25,7	25,7	30,5	28,7	10,7	20,3	15,3	0,96	1,25	1,08
	13,7	37,0	39,4	37,7	29,8	33,6	31,7	0,72	0,81	0,77
	18,3	-	-	34,1	-	-	26,2	-	-	1,00
	22,4	-	-	30,6	-	-	20,1	-	-	1,17
	26,1	21,9	27,2	24,6	10,0	13,1	11,6	1,05	1,65	1,35
	29,8	-	-	17,2	-	-	7,1	-	-	1,70
	34,5	12,0	20,4	16,2	3,0	4,2	3,6	1,47	1,80	1,63
	48,5	8,6	10,3	9,5	1,0	1,5	1,25	1,68	1,70	1,69
	21,7	19,5	21,3	20,1	4,2	5,7	5,2	1,23	1,68	1,49
	12,0	21,4	37,7	29,5	5,4	27,2	14,9	0,74	1,56	0,96
	11,6	-	-	34,6	-	-	30,2	-	-	1,01
	32,0	15,5	34,2	24,9	3,1	18,5	10,8	0,98	1,67	1,32
	16,1	20,6	32,4	25,9	3,5	22,7	10,0	1,06	1,53	1,39
	17,9	16,9	27,8	22,4	7,5	17,4	12,5	1,31	2,37	1,90
	14,6	29,4	37,8	32,0	23,5	28,7	25,0	0,82	1,41	1,04
	17,3	27,6	37,0	31,0	11,5	28,5	23,5	0,82	2,83	1,11
	23,3	20,5	29,3	26,1	12,5	20,5	16,5	1,22	2,28	1,86
	21,2	-	-	27,7	-	-	19,2	-	-	1,30
	39,2	-	-	16,6	-	-	9,3	-	-	1,56
	1,0	-	-	33,1	-	-	25,9	-	-	1,12

ованным из работ И.Н.Бордунова, В.Л.Бойко, Г.Ф.Гузенко, Ю.С.Зайцева,

Окончание табл. 6

Район, участок	Осадочная фация	Метаморфическая ступень
10. Кременчугский	Пестроцветная	Магнетит-куммингтонит-роговообманковых роговиков
11. Чертомлыкско-Соленовский	"	Гранат-амфиболовых роговиков
12. Верховцевский	Красноцветная	Роговообманко-магнетитовых роговиков
Восточно-Грановский,	"	То же
Малотепловский и Домотканский	"	"
	"	"
	Сероцветная	Куммингтонит-актинолитовых роговиков
	Пестроцветная	Магнетит-карбонатных роговиков
13. Сурский	Красноцветная	Куммингтонит-магнетитовых роговиков
	"	То же
	"	"
	Пестроцветная	Карбонат-куммингтонитовых роговиков
	"	То же
	Сероцветная	Роговообманковых роговиков
	Туфоколчеданная	Хлорит-альбит-актинолитовых фяллитов
	Сероцветная	Магнетит-карбонатных роговиков
	Пестроцветная	То же
14. Конкский		
Юльевский	Красноцветная	Амфибол-магнетитовых роговиков
	"	То же
Промежуточный	Пестроцветная и сероцветная	Гранат-амфиболовых роговиков
	То же	То же
Веселянский	Пестроцветная	"
	Пестроцветная и красноцветная	"
15. Белозерский	Красноцветная	Амфибол-магнетитовых роговиков
	Пестроцветная	Магнетит-куммингтонитовых роговиков
16. Михайловский	"	Магнетит-амфиболовых роговиков
17. Белгородский	Сероцветная	Магнетит-стильпномелановых роговиков
18. Орехово-Павлоградский	Красноцветная	Итабиритов

ной, медноколчеданной и никельколчеданной в трансгрессивном ряду, а также туфоколчеданной, сероцветной и пестроцветной в регрессивном ряду фаций. Железистые пласты трансгрессивного ряда находятся в разрезах метабазитовой и ультрабазитовой формаций, а регрессивного — в разрезах спилит-кератофир-туфовой и базальной туфо-железисто-кремнистой формаций (нижние пачки).

Менее полным по фациальному набору выглядит осадочный ярусный мегацикл Конкского депрессии-синклиниория, хотя он и представлен трансгрессивным и регрессивным рядами железистых фаций. Трансгрессивный ряд включает четыре железистых пласта красноцветной, пестроцветной и сероцветной фаций, расположенных в разрезе метабазитовой формации. Регрессивный ряд образован двумя пластами на Веселянском участке, принадлежащими к разрезу спилит-кератофир-туфовой формации. Маломощные железистые пропластки базит-ультрабазитовой формации, сложенные прохлорит-тремолитовыми сланцами и магнетит-актинолитовыми туфокварцитами, в фациальные ряды не включены ввиду их фациальной неопределенности.

В Верховцевском депрессии-синклиниории (рис. II, график I2) шесть пластов первого яруса принадлежат к нижней половине разреза трансгрессивной метабазитовой формации. Первые четыре пласта характеризуются индексами красноцветной фации, а самый верхний и наиболее мощный шестой пласт сложен пестроцветными магнетит-карбонатными кварцитами. Из последовательного трансгрессивного ряда красноцветной — пестроцветной фаций выпадает маломощный пятый железистый пласт, сложенный сероцветными хлорит-куммингтонит-актинолитовыми туфокварцитами. Минеральный состав этих пород, отличающихся повышенным индексом кластичности A (6–8), очевидно, сильно искажен аутигенным минералообразованием с участием глинистых примесей. Следует оговориться, что график осадочного мегацикла первого яруса для Верховцевского района может быть дополнен данными по железистым пластам ультрабазитовой формации Кудашевского участка и регрессивной спилит-кератофир-туфомоласовой формации Западно-Грановского участка, химические анализы по которым еще не опубликованы.

Весьма характерно сравнительно слабое развитие железистых пород в формациях первого яруса прибортовых депрессий-синклиниориев и почти полное их исчезновение в бортовых зонах рифта. В прибортовых Чертомлыкско-Соленовском и Белозерском депрессиях-синклиниориях насчитывается один-два железистых пласта на весь первый ярус (рис. II), а в редуцированных разрезах бортовых зон маломощные железистые пласты в составе этого яруса обнаружены лишь в крупнейших структурах: Кременчугской, Желтореченской, Михайловской, Белгородской, Орехово-

Павлоградской. Вполне понятно, что основной задачей ритмо-фациального анализа здесь может служить корреляция редуцированных осадочных разрезов яруса и его формаций с полными стратотипическими разрезами Сурского и Конкского депрессий-синклиналиев.

По данным табл. 6 для первого яруса также составлены графики обратной зависимости индексов кремнеземистости S_i/FMC и красноцветности $\bar{O}$ (рис. 12). На разнофациальных железистых пластах они образуют характерные вариационные кривые в пределах оптимальных фоновых значений от 0 до 1,5-2,0. Первому ярусу здесь также отведен нижний ряд графиков. Как видно из графиков $\bar{O}$, S_i/FMC (рис. 12), осадочный мегацикл первого яруса подтверждается кривыми еще двух фациальных индексов железистых пород, которые отражают разную его полноту в отдельных депрессиях-синклиналиях рифтовой и бортовых структурно-фациальных зон.

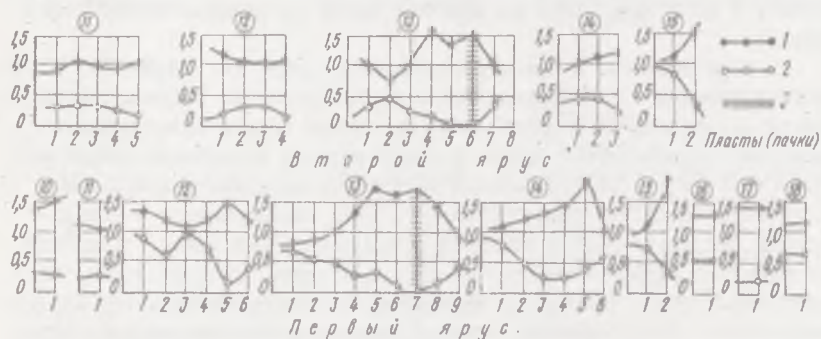


Рис. 12. Графики зависимости индексов кремнеземистости S_i/FMC и красноцветности $\bar{O}$ в разнофациальных железистых пластах опорных разрезов (районов) Базавлукской рифтовой зоны.

Средние индексы: 1 - S_i/FMC ; 2 - красноцветности $\bar{O}$; 3 - пласты туфоколчеданов в Сурском районе. Районы см. на рис. 11

В осевом Сурском депрессии-синклиналии осадочный мегацикл первого яруса четко вычерчен кривыми обоих индексов. В трансгрессивном фациальном ряду пластов (1-7) индекс красноцветности ($\bar{O}$)* снижается от 0,67 до 0,05, а индекс кремнеземистости ($\bar{X}$); наоборот, возрастает от 0,77 до 1,70. В регрессивном фациальном ряду пластов (7-9) кривая красноцветности ($\bar{X}$) поднимается вверх от 0,05 до 0,28, а кривая кремнеземистости ($\bar{X}$), наоборот, падает от 1,70 до 0,96. Самые высокие значения индекса красноцветности (0,64-0,70) определены для куммингтонит-

* ($\bar{X}$) - Среднее значение для железистого пласта.

магнетитовых кварцитов первого пласта метабазитовой формации, а самые низкие (0,04–0,05) – для туфоколчеданов ультрабазитовой формации.

В Конкском депрессии–синклинии трансгрессивный фациальный ряд железистых пластов отражен нисходящей кривой индекса красцветности пород и восходящей кривой индекса кремнеземистости. В регрессивном фациальном ряду эти кривые приобретают противоположное направление. В Конкской депрессии осадочный мегацикл первого яруса лишен колчеданных фаций, поэтому кривая красцветности пород в нижней фазе не опускается ниже отметки 0,24.

В прибортовом Верховцевском депрессии–синклинии почти все железистые пласты нижней половины метабазитовой формации принадлежат к красцветной фации, и лишь один самый верхний шестой пласт отвечает сероцветам. Аномальными в этом ряду фаций являются хлорит–куммингтонит–актинолитовые туфокварциты маломощного пятого пласта, в которых ввиду высокой их кластомиктности индекс красцветности снижается до 0,11, а индекс кремнеземистости повышается до 1,59.

Судя по графикам I0, I1, I5, I6 и I9 (рис. 12), одиночные пласты первого яруса прибортовых и бортовых структур рифта в основном принадлежат к красцветной и пестроцветной фациям, за исключением Белгородского района, где маломощные пласты высокоглиноземистых магнетит–стильпномелановых туфокварцитов условно отнесены к сероцветам, но с высокой кластомиктностью ($A = 7,2$). Из приведенного сравнения вулканотектонических депрессий рифтовой и бортовых зон эвгеосинклинали видно, что полнота осадочного мегацикла первого яруса в них прямо зависит от структурной позиции в рифте и, очевидно, обусловлена локальной спецификой накопления эксталяционно–осадочных железистых пород. Имеются в виду различия фациально–вулканических, гидрохимических и гидродинамических условий осадкообразования.

Осадочный мегацикл второго порфирит–железисто–кремнистого яруса разбурен скважинами не так полно, как разрез первого яруса. В депрессиях–синклиниях рифтовой зоны удовлетворительно освещена только базальная туфо–железисто–кремнистая формация, составляющая третью – пятую часть ярусного разреза. Редкие и маломощные железистые пласты порфиритовой, порфирит–ультрабазитовой и порфирит–туфовой формаций вскрыты скважинами на редких участках и не везде опробованы. Поэтому графики второго яруса (верхние ряды на рис. 11 и 12) отражают лишь ограниченную начальную часть трансгрессивного фациального ряда второго осадочного мегацикла. Графики составлены по расчетам табл. 7, включающей все крупные опорные депрессии–синклинии рифтовой зоны. Из этой таблицы видны большие масштабы железнакопления в начальной тектонической фазе второго ярусного мегацикла, выраженные общей большой мощ-

Т а б л и ц а 7. Вариации основных индексов осадочных геохимических
второго яруса Базав

Район, участок	Пласт, пачка	Сред- няя мощ- ность, м	Про- тя- жен- ность, км	Коли- чест- во ана- ли- зов	О			М	
					От	До	$\bar{x}$	От	
Чертомлыкско-Соленов- ский, Чертомлыкское месторождение	1	25	2	*3	0,18	0,41	0,30	7,9	
	2	104	10	22	0,19	0,43	0,31	7,8	
	3	15	10	12	0,29	0,47	0,36	10,2	
	4	100	10	10	0,06	0,47	0,26	11,1	
	5	40	6	4	0,09	0,37	0,25	12,3	
Верховцевский,	1	7	5	10*	-	-	-	-	
Тепловский участок	2	80	10	6	0,20	0,43	0,30	10,4	
	3	42	4	12	0,25	0,41	0,36	9,7	
	4	50	5	6	0,07	0,13	0,11	10,0	
Сурский район, Сурско- Михайловский участок	1	110	25	2	0,29	0,32	0,30	11,9	
	2	30	25	3	0,46	0,50	0,48	7,0	
	3	130	25	2	0,19	0,26	0,22	16,7	
	4	75	25	6	0,05	0,16	0,09	14,2	
	5	16	12	1	-	-	0,06	-	
	6	12	15	3	0,01	0,04	0,02	35,2	
	7	9	12	1	-	-	0,32	-	
Конкский район, Кирпо- тинский участок	1	85	12	3	0,33	0,52	0,40	11,6	
	2	70	12	3	0,13	0,78	0,50	12,4	
	3	50	10	5*	-	-	-	-	
Белозерский район, Северный и Южный участки	1	250	15	11	0,31	1,20	0,83	4, 5	
	2	100	15	4	0,12	0,77	0,39	11,5	

* Сокращенные анализы на железо.

П р и м е ч а н и е: Индексы фаций вычислены по анализам, взя-
тым, В.Д.Ладиевой, А.А.Макухиной, Л.Я.Ходюш.

фаций железистых кварцитов по железистым пластикам опорных разрезов
лульской рифтовой зоны

+ C		Fe _{общ}			Fe _{магн}			Si/FMC		
До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$
19,3	15,1	20,4	32,4	26,4	11,0	21,2	16,1	0,83	1,16	0,99
22,0	14,9	21,8	33,2	29,4	10,6	22,6	16,8	0,81	1,71	1,03
16,8	13,8	28,8	41,6	32,8	15,6	27,3	19,7	0,62	1,08	0,95
20,7	15,4	27,0	33,0	30,2	5,9	21,2	13,9	0,84	1,07	0,95
23,5	17,4	23,2	40,7	30,1	6,3	24,1	14,6	0,96	1,17	1,07
-	-	15,3	32,4	25,4	-	-	-	-	-	-
21,6	15,7	25,7	30,5	28,7	10,7	20,3	15,3	0,96	1,25	1,08
20,5	13,9	24,2	39,3	30,9	11,7	22,3	15,8	0,84	1,23	1,08
27,0	16,1	17,8	33,5	29,0	4,7	8,5	6,8	0,90	1,27	1,04
13,7	12,8	28,3	32,8	30,5	15,6	19,5	17,5	0,85	1,12	1,00
10,6	9,3	35,6	37,7	36,4	26,3	27,2	26,8	0,74	0,79	0,77
16,8	16,8	27,9	28,3	28,1	11,6	14,8	13,2	1,03	1,10	1,07
23,5	18,5	16,9	21,8	20,6	2,3	10,6	6,2	1,11	1,78	1,61
-	34,9	-	-	21,9	-	-	5,6	-	-	1,30
41,7	39,3	17,2	23,1	18,5	1,8	2,4	2,0	1,32	1,70	1,50
-	19,3	-	-	30,5	-	-	13,0	-	-	1,03
19,2	14,3	31,3	40,1	35,1	17,8	30,0	22,4	0,74	1,05	0,96
15,0	13,3	28,5	35,3	31,4	9,8	25,4	19,3	0,93	1,42	1,23
-	-	25,0	28,0	26,5	3,0	12,0	8,0	-	-	-
22,9	11,4	20,5	51,9	32,8	6,0	32,5	25,2	0,73	1,28	1,01
18,3	15,1	15,6	26,4	22,0	7,2	23,1	12,0	1,40	1,37	1,57

составленным из работ И.Н.Бордунова, В.Л.Бойко, Г.Ф.Гузенко, В.В.Кути-

Окончание табл. 7

Район, участок	Осадочная фация	Метаморфическая ступень
Чертюмлыкско-Соленов- ский, Чертюмлыкское месторождение	Пестроцветная	Магнетит-карбонатных роговиков
	" "	То же
	Пестроцветная и сероцветная	"
	То же	"
Верховцевский, Тепловский участок	Сероцветная	"
	Пестроцветная	"
	"	"
	Сероцветная	"
Сурский район, Сурско-Михайловский участок	Пестроцветная	"
	Красноцветная	"
	Пестроцветная	"
	Сероцветная	"
	"	"
	Туфоколчеданная	"
Конкский район, Кирпотинский участок	Пестроцветная	"
	" " Пестроцветная и красноцветная	Магнетит-куммингтонитовых роговиков То же
	Пестроцветная	"
Белозерский район, Северный и Южный участки	Красноцветная	Магнетит-карбонатных роговиков
	Пестроцветная	То же

ностью базальной формации (1000–1500 м) и отдельных железистых пластов в середине ее разреза (от 70–140 до 250 м).

Графики второго яруса (верхний ряд) отличаются от первого малой изменчивостью кривых индекса сероцветности пород и среднего содержания общего и магнетитового железа (рис. 10). На них можно отметить только небольшие перегибы кривых на пластах середины разреза базальной формации, которые подобно Сурскому депрессии–синклинорию могут знаменовать переход от регрессивного ряда фаций первого яруса к трансгрессивному ряду второго. Железистые пласты Чертомлыкского месторождения (рис. 11, график 11) характеризуются индексами пестроцветной и сероцветной фаций. В первых трех пластах пестроцветной фации отмечается кондиционное содержание магнетитового железа ($\bar{X} = 16,1–19,7\%$) и мощность 25–104 м.

На Тепловском месторождении Верховцевской депрессии–синклинория (на рис. 11, график 12) два средних железистых пласта (второй и третий) принадлежат к пестроцветам, а нижний и верхний – к сероцветам. Два пласта пестроцветов характеризуются кондиционным содержанием магнетитового железа (15,3–15,8%), большими мощностью (40–80 м) и протяженностью (4–10 км). Два пласта сероцветов по этим показателям немногим им уступают: содержание общего железа снижается до 25–29%, магнетитового – до 6,8%.

По сравнению с прибортовыми Чертомлыкско–Соленовской и Верховцевской депрессиями приосевой Сурской депрессии–синклинорий отличается повышенной сероцветностью всех железистых пород базальной формации второго яруса. Из семи железистых пластов этого района шесть принадлежат к сероцветам и только один (пятый) пласт усредняется по составу до малорудных пестроцветов. Он обладает самым низким для пестроцветов содержанием железа (общего – 29,5%, магнетитового – 14,9%). Кроме семи пластов базальной туфо–железисто–кремнистой формации на графике 13 (рис. 11) помещен восьмой пласт второго яруса, вскрытый скв. 10440 в верхах разреза порфиритовой формации. Он отличается самым высоким индексом сероцветности ($M+C = 34,9$), низким содержанием железа (общего – 21,9%, магнетитового – 4,61%). Индекс красноцветности равен 0,08, кремнеземистости – 1,54. Как видно из графика, восьмой пласт продолжает в пределах порфиритовой формации трансгрессивный фациальный ряд железистых пластов второго осадочного ярусного мегацикла.

Далее вверх по разрезу яруса в следующей порфирит–ультрабазитовой формации находится пласт туфоколчеданов, вскрытый скв. 10442, а еще выше – железистые пласты туфокварцитов нерасчлененной порфирит–туфовой формации, выделенные геофизической съемкой и подсеченные

рядом мелких картировочных скважин. Эти высокоглиноземистые железистые породы с индексом кластомиктности $A = 10-15$ использованы ниже для обзорных диаграмм минерально-фазового состава железа в железистых пластах всего осадочно-вулканогенного комплекса.

Таким образом, в Сурском депрессии-синклинии с помощью последних двух железистых пластов порфирит-ультрабазитовой и порфирит-туфовой формаций вырисовывается полный осадочный мегацикл второго яруса с трансгрессивной и регрессивной тектоническими стадиями. Он является пока наиболее полным стратотипическим разрезом второго осадочного мегацикла, эталонным для депрессий-синклиний в рифтовой и бортовых зон эвгеосинклинали.

В прибортовых восточных депрессиях-синклиниях, как и в прибортовых западных, железистые породы базальной туфо-железисто-кремнистой формации намного улучшаются качественно по сравнению с приосевой Сурской депрессией. В Конском районе все они отвечают пестроцветной фации и характеризуются гораздо более высоким, чем в Сурском, содержанием железа (общего — 31-35%, магнетитового — 19,3-22,4%). В прибортовом Белозерском депрессии-синклинии красноцветность железистых пород еще повышается. Первый железистый пласт большой мощности ($\bar{X} = 250$ м) здесь сложен магнетитовыми кварцитами и железослюда-магнетитовыми джеспилитами красноцветной фации, а второй пласт средней мощностью 100 м — магнетит-карбонатными кварцитами пестроцветной фации. В породах первого железистого пласта Белозерской депрессии индекс красноцветности достигает 1,20 ($\bar{X} = 0,83$), содержание железа общего — 51,9 ($\bar{X} = 32,8\%$), а магнетитового — 32,5% ($\bar{X} = 25,2\%$). Во втором пласте пестроцветов эти показатели заметно падают (железо общее до 22% и магнетитовое до 12%) в связи с развитием в базальной фации трансгрессивного фациального ряда железистых пород.

Для Белозерского депрессии-синклиния характерно парагенетическое сочетание в одной ритмо-пачке первого железистого пласта магнетитовых кварцитов и джеспилитов красноцветной фации с песчаниковым пластом большой мощности (200-300 м). Это уникальное для рифтовой зоны явление в бортовых зонах получает чрезвычайно широкое развитие и перерастает в категорию закономерности.

Переходный характер развития базальной туфо-железисто-кремнистой формации на границе двух ярусных мегациклов виден также на рис. 12. Графики верхнего ряда отражают зависимость еще двух фациально-геохимических индексов железистых пластов этой формации: красноцветности O и кремнеземистости Si/FMC , представленных в табл. 7. На графиках почти всех районов вырисовываются кривые регрессивного ряда нижних пластов первого яруса и трансгрессивного ряда верхних

пластов второго яруса. Плавность этих кривых нарушена только в Сурском районе, второй пласт которого, сложенный магнетит-карбонатными туфокварцитами осколецкого типа, отличается низкой кремнеземистостью.

В завершение обзора тектоно-осадочных ярусных мегациклов рифтовой зоны остановимся подробнее на их полных стратотипических разрезах в Сурском районе. Здесь имеется возможность сопоставить минерально-фазовый состав железа по железистым пластам разных фаций и еще раз проиллюстрировать развитие в ярусах трансгрессивных и регрессивных осадочно-фациальных рядов и соответствующих тектонических стадий. В табл. 8 приведен минерально-фазовый состав железа в железистых пластах разных фаций Сурского разреза, использованный на рис. 13 для построения сопоставимых гистограмм. К рассмотренным выше данным по общему и магнетитовому железу в табл. 8 и на рис. 13 добавлены сведения по карбонатному, сульфидному и алюмосиликатному железу. Карбонатное железо определено по разности между растворимым и магнетитовым железом, а сульфидное рассчитано по сере в формуле пирита. При этом алюмосиликатное (нерастворимое) железо составило разность между общим железом и суммой остальных фаз железа. Эти вычисления сверены с минеральным составом железистых кварцитов разных фаций, определенным и усредненным по 489 прозрачным и полированным шлифам. В табл. 8 и на рис. 13 применена сквозная нумерация железистых пластов

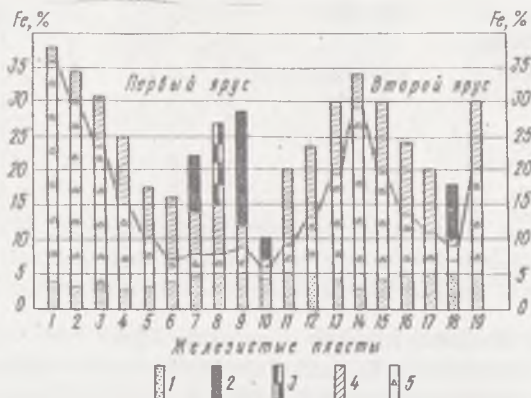


Рис. 13. Фациальное строение двухъярусного стратотипического разреза осадочно-вулканогенного комплекса Сурского синклиория по данным минерально-фазового состава в железистых пластах.

Железо: 1 - алюмосиликатное; 2 - колчеданное; 3 - медноколчеданное; 4 - карбонатное и алюмосиликатное; 5 - магнетитовое

Т а б л и ц а 8. Минерально-фазовый состав железа в железистых
го комплекса Сурского

Ярус	Стадия мега- цикла	Геологическая формация	Номер желези- стого пласта	Колоче- ство анали- зов	Номер скважины
Порфирит-железисто- кремнистый (второй)	Регрессивно- инверсионная	Порфирит- туфовая	17	1	10562
	Транс- грессив- ная	Порфирит-ультра- базитовая	16	3	10442
		Порфиритовая	15	1	10440
		Базальная туфо- железисто-крем- нистая	14	6	10434, 10421
			13	2	10433
			12*	3	10431, 115к
			12**	2	10431
			12***	1	10431
	Регрес- сивная	Спилит- кератофир- туфовая	11	5	10418, 10419
			10	2	10316
Базит-олигитовый (первый)			9	1	10312
	Транс- грессив- но-рифто- генная	Базит-ультраба- зитовая	8	2	25229
			7	2	26009
			6	2	10426
		Метабазитовая	5	1	10409
			4	2	10407
			3	1	10405
			2	1	10399
			1	2	10401

* Пропластки сидероплезит-магнетитовых кварцитов, развитие в

** Преобладающие пропластки сидероплезит-магнетитовых кварцитов

*** Пропластки малокварцевых магнетит-сидероплезитовых кварцитов

для всего осадочно-вулканогенного комплекса. Кроме того, двенадцатый пласт, принадлежащий к базальной формации второго яруса, разделен на три части ввиду его большой мощности (140 м) и трехфазного строения. В нижней трети его разреза развиты пропластки сероцветных магнетит-сидероплезитовых кварцитов обычного криворожского типа и малокварцевых магнетит-сидероплезитовых кварцитов осколецкого типа. Средняя часть пласта представлена в основном пестроцветными маг-

пластах стратотипического разреза двухъярусного осадочно-вулканогенно-депрессии-синклиория

Железо, %					Осадочно-геохимическая фация
магнетитовое	карбонатное и куммингтонитовое	сульфидное	алюмосиликатное	общее	
13,0	12,0	0,5	5,0	30,5	Пестроцветная
2,0	5,0	8,5	5,0	18,5	Туфоколчеданная
5,6	9,4	0,9	5,0	21,9	Сероцветная
6,2	8,5	0,5	5,4	20,6	"
13,2	10,8	1,0	3,1	28,1	Пестроцветная
26,8	5,4	0,2	3,0	36,4	Красноцветная
17,5	10,5	0,2	2,3	30,5	Пестроцветная
7,6	22,9	0,5	5,9	36,9	Сероцветная
5,2	9,3	0,7	4,9	20,1	"
1,0	1,4	3,8	4,8	11,0	Туфоколчеданная
2,6	3,9	17,0	5,1	28,6	"
2,3	7,5	12,0	5,3	27,1	"
1,2	7,2	7,9	4,3	20,6	"
3,6	8,1	0,4	4,1	16,2	Сероцветная
7,1	6,8	0,3	3,0	17,2	"
11,6	9,2	0,9	2,9	24,6	Пестроцветная
20,1	7,6	0,1	2,8	30,6	"
26,2	3,9	0,3	3,7	34,1	Красноцветная
31,7	2,5	0,2	3,3	37,7	"

верхней трети двенадцатого пласта.

в пласте.

осколецкого типа, развитие в нижней половине пласта.

нетит-сидероплезитовыми кварцитами; верхняя — чередующимися пропластками пестроцветных и красноцветных сидероплезит-магнетитовых кварцитов. Серия пропластков туфоколчеданов первого яруса (пласты 7-10), (принадлежащих к ультрабазитовой и спилит-кератофир-туфовой формациям, также разделена на мелкие составляющие. Это дополнительное расчленение призвано полнее и ярче осветить характер проявления рядов осадочно-геохимических фаций в разрезах каждой формации и яруса.

Необходимость выявления фациально-осадочных рядов в ярусах вполне очевидна и очень важна не только для понимания тектоно-осадочных, но и тесно связанных с ними тектоно-магматических мегациклов развития эвгеосинклинали. Обоснованные расчетами (табл. 8) и иллюстрированные гистограммами (рис. 13) трансгрессивные и регрессивные стадии осадочных мегациклов прямо определяют тектонические условия проявления вулканизма в каждой отдельной осадочно-вулканогенной формации.

Следует отметить, что многие геологические формации не раз упоминались выше в сочетании с тектоническими названиями – трансгрессивная метабазитовая, регрессивная спилит-кератофир-туфовая, базальная туфо-железисто-кремнистая и т.п. Такие названия формаций, очевидно, следует закрепить и далее употреблять при характеристике петрохимической эволюции магматизма в их пределах или вариаций проявления разных вулканических фаций – эффузивных, интрузивных, эксплозивных, эксгальационных и гидротермальных метасоматических.

Трансгрессивная метабазитовая формация первого яруса характеризуется трансгрессивным фациальным рядом железистых пластов в разрезе и трансгрессивной петрохимической эволюцией вулканизма от основных ортопород внизу до ультраосновных в верху разреза. В ней господствуют эффузии базальтов и спилитов, силловые интрузии диабазов. Второстепенную роль играют эксплозии основных пород и фумарольные железисто-кремнистые эксгальации. В ритмо-пачках этой формации 70–80% разреза занимают стержневые пласты ортопород. Остальная часть приходится на туфосланцевые и железистые пласты.

Трансгрессивная базит-ультрабазитовая формация первого яруса принадлежит к нижней тектонической фазе ярусного мегацикла и характеризуется в полных разрезах трансгрессивным фациальным рядом сероцветов и туфоколчеданов. Магматический вулканизм в ней представлен крайними членами дифференциации мантийного пиrolита – преимущественно ультраосновной ветвью дунит-гарцбургитового ряда с подчиненными телами лерцолитов, пироксенитов, базальтов и андезитов-базальтов. Среди вулканических фаций господствуют лавовые эффузии ультрабазитов, базальтовых и андезитовых порфиритов, силловые интрузии дунитов, гарцбургитов и лерцолитов. Подчиненное положение занимают эксплозии ультраосновных, основных и средних пород, а также фумарольные железисто-кремнистые и сольфатарные (колчеданные) эксгальации и метасоматические флюиды. Многие ритмо-пачки ультрабазитовой формации отличаются крупными телами ортопород в стержневых пластах и маломощными пластами туфосланцев и железистых пород, составляющих 5–10% их разрезов.

Регрессивная спилит-кератофир-туфовая формация первого яруса

располагает регрессивным фаціальным рядом железистых пластов в разрезе и регрессивной петрохимической эволюцией вулканизма от основных и ультраосновных ортопород к средним и кислым. Очень характерна для нее высокая ресургентная эксплозивность вулканитов с заметным нарастанием объемов эксплозивных фаций в верхней половине формации. Одновременно с этим заметно повышается роль метасоматических флюидов, выраженная в породах формации крупными зонами сульфидного, кварцевого, кварц-анкеритового и карбонатного метасоматоза. Подчиненное развитие получили аксталационно-осадочные туфоколчеданные и железисто-кремнистые фации железистых пород. В ритмо-пачках нижней трети разреза этой формации доминируют ортопороды; в середине их количество выравнивается с туфосланцевыми пластами, а в верхней трети формации туфовые пласты ритмо-пачек преобладают над ортопородами (приосевой Сурский район) или полностью вытесняют ортопороды (прибортовые Верховцевский, Белозерский районы).

Базальная туфо-железисто-кремнистая формация второго яруса принадлежит к верхним тектоническим фазам двух ярусных мегациклов — конечной фазе первого и начальной верхней фазе второго мегацикла. В ее разрезе преобладают туфовые и железистые породы, фаціальный ряд которых отражает переход регрессивной стадии первого яруса в трансгрессивную стадию второго. Характерно ничтожное развитие ортопород, свидетельствующее о полном подавлении эффузивных и интрузивных фаций вулканизма в связи с перекрытием подводящих вулканических каналов в условиях рифтовых сжатий и общей регрессии эвгеосинклинали. Пластовая ритмичность ритмо-пачек здесь выражена чередованием железистых и туфовых пластов.

Трансгрессивная порфиритовая формация второго яруса включает железистые пласты, продолжающие трансгрессивный фаціальный ряд верхних пластов базальной формации. Трансгрессивное развитие вулканизма выражено породно-пластовым составом формации, представленной в нижней части разреза туфовыми ритмо-пачками, в середине — туфо-порфиритовыми и в верхней части — существенно порфиритовыми ритмо-пачками ортопород основного и ультраосновного состава. Эта формация второго яруса является тектоническим аналогом метабазитовой формации первого яруса и также, как последняя, отражает аналогичные тектоно-осадочные и тектономагматические условия повторной трансгрессивной стадии развития эвгеосинклинали. Однако имеется большая разница между ними, выраженная повышением силичности, известковистости и железистости ортопород порфиритовой формации: авгитофировых, платиофировых, диабазовых и андезитовых порфиритов.

Трансгрессивная порфирит-ультрабазитовая формация второго яруса

принадлежит к нижней тектонической фазе второго ярусного мегацикла. Она содержит железистые пласты туфоколчеданов, которые завершают трансгрессивный фациальный ряд железистых пластов базальной и порфиритовой формаций. Эта формация является аналогом базит-ультрабазитовой формации первого яруса, отличаясь от нее развитием характерных порфиритов повышенной известковистости и ультрабазитов габбро-перидотитового ряда.

Регрессивная порфирит-туфовая формация завершает тектоно-осадочный и тектоно-магматический мегацикл второго яруса, в котором она отражает регрессивно-инверсионную стадию развития рифта (см. табл. 1, 2). Наряду с порфиритами эффузивно-интрузивных фаций вулканизма в ней широко развиты туфосланцы основного – среднего состава (Сурский район), основного – среднего – кислого состава (Чертомлыкский участок), а также пласты туфопесчаников в Белозерском районе. Эксгалиационно-осадочные железистые породы, очевидно, имеют подчиненное развитие. Маломощные пласты туфокварцитов встречены пока только в одном Сурском районе.

Приведенная характеристика формаций и структурных ярусов рифтовой зоны призвана помочь сопоставлению их с бортовыми зонами, редуцированные формации которых, значительно видоизменяясь фациально, все же сохраняют основные элементы двух рассмотренных выше ярусных мегациклов.

Мегациклы Криворожско-Кременчугской бортовой зоны

В Криворожско-Кременчугской бортовой зоне так же, как и в рифтовой, мегациклы рифтового этапа связаны с двумя нижними ярусами – базит-офиолитовым (первым) и порфирит-железисто-кремнистым (вторым). Эти ярусы имеют здесь контрастный породный состав, очень резкие границы, маркированные во многих депрессиях базальными конгломератами, и частые случаи разнопланового залегания с простирающимися диагонального плана формаций первого яруса и ортогонального – формаций второго яруса.

Первый базит-офиолитовый ярус бортовой зоны содержит в крупных депрессиях-синклиналиях все три формации – трансгрессивную metabазитовую, трансгрессивную базит-ультрабазитовую и регрессивную спилит-кератофир-туфовую (Кременчугский, Желтореченский, Лихмановско-Высокопольский районы). В мелких и средних депрессиях-синклиналиях разрезы яруса редуцированы и ограничены развитием маломощной и часто неполной трансгрессивной metabазитовой формации.

Второй порфирит-железисто-кремнистый ярус бортовой зоны сходен со своим аналогом в рифтовой зоне по развитию тектоно-осадочного ме-

гацикла и резко отличается от него по полноте тектоно-магматического мегацикла. Как и в рифтовой зоне, тектоно-осадочный мегацикл характеризуется трансгрессивным и регрессивным фациальными рядами железистых пластов в разрезе яруса. Тектоно-магматический мегацикл значительно редуцирован и представлен фрагментарно мелкими сильно разрозненными пластами ультрабазитов, metabазитов, кератофиров и их туфов, развитых локально лишь в самых крупных депрессиях-синклиналях бортовой зоны (Кременчутской, Омельникской, Желтореченской, Криворожской).

Осадочный мегацикл первого базит-офиолитового яруса в бортовой зоне расшифровке не поддается из-за отсутствия в разрезе терригенных парапород и чрезвычайно слабого развития железистых пород. Фациальные сведения о которых приведены выше при анализе осадочного мегацикла первого яруса в рифтовой зоне (см. табл. 6, рис. II, 12).

Осадочный мегацикл второго порфирит-железисто-кремнистого яруса является опорным не только для Криворожско-Кременчутской бортовой зоны, но и для всех других структурно-фациальных зон эвгеосинклинали, включая второй ярус рифтовой зоны. Его анализ и воспроизведение базируются на большом фактическом материале изучения криворожской серии, представляющей этот ярус как единую сланцево-железисто-кремнистую формацию.

Полное тектоническое развитие мегацикла во времени характеризуется стратотипическим разрезом Кременчутского депрессии-синклинория, насыщенным железистыми пластами разных осадочно-геохимических фаций в трансгрессивном и регрессивном рядах мегацикла. Его пространственные границы определяются широким площадным развитием железистых пород в крупных, средних и мелких депрессионных структурах всех бортовых зон.

Для анализа цикличности и структурно-фациальных особенностей этого мегацикла нами подобраны наиболее характерные и лучше других изученные районы и участки, представляющие в бортовой зоне окраинные и пририфтовые цепочки депрессионных структур разного порядка. В табл. 9 представлены фациальные данные по железистым породам мелких и средних синклиналей окраинных районов и пририфтовых участков, характеризующихся маломощными разрезами второго яруса (криворожской серии).

Фациально редуцированная криворожская серия всех семи участков (табл. 9) отличается от стратотипического разреза чрезвычайно малой мощностью (100-500 м), небольшим количеством железистых пластов в разрезе (2-3), мощность которых, за немногими исключениями, также фациально редуцирована до одного - трех десятков метров, а протяженность пластов находится в пределах от 3-8 до II км. В связи с мелки-

Т а б л и ц а 9. Вариации основных индексов осадочных геохимических
второго яруса Криворожско-

Район, участок	Пласт, пач-ка	Сред-няя мощ-ность м	Про-тя-жен-ность м	Коли-чест-во ана-лиз	D			M	
					От	До	$\bar{X}$	От	
<u>Окраинные районы</u>									
Омельникский	1	15	6	-	-	-	-	-	
	2	45	6	1	-	-	1,35	-	
	3	20	6	1	-	-	0,33	-	
Ивановский	1	20	8	2	0,60	0,72	0,66	7,8	
	2	10	8	1*	-	-	-	-	
Зеленовский	1	70	3	4	0,73	1,03	0,86	10,4	
Артемовский	2	20	3	-	-	-	-	-	
<u>Пририфтовые участки</u>									
Успенковский	1	10	3	9*	-	-	-	-	
	2	25	4	1	-	-	1,10	-	
	3	10	4	1	-	-	0,55	-	
Николаевский	1	25	1	2	0,50	0,85	0,68	9,4	
	2	20	2	1*	-	-	-	-	
	3	15	1	1	-	-	0,40	-	
Попельнастовский	1	25	5	1	-	-	0,85	-	
	2	30	5	3	0,26	0,28	0,27	7,5	
	3	40	6	2	0,11	3,9**	2,0	4,4	
Желтянский	1	25	11	3	0,08	1,00	0,84	6,3	
	2	28	8	2	0,77	1,20	0,99	7,8	
	3	6	6	4	1,00	1,08	1,03	7,8	

* Сокращенные анализы на железо.

** Мартитовые железилиты.

П р и м е ч а н и е. Индексы фаций вычислены по анализам, заим-
Г.Ф.Гузенько, Н.И.Половко.

фаций железистых кварцитов по железистым пластам опорных разрезов
Кременчутской бортовой зоны

+ С		Fe _{общ}			Fe _{магн.}			Si/FMC		
До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	3,3	-	-	40,2	-	-	30,0	-	-	0,91
-	16,7	-	-	31,0	-	-	14,8	-	-	1,37
15,0	11,4	35,6	44,5	40,0	28,2	37,4	32,8	0,59	1,02	0,80
-	-	38,0	40,0	39,0	-	-	-	-	-	-
16,3	12,4	31,6	42,7	39,6	34,1	37,2	35,4	0,70	1,26	0,93
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	18,0	38,0	31,5	-	-	28,4	-	-	-
-	5,2	-	-	38,4	-	-	35,8	-	-	0,94
-	11,5	-	-	33,6	-	-	24,1	-	-	1,12
20,5	15,0	30,1	35,6	32,8	18,1	31,2	26,3	0,80	1,29	1,04
-	-	-	-	37,0	-	-	-	-	-	-
-	9,4	-	-	30,1	-	-	18,1	-	-	1,29
-	6,3	-	-	42,8	-	-	38,1	-	-	0,64
16,9	11,3	11,7	39,4	29,5	4,0	21,8	15,4	0,75	0,76	0,75
38,6	26,5	28,6	32,4	30,5	5,5	8,5	7,0	1,04	1,30	1,17
21,8	12,5	28,9	39,3	33,1	28,0	33,9	28,5	0,93	1,30	1,24
10,9	9,8	36,7	37,6	37,1	25,6	31,9	29,5	0,91	1,45	1,18
14,4	10,5	32,7	41,1	37,4	29,6	36,7	32,9	0,77	1,11	0,92

ствованием из работ И.Н.Бордунова, М.Н.Доброхотова, Я.М.Грицкова,

Окончание табл. 9

Район, участок	Осадочная фация	Метаморфическая ступень
<u>Окраинные районы</u>		
Омельникский	Красноцветная	Магнетитовых роговиков
	"	Магнетитовых джеспилитов
	Пестроцветная	Магнетит-куммингтонитовых роговиков
Ивановский	Красноцветная	Итабиритов
	"	"
Зеленовский	"	"
Артемовский	"	"
<u>Пририфтовые участки</u>		
Успенковский	Красноцветная	Магнетитовых роговиков
	"	Джеспилитов
	"	Магнетитовых роговиков
Николаевский	"	Итабиритов
	"	Джеспилитов
	"	Магнетитовых роговиков
Попельнастовский	"	"
	Красноцветная и пестроцветная	Куммингтонитовых роговиков
Желтянский	То же	Магнетитовых роговиков
	"	" "
	"	Итабиритов

ми размерами железистых пластов изучение их качества осталось на поисковом уровне петрографических описаний с малым количеством опорных силикатных анализов.

Общей характерной особенностью железистых пород средних и мелких депрессий-синклиналей бортовой зоны является их принадлежность к красноцветам, отличающимся высоким качеством. Содержание общего железа в них находится в пределах 30-40%, а магнетитового - 25-35%. Благодаря интенсивному метаморфизму кварциты представлены легкообогащаемыми среднезернистыми роговиками и крупнозернистыми итабиритами.

Более полные разнофациальные разрезы криворожской серии содержатся в крупных депрессионных структурах, приближающихся по размерам к структурам рифтовой зоны. В табл. 10 представлены расчеты фациальных индексов железистых пород двух наиболее крупных пририфтовых депрессий-синклиналиев бортовой зоны - Криворожской и Кременчугской. В первой мощность единой сланцево-железисто-кремнистой формации второго яруса (криворожской серии) составляет 1000-1200 м, во второй достигает 2000-2200 м. Соответственно увеличивается в них и количество железистых пластов в разрезе до 5-7 в Криворожском и до 16 в Кременчугском депрессии-синклинории. Привлекает внимание большая мощность многих железистых пластов в обоих районах (50-120 м), а в отдельных пластах она достигает 250-350 м при протяженности от 20-30 до 40 км.

На Саксаганском участке Криворожского района в составе криворожской серии выделяется семь железистых пластов (железистых горизонтов) разной мощности, из которых первые шесть сложены магнетитовыми кварцитами и джеспилитами красноцветной фации, а седьмой наиболее крупный пласт средней мощностью 350 м представлен пестроцветными магнетит-куммингтонитовыми кварцитами. Как показывают расчеты (табл. 10) здесь развит неполный красноцветно-пестроцветный ряд фаций трансгрессивного характера без сероцветных кварцитов и колчеданных пластов, свойственных полнофациальному трансгрессивному ряду стратотипического разреза этого яруса.

Добавленный к этому участку восьмой железистый пласт относится к Дальним Западным полосам (ДЗП) Западно-Анновского участка и является отторженным разломами от сплошной толщи криворожской серии Саксаганского участка. Стратиграфическое и структурное положение его еще неясно, а первичный состав железистых пород сильно изменен метасоматически. Они обогащены железисто-магнезиальными карбонатами, доломитом и кальцитом. Поэтому пласты ДЗП в фациальном ряду железистых пород Саксаганского участка не учитываются, а в табл. 10 и на графиках они использованы лишь для сравнения с неизмененными породами основно-

Т а б л и ц а 10. Вариации основных индексов осадочных геохимических второго яруса (Пририфтовые ра

Район, участок	Пласт, пачка	Средняя мощность, м	Протяженность, км	Количество анализов	О			М	
					От	До	$\bar{x}$	От	
Криворожский Саксаганский	1	50	25	25	0,39	0,65	0,57	9,6	
	2	70	25	28	0,41	1,20	0,78	10,2	
	3	45	20	3*	0,13	0,21	0,17	7,7	
	4	100	25	72	0,47	1,08	0,96	9,2	
	5	60	25	57	0,79	1,20	0,96	7,8	
	6	250	25	661	0,40	1,13	0,77	7,4	
	7	350	18	52	0,33	0,68	0,51	18,8	
Дальние Западные полосы Лихмановский	8	120	4	10	0,17	0,40	0,29	25,6	
Кременчугский	1	35	7	10	0,59	0,97	0,80	5,7	
	2	85	9	12	0,43	0,88	0,79	9,9	
	3*	25	9	5	0,30	0,60	0,40	10,7	
	4	25	9	3	0,80	1,10	0,95	6,7	
	5	120	9	39	0,90	1,10	1,00	5,8	
	1	50	30	9	0,54	0,80	0,70	6,1	
	2	35	40	8	0,54	1,09	0,84	8,6	
	3	45	40	19	0,41	1,08	0,80	9,9	
	4	40	30	17	0,35	1,81	1,14	3,2	
	5	25	45	11	0,27	0,69	0,39	11,0	
	6	30	40	10	0,22	0,50	0,34	20,5	
	7	250	45	16	0,12	0,37	0,21	18,2	
	8	8	30	3	0,01	0,01	0,01	9,2	
	9	30	25	5	0,12	0,36	0,26	19,2	
	10	30	25	5	0,68	1,91	1,11	12,0	
	11	20	20	2	0,49	0,85	0,67	10,0	
	12	10	25	12**	-	-	-	-	
	13	100	25	15	0,70	1,51	0,96	8,7	
	14	125	25	3	0,18	0,31	0,26	19,7	
	15	65	15	3	0,61	1,18	0,84	6,2	
	16	30	15	7**	-	-	-	-	

* Сланцевый горизонт.

** Сокращенные анализы на железо.

Примечание. Индексы фаций вычислены по анализам, выполненным В.А.Шапошниковой, Э.А.Ярошуком.

ских фаций железистых кварцитов по железистым пластам опорных разре-
зны Криворожско-Кременчугской бортовой зоны)

+ С		Fe _{общ}			Fe _{магн}			Si / FMC		
До	Х	От	До	Х	От	До	Х	От	До	Х
21,7	16,8	27,7	34,7	30,7	16,6	24,2	22,1	0,81	1,21	1,06
18,6	14,6	27,3	38,8	34,2	17,5	35,0	25,4	0,83	1,81	1,10
11,5	9,6	13,6	19,0	16,3	3,1	12,9	8,2	1,51	2,17	1,94
17,5	12,2	29,7	37,9	35,6	18,9	33,0	28,9	0,85	1,11	0,91
20,3	13,0	34,2	46,1	39,2	21,2	38,2	25,5	0,84	1,28	0,96
24,1	16,0	21,9	43,2	34,9	19,2	24,0	21,0	0,72	1,84	0,92
27,4	20,2	21,7	34,0	27,6	15,8	20,2	17,0	1,05	1,73	1,46
46,5	40,5	19,1	30,3	22,1	4,7	12,7	11,4	0,64	1,51	0,98
10,4	8,0	26,5	35,6	31,2	18,3	31,4	27,0	0,79	1,39	1,11
14,8	12,2	27,5	35,9	33,3	17,0	32,0	26,2	0,90	1,48	1,16
14,8	13,0	19,2	27,4	23,6	9,7	18,8	15,4	1,06	1,68	1,27
29,2	15,1	31,3	37,2	34,3	30,2	34,3	31,1	0,91	1,24	0,99
10,7	8,6	38,1	40,3	39,4	31,8	35,2	30,3	0,79	1,34	0,91
15,6	11,9	31,5	35,8	32,9	25,1	31,7	27,9	0,93	1,12	1,05
18,9	14,6	30,2	38,5	36,4	25,2	34,2	32,0	0,86	1,58	1,02
20,7	14,1	28,5	37,5	35,1	19,5	37,5	30,7	0,94	1,14	1,01
16,8	11,5	25,0	40,2	36,7	24,0	30,7	26,6	0,91	1,14	1,00
24,3	18,4	23,3	31,9	27,6	12,7	27,8	17,2	1,14	1,67	1,41
30,2	26,2	22,5	29,3	25,8	10,8	19,6	15,7	1,17	1,63	1,34
32,7	27,3	22,4	28,0	24,2	6,5	19,0	7,7	1,20	1,61	1,38
16,2	12,4	28,4	33,8	33,8	1,2	2,2	1,6	0,54	0,83	0,66
30,0	22,9	34,8	36,3	35,9	12,6	24,9	18,8	0,44	1,37	0,77
17,4	14,1	30,4	39,4	35,5	20,7	29,9	25,3	0,85	1,06	0,99
18,0	14,0	20,0	36,0	32,5	23,5	28,1	25,7	0,77	1,13	0,96
-	-	28,4	36,5	32,5	22,4	33,0	27,7	-	-	-
18,1	12,5	30,7	41,5	38,2	23,6	32,0	28,5	0,64	0,96	0,80
27,9	23,1	22,1	31,1	26,6	8,7	20,9	15,0	1,01	1,55	1,25
14,1	9,7	33,2	48,4	44,4	27,5	32,0	29,8	0,64	1,00	0,88
-	-	32,0	38,0	35,0	21,4	30,6	28,0	-	-	-

ствованным из работ И.Н.Бордунова, М.И.Веригина, М.В.Педан, П.Н.Хар-

Район, участок	Осадочная фация	Метаморфическая ступень
Криворожский		
Саксаганский	Красноцветная	Магнетитовых роговиков
	"	"
	Кремнистых туффитов	Сланцевая
	Красноцветная	Магнетитовых роговиков
	"	Джеспилитов
	"	Магнетитовых роговиков
Дальние Западные	Пестроцветная	Куммингтонитовых роговиков
полосы	Сероцветная	Карбонатных роговиков
Лихмановский	Красноцветная	Магнетитовых роговиков
	"	"
	"	Кварцито-сланцев
	"	Магнетитовых роговиков
	"	Джеспилитов
Кременчугский	"	Куммингтонитовых роговиков
	"	Джеспилитов
	"	Магнетитовых роговиков
	"	Джеспилитов
	Пестроцветная	Карбонат-куммингтонитовых роговиков
	"	То же
	Сероцветная	"
	Колчеданная	Карбонатных роговиков
	Сероцветная и пестроцветная	Карбонат-куммингтонитовых роговиков
	Красноцветная	Магнетитовых роговиков
	"	"
	"	"
	"	"
	Пестроцветная	Карбонат-куммингтонитовых роговиков
	Красноцветная	Магнетитовых роговиков
	"	"

го разреза криворожской серии. Для сравнения с Саксаганским участком приведены также фациальные данные по железистым пластам Лихмановского участка, призванные показать фациальную устойчивость по простиранию нижних пяти железистых пластов криворожской серии в пределах одного крупного Криворожского депрессии-синклинария на расстоянии 30–50 км.

Оба рассмотренных участка Криворожского района одинаково отличаются неполным разрезом трансгрессивного ряда железистых пород, а следовательно, весь второй ярус, представленный этим разрезом, можно квалифицировать как сильно редуцированный, лишенный железистых пластов сероцветной и колчеданной фаций, а также всего регрессивного ряда осадочного мегацикла, фациально выклинивающихся почти на всей территории бортовой зоны. Это делает Кременчугский железорудный район уникальным не только для Криворожско-Кременчугской, но и для других бортовых зон эвгеосинклинали. Здесь в полнофациальном стратотипическом разрезе второго яруса (криворожской серии) полное развитие получил осадочный мегацикл с трансгрессивным и регрессивным фациальными рядами в шестнадцать железистых пластов разреза.

Нижние четыре железистых пласта сложены магнетитовыми кварцитами и дреспилитами красноцветной фации. Следующие два пласта (пятый и шестой) образованы карбонат-куммингтонит-магнетитовыми кварцитами пестроцветной фации, а самый крупный седьмой пласт (250 м) в середине разреза представлен магнетит-карбонат-куммингтонитовыми кварцитами сероцветной фации. Восьмой пласт принадлежит к колчеданам. Таким образом, в нижней половине 2-километрового разреза криворожской серии развит последовательный трансгрессивный фациальный ряд железистых пластов красноцветной, пестроцветной, сероцветной и колчеданной фаций. Регрессивный ряд этих же фаций начинается девятым пластом магнетит-карбонат-куммингтонитовых кварцитов сероцветной и пестроцветной фаций и продолжается целым рядом пластов (10–16) красноцветной фации. Исключение в их ряду составляет лишь 14-й пласт пестроцветов, отражающий неустойчивый характер осадконакопления регрессивной тектонической стадии второго ярусного мегацикла.

Для стратотипического разреза криворожской серии Кременчугского района характерны литологические парагенезисы в ритмо-пачках разных частей серии. В ее низах развиты пятипластовые ритмо-пачки с песчаниковыми, сланцевыми и железистыми пластами магнетитовых кварцитов красноцветной фации. В ритмо-пачках середины разреза с железистыми пластами сероцветной фации ассоциируют порфирит-амфиболиты (скв. 808) и альбитовые железисто-кремнистые туффиты, а с колчеданными пластами — альбит-кварц-серпичитовые туфосланцы. Показательны также пяти-

пластовые ритмо-пачки верхней части разреза криворожской серии. В II, 12, и 16-й ритмо-пачках с магнетитовыми кварцитами и джеспилитами красноцветной фации ассоциируют крупные пласты полимиктовых конгломератов и гравелитов, а также сланцевые пласты светлых кварц-серпичитовых сланцев большой мощности. Для полимиктовых конгломератов и гравелитов характерны обломки, половина которых представлена железистыми кварцитами, а другая половина — кварцем и гранитами.

Таким образом, выделяемый в стратотипическом разрезе осадочный мегацикл второго яруса опирается не только на трансгрессивный и регрессивный ряды железистых фаций, но и на короткие ряды терригенных литофаций от базальных конгломератов через сланцевые пласты середины разреза до пластов конгломератов и гравелитов в ритмо-пачках верхней части криворожской серии. Представляет интерес сопоставление стратотипического разреза второго яруса бортовой зоны (Кременчугско-го депрессии-синклиория) со вторым ярусом рифтовой зоны. В осадочном мегацикле железистых фаций обеих зон полностью совпадают трансгрессивные и регрессивные фациальные ряды, а также многие пласты ортопород. Находящийся в базальной ритмо-пачке криворожской серии тальковый пласт (тальковый горизонт) сопоставляется с тальковыми и тальк-актинолитовыми пластами нижних туфовых ритмо-пачек трансгрессивной порфиритовой формации Сурского, Верховцевского и Чертомлыкско-Соленовского депрессий-синклиориев. Порфирит-амфиболитовый пласт и туффитовые пропластки сероцветных ритмо-пачек трансгрессивного ряда фаций Кременчугского района сопоставляются с многочисленными пластами аналогичных пород в трансгрессивной порфиритовой формации Сурского, Чертомлыкско-Соленовского и Конкского районов. Разница между бортовой и рифтовой зоной только количественная. В рифтовой зоне гораздо больше пород эффузивно-интрузивных фаций вулканизма, чем в бортовых зонах, и это вполне закономерно.

Обилие ортопород во втором ярусе рифтовой зоны определило его расчленение на четыре формации по признаку преобладания в них определенных ортопород или их отсутствия в отдельных частях разреза. Так появились на свет базальная туфо-железисто-кремнистая, трансгрессивная порфиритовая, трансгрессивная порфирит-ультрабазитовая и регрессивная порфирит-туфовая формации, объединенные в ярусе одним тектоно-осадочным и тектоно-магматическим мегациклом.

Во втором ярусе бортовых зон вулканические ортопороды и их туфы из-за слабого развития не влияли так весомо на его расчленение, как в рифтовой зоне. Кроме того, исторически сложилось так, что стратотипический разрез второго яруса бортовой зоны с пластами ортопород во многих ритмо-пачках был открыт и описан автором в Кременчугском

районе лишь в 1964 г., т.е. на сто лет позже начала изучения неполной криворожской серии в Кривбассе, где единственные ортопороды талькового горизонта также были расшифрованы совсем недавно [121]. Все эти геологические и исторические обстоятельства привели к выделению во втором ярусе бортовых зон единой сланцево-железисто-кремнистой формации, полный тектоно-осадочный и тектоно-магматический мегацикл которой сопоставляется с аналогичным мегациклом второго яруса рифтовой зоны с его четырьмя формациями — базальной туфо-железисто-кремнистой, трансгрессивной порфиритовой, трансгрессивной порфирит-ультрабаазитовой и регрессивной порфирит-туфовой.

Расчеты фациально-геохимических индексов железистых пород (табл. 9, 10) проиллюстрированы графиками на рис. 14 и 15. На горизонтальной оси графиков расставлены железистые пласты с их порядковым номером в разрезах каждого района, а по вертикали показано содержание общего и магнетитового железа, а также относительные значения индекса сероцветности. Рисунки дополняют общую картину развития полного осадочного мегацикла в стратотипическом разрезе Кременчугского района (график 10) и его трансгрессивной красноцветно-сероцветной части в редуцированных разрезах остальных районов бортовой зоны. На многих графиках (рис. 14 и 15) видны аномальные отклонения кривых, требующие дополнительных объяснений. Например, первый пласт красноцветного ряда фаций почти на всех графиках отличается от вышележащих пластов пониженным содержанием общего и магнетитового железа и индекса красноцветности. Ни на одном участке бортовой зоны в первом пласте не обнаружены сине-краснополосчатые железослюдко-магнетитовые джеспилиты, которые обычно появляются в разрезах серии лишь в составе третьего, четвертого, пятого пластов. Все это обусловлено повышенным содержанием в первом пласте мелких кварцито-сланцевых пропластков, количество которых в вышележащих пластах постепенно идет на убыль.

Графики 8 и 9 на рис. 14, 15 (по Саксаганскому и Лихмановскому участкам Криворожского района) построены без учета указанных в табл. 10 данных по третьему сланцевому пласту. На Первомайском, Глееватском, Скелеватском и Ингулецком месторождениях, по анализам которых построены эти графики, третий железистый пласт не выделяется. Благодаря выклиниванию разделяющего сланцевого пласта он приключается к четвертому железистому пласту и составляет с ним неделимый спаренный пласт. Поэтому средние фациальные данные последнего одинаково распространены на оба железистых пласта — третий и четвертый.

Графики фациальных кривых многих районов бортовой зоны (рис. 14 и 15) позволяют заметить разницу между полнофациальным стратотипическим разрезом криворожской серии Кременчугского района и редуцирован-

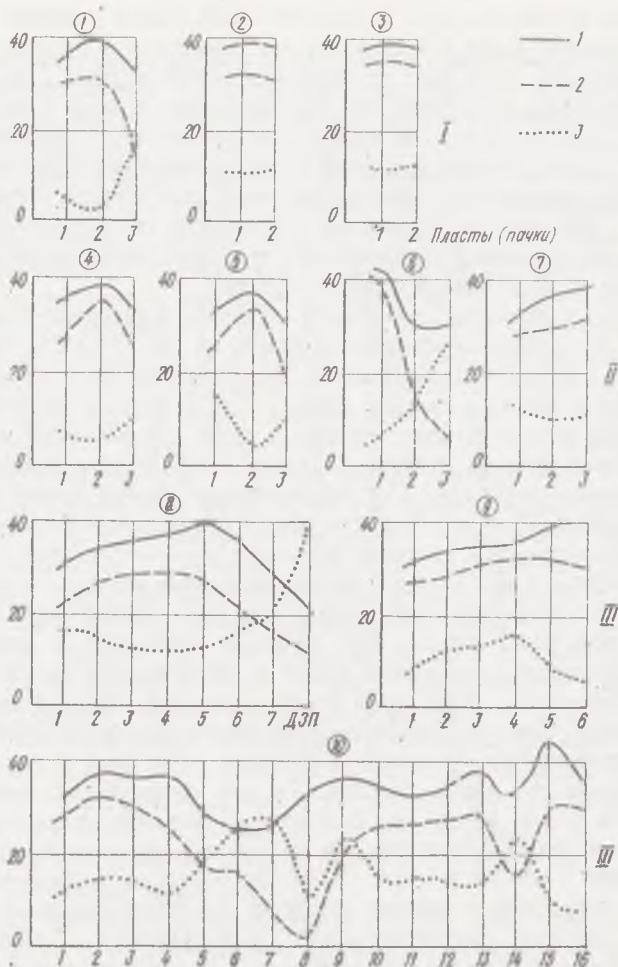


Рис. 14. Графики зависимости среднего содержания железа от индекса сероцветности ($M+C$) в разнофациальных железистых пластах опорных разрезов (районов) второго яруса Криворожско-Кременчугской бортовой зоны.

Среднее содержание железа в пласте (%): 1 - валового, 2 - магнетитового; 3 - средний индекс сероцветности железистых пород ($M+C$). Районы и участки (цифры в кружках): 1 - Омельникский; 2 - Ивановский; 3 - Зеленовский; 4 - Успенский; 5 - Николаевский; 6 - Попельнастовский; 7 - Мелтянский; 8 - Саксаганский; 9 - Лихмановский; 10 - Кременчугский. Структурно-фациальная позиция в зоне: I - Крайние районы; II - пририфтовые участки; III - пририфтовые районы крупных депрессий

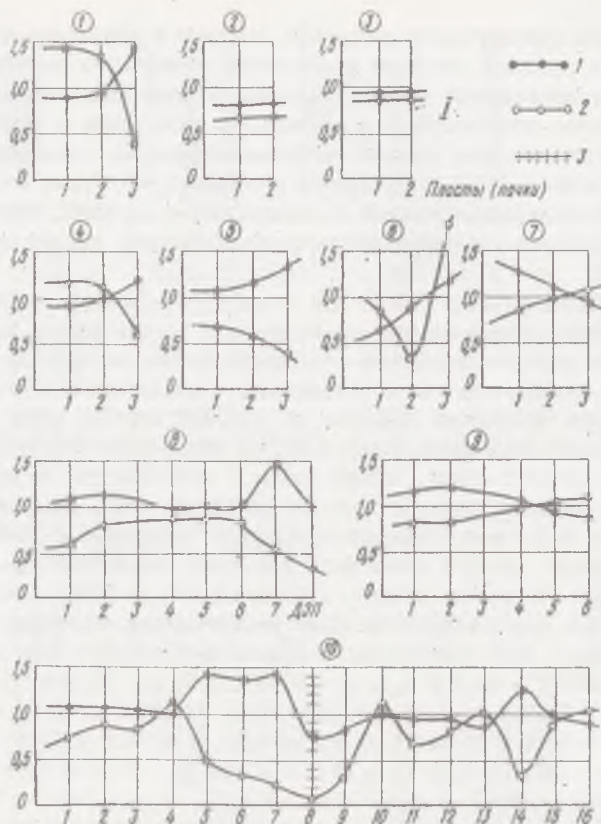


Рис. 15. Графики зависимости индексов кремнеземистости Si/FMC и красноватости O в разнофациальных железистых пластах разрезов (районов) второго яруса Криворожско-Кременчугской бортовой зоны. Средние индексы: 1 - кремнеземистости Si/FMC ; 2 - красноватости O ; 3 - пласты туфоколчеданов Кременчугского района. Районы см. на рис. 14

ными ее разрезами, развитыми во всех остальных депрессионных структурах - больших, средних и малых. В трех последних категориях структур хорошо видно повсеместное полное выпадение регрессивной части яруса, а также наиболее глубоководных фаций (сероцветов и колчеданов) в его трансгрессивной части.

Эти структурно-фациальные различия между депрессионными структурами разного порядка, очевидно, объясняются пестротой локальных условий осадконакопления, которое зависело от многих причин: площади каж-

дои вулкано-тектонической депрессии, глубины и длительности ее погружений и просядок; степени расчлененности местного рельефа, выраженного отрицательными и положительными формами; интенсивности эвстазионного, эксплозивного и эффузивного вулканизма и связанных с ним гидродинамических условий осадконакопления; и, очевидно, также от состава эвстазий фумарольного и сольфатарного типа и связанных с ним гидрохимических условий эвстазионно-осадочных, туфо-осадочных и терригенно-осадочных компенсаций постепенно развивавшихся депрессий.

По Кременчугскому району для стратотипического разреза криворожской серии определен минерально-фазовый состав железа по всем железистым пластам, включающий содержание железа магнетитового, карбонатного и куммингтонитового, сульфидного и алюмосиликатного (табл. II). Как и другие фациальные индексы, он отражает степень ритмо-фациальных изменений железистых пород в полном разрезе тектоно-осадочного мегацикла второго яруса. Данные табл. II получены тем же методом, что и для стратотипического разреза рифтовой зоны в Сурском районе (см. табл. 8). В ней приведено абсолютное содержание железа по минеральным фазам, которое может быть дополнено также относительным их содержанием (от железа общего, пересчитанного на 100%). Каждый железистый пласт характеризуется таким относительным содержанием железа магнетитового плюс гематитовое и железа карбонатного плюс куммингтонитовое (%): 1 - 84,5 и 3,1; 2 - 90,0 и 5,2; 3 - 92,5 и 5,6; 4 - 93,0 и 5,1; 5 - 62,3 и 30,4; 6 - 60,8 и 37,0; 7 - 32,8 и 59,1; 8 - 4,6 и 84,3^{*}; 9 - 52,4 и 43,0; 10 - 92,1 и 5,7; 11 - 79,8 и 11,8; 12 - 85,3 и 7,9; 13 - 92,7 и 5,7; 14 - 56,4 и 40,0; 15 - 91,0 и 5,9; 16 - 80,0 и 11,4.

Наглядной иллюстрацией ритмо-фациального строения второго яруса служат гистограммы минерально-фазового состава железа в железистых пластах криворожской серии (рис. 16), составленные по данным таб. II. На рисунке выделяется кривая раздела железа, входящего в минералы красноцветной фации (магнетит) и сероцветной-колчеданной фаций (карбонаты и сульфиды). В трансгрессивном ряду фаций от первого до восьмого пласта она заметно снижается, а в регрессивном ряду от девятого до шестнадцатого пласта постепенно поднимается с небольшим отклонением в 14-м пласте.

Приведенные графические и цифровые иллюстрации фациально-геохимических особенностей железистых пород криворожской серии являются результатом применения ритмо-фациального анализа разрезов. Как видно из построений, эффективность анализа для выявления фациальных рядов

* Сульфидное железо.

Т а б л и ц а II. Минерально-фазовый состав железа в железистых пластах стратотипического разреза второго яруса Кременчугского депрессии-синклинория

Стадия мега- цикла	Номер желе- зисто- го пла- ста	Количе- ство ана- лизоб	Номер скважины	Железо, %						Осадочно- геохимиче- ская фаза
				магне- титовое	гемати- товое	карбо- натное и кум- минго- нитовое	суль- фид- ное	алимо- сили- катное	об- щее	
Регрес- сивно- инвер- сион- ная	16	7	503	28,0	—	3,9	0,1	3,0	35,0	Красноцветная
	15	3	581	29,8	10,7	2,8	0,1	1,0	41,4	"
	14	3	266,348	15,0	—	10,5	0,1	1,0	26,6	Пестроцветная
	13	15	136,800,856, 861,879,903	28,5	7,2	2,0	0,1	0,4	38,2	Красноцветная
		12	182к, 437	27,7	—	2,5	0,1	2,2	32,5	"
	II	2	129к, 141	25,7	—	3,8	0,2	2,8	32,5	"
	10	5	137,159	25,3	7,4	2,1	0,2	0,5	35,5	"
	9	5	137	18,8	—	15,4	0,2	1,5	35,9	Пестроцветная и сероцветная
	8	3	589	1,6	—	1,0	28,5	2,7	33,8	Колчеданная
	7	16	80,101,152к		—					
Транс- грес- сивная			191,450,590	7,7	—	14,3	0,4	1,8	24,2	Сероцветная
	6	10	226,409,619	15,7	—	9,5	0,1	0,5	25,8	Пестроцветная
	5	11	77,90,102, 119,675	17,2	—	8,4	0,1	1,9	27,6	"
	4	17	111,85,90,93, 94,102,117,610	26,6	7,3	2,0	0,1	0,7	36,7	Красноцветная
	3	19	111,86,94,96, 102,106,119	30,7	2,1	2,0	0,1	2,8	35,1	"
	2	8	86,92,102, 106,119,213,							
			226,603,607	32,0	1,0	2,0	0,1	1,3	36,4	"
	1	9	146,198,201	27,9	—	1,0	0,2	3,8	32,9	"

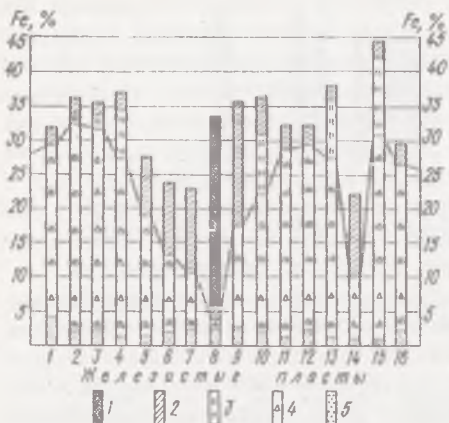


Рис. 16. Фациальное строение стратотипического разреза второго яруса Кременчугского синклиналя по данным минерально-фазового состава железа в железистых пластах. Железо: 1 - туфоколчеданное; 2 - карбонатное и кумингтонитовое; 3 - железнослудковое; 4 - магнетитовое; 5 - алумосиликатное

и тектоно-осадочных стадий мегацикла в каждом ярусе прямо зависит от фациальной полноты разрезов и количества железистых пластов в них. Наиболее удачным он оказывается на участках со стратотипическими разрезами структурных ярусов, которые помогают решать ряд важных геологических вопросов: увязывать между собой все редуцированные разрезы средних и мелких депрессионных структур бортовой зоны, а также сопоставлять их с полными и редуцированными разрезами структур рифтовой и других бортовых структурно-фациальных зон эвгеосинклинали.

Мегациклы торцевой бортовой зоны КМА

Состав и строение структурных ярусов этой зоны имеют много общего с ярусами рассмотренной выше Криворожско-Кременчугской и других бортовых зон. Целиком аналогичны нижние два яруса, принадлежащие к рифтовому этапу, а также третий ярус, выполняющий вторичные краевые прогибы орогенного этапа развития эвгеосинклинали.

Первый базит-офиолитовый ярус, включающий михайловскую серию, широко представлен трансгрессивной метабазитовой формацией с локальными участками развития на ней трансгрессивной базит-ультрабазитовой и регрессивной спилит-кератофир-туфовой формаций.

Второй порфирит-железисто-кремнистый ярус во всей зоне КМА представлен неполными однофациальными разрезами двух нижних свит курской железорудной серии. Их редуцированный характер виден как по ограниченному набору осадочных, так и по отсутствию или ничтожному участию вулканических компонентов формаций.

Третий известково-кремнистый ярус включает широко развитую осадочную толщу верхней курской свиты, аналогичную третьему ярусу Криво-

рожско-Кременчугской бортовой зоны, а также локально развитые вулканогенные курбакинскую и тимскую свиты. Последняя сопоставляется с малоомощной верхней метабазитовой свитой третьего яруса Азово-Павлоградской бортовой зоны.

В большинстве известных депрессионных структур зоны в основании второго и третьего ярусов содержатся базальные ритмо-пачки с маркирующими пластами конгломератов и песчаников, на которых залегают трансгрессивные ряды осадочных ритмо-пачек, сложенных парасланцами и железистыми кварцитами (второй ярус), парасланцами и известковыми кварцитами (третий ярус). Судя по фациальным рядам железисто-кремнистых и известково-кремнистых пород, трансгрессивные осадочные толщи названных ярусов остались незавершенными, а регрессивные — не начатыми. Во всей торцевой зоне КМА не встречено ни одной крупной депрессионной структуры с полнофациальными стратотипическими разрезами тектоно-осадочных мегациклов, представленных многопластовыми трансгрессивными и регрессивными фациальными рядами. Поэтому редуцированные разрезы структурных ярусов КМА приходится расшифровывать путем сопоставления их с полными разрезами других бортовых зон или самого рифта.

Лишенные осадочных пород и обедненные железистыми кварцитами редуцированные разрезы первого яруса расчленяются на тектоно-магматические стадии и формации при помощи корреляции их с опорными стратотипическими разрезами этого яруса в рифтовой зоне — в Сурском, Верковцевском и Конкском депрессиях-синклиналиях.

Тектоно-осадочный мегацикл первого яруса представлен фрагментарно лишь единичными железистыми пластами, ограниченно развитыми на небольших участках. Их место в ярусном мегацикле можно определить только косвенно по тем вулканогенным формациям, в которых они залегают — в трансгрессивной метабазитовой, трансгрессивной базит-ультрабазитовой или регрессивной спилит-кератофир-туфовой. По фациально-геохимическим индексам железистые породы разных участков относятся к образованиям пестроцветной фации (см. табл. 6, рис. II, I2).

Тектоно-осадочный мегацикл второго яруса одинаково слабо развит в региональном плане как в мелких и средних, так и в крупных депрессиях-синклиналиях. Он представлен нижней красноцветной частью трансгрессивной стадии, сложенной базальной ритмо-пачкой с конгломерат-песчаниковыми пластами в основании и одной-двумя ритмо-пачками, содержащими сланцевые и железистые пласты красноцветной фации (табл. I2, рис. I7). В табл. I2 представлены расчеты фациально-геохимических индексов железистых кварцитов второго яруса (курской серии) по трем опорным районам КМА — Курско-Орловскому, Белгородскому и Старооскольскому. В каждом из них для сравнения отобраны наиболее крупные депрессионные

Т а б л и ц а 12. Вариации основных индексов осадочных геохимических второго яруса торфовой бортовой зо

Район, участок	Пласт, пачка	Средняя мсц-ность, м	Протяженность, км	Количество анализов	0		
					От	До	$\bar{x}$
Курско-Орловский	I	500	45	3	0,12	1,35	0,71
Белгородский	I	300	90	3	0,12	1,24	0,52
Старооскольский	I	60	30	144	0,19	1,28	0,60
Осколецкий	2	120	30	247	0,27	1,40	1,06
Коробковский	2	150	15	225	0,35	1,23	0,67
Стойленский	2	150	12	41	0,41	0,98	0,77
Азово-Павлоградская бортовая зона							
Орехово-Павлоградский	I;2	13;20	7	1	-	-	4,9
Корсак-Гуляйпольский	I	100	5	3	0,35	1,10	0,64
Корсак-Могила	2	200	1	2	0,96	1,0	0,98
Инзовский	I	50	1	2	0,77	1,00	0,88
Стульневский	I,2	20	2	1	0,62	-	0,62
Каменная Могила	I,2	120	4	1	-	-	0,34
Гуляйпольский	I	60	15	2	0,49	0,59	0,54
"	2	165	15	3	0,31	0,50	0,42
Западно-Приазовский					Нет железа		
Восточно-Приазовский	I	40	9	19	0,39	0,80	0,56

ских фаций железистых кварцитов по железистым пластикам опорных разрезов КМА и Азово-Павлоградской бортовой зоны

$M + C$			$Fe_{\text{общ}}$			$Fe_{\text{магн}}$		
От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$
5,8	29,3	18,7	28,7	37,7	32,1	7,5	27,5	19,7
9,7	29,9	20,9	25,1	32,8	28,2	7,3	26,8	18,4
9,8	22,5	17,3	25,0	37,3	28,7	11,9	36,5	23,2
11,0	24,5	13,5	21,7	33,1	31,6	18,4	32,4	30,7
10,6	19,0	16,3	20,3	33,9	31,7	20,3	33,9	28,1
9,4	21,1	12,1	29,0	39,4	36,7	20,6	38,3	34,8
-	-	1,9	-	-	41,0	-	-	0,5
11,0	13,0	11,7	31,0	38,4	34,8	18,5	35,5	26,1
2,6	11,7	7,2	27,7	40,9	34,3	26,7	37,7	32,1
7,9	14,8	11,4	29,2	38,0	33,6	24,4	35,2	29,8
-	-	13,5	-	-	35,5	-	-	28,0
-	-	3,3	-	-	20,7	-	-	15,0
12,2	15,8	14,0	29,2	33,8	31,5	22,6	24,0	23,3
13,0	18,2	15,1	25,4	26,4	26,9	14,1	19,8	16,7
стых пород								
9,7	17,5	13,9	32,6	35,1	34,0	3,5	30,9	25,2

Окончание табл. 12

Район, участок	Si/FMC			Осадочная фация	Метаморфиче- ская ступень
	От	До	$\bar{X}$		
Курско-Орловский	0,94	1,24	1,08	Красноцвет- ная и пест- роцветная	Джеспилитов и магнетит-кум- мингтонитовых роговиков
Белгородский	1,12	1,45	1,32	То же	То же
Старооскольский	0,95	1,61	1,29	"	"
Осколецкий	1,16	1,64	1,21	"	"
Коробковский	0,94	1,26	0,97	"	"
Стойленский	0,88	1,20	0,94	"	"
Азово-Павлоградская бортовая зона					
Орехово-Павлоградский	-	-	0,80	Красноцвет- ная	Карбонат-гематитовых квар- цитов
Корсак-Гуляйпольский	0,86	1,43	1,12	Красноцвет- ная	Итабиритов
Корсак-Могила	0,84	0,98	0,91	"	"
Инзовский	0,90	1,30	1,10	"	"
Стульневский	-	-	0,93	"	"
Каменная Могила	-	-	2,10	"	"
Гуляйпольский	1,01	1,30	1,15	"	Магнетит-кум- мингтонитовых роговиков
"	1,53	1,80	1,66	"	То же
Западно-Приазовский	Нет железистых пород				
Восточно-Приазовский	1,00	1,20	1,06	Красноцвет- ная	Итабиритов, таконитов

П р и м е ч а н и е. Индексы фаций вычислены по анализам, заимствованным из работ И.А.Андрющенко, Е.Б.Глебовского, Н.И.Голилкина, Д.С.Зайцева, Г.В.Жукова, Е.И.Качанова, В.Ф.Киктенко, Б.Д.Клагина, Г.Л.Кравченко, В.П.Кривонос, И.И.Могилевец, В.Д.Полищук, В.И.Полищук, Л.Я.Ходяш.

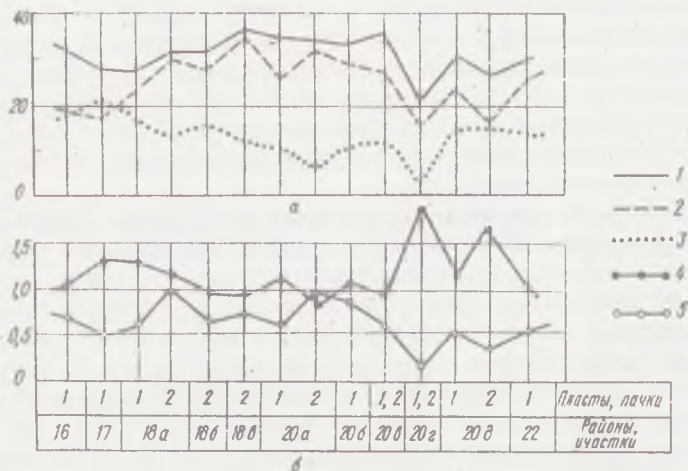


Рис. 17. Графики зависимости среднего содержания железа от индекса сероцветности $M+C$ (а) и индексов кремнеземистости Si/FMC и красноцветности O (б) в однофациальных железистых пластах опорных разрезов (районов) второго яруса торцевой бортовой зоны КМА и Азово-Павлоградской бортовой зоны.

Среднее содержание железа в пласте (%): 1 - валового; 2 - магнетитового; серые индексы: 3 - сероцветности железистых фаций ($M+C$); 4 - кремнеземистости Si/FMC ; 5 - красноцветности O . Районы и участки: 16 - Курско-Орловский; 17 - Белгородский; 18a - Осколецкий; 18b - Коробковский; 18c - Стойленский; 20a - Корсак-Могила; 20b - Лизольский; 20c - Стульневский; 20d - Каменная Могила; 20e - Туляйпольский; 22 - Восточно-Павловский.

структуры - Михайловская, Белгородская и Тим-Ястребовская. Для них характерно упрощенное ритмо-пачковое строение из двух ритмо-пачек большой мощности 200-600 м, из которых верхняя пачка содержит железистые пласты мощностью от 100-300 до 500 м. Только на одном Осколецком участке Старооскольского района в курской серии насчитываются две железистые пачки с железистыми пластами мощностью 60 и 120 м.

Многочисленные химические анализы пород по разрабатываемым месторождениям КМА достоверно определяют фациальные особенности крупных пластов железистых кварцитов курской серии, принадлежащих к красноцветной фации с небольшими вариациями фациальных индексов на краях пластов, где обычно развиты кварцито-сланцы. Как видно из табл. 12, средний индекс красноцветности O железистых пластов курской серии на разных участках изменяется от 0,52 до 1,06 и соответствует красноцветной фации магнетитовых кварцитов и железослюдко-магнетитовых железитов. Сравнительно низкое качество железистых кварцитов (по

железу магнетитовому) Михайловской и Белгородской депрессий (18–20%) заметно улучшается на Старооскольских месторождениях. В железистых пластах последних содержание магнетитового железа составляет 23–31%, а на Стойленском участке повышается до 35%. Низкие значения индекса сероцветности ($M+C = 12-21$) и кремнеземистости ($Si/SMC = 0,94-1,32$) также характеризуют железистые кварциты курской серии как образования красноцветной фации.

Ввиду почти повсеместного однопачкового строения средней железорудной свиты курской серии для нее построены своеобразные графики изменения фациально-геохимических индексов железистых пород (рис. 17). Они развернуты не по вертикали разрезов, как в предыдущих зонах, а по горизонтали площадного развития одного-двух железистых пластов свиты на разных участках и месторождениях КМА. На рис. 17 приведено сравнение железистых фаций КМА и бортовой Азово-Павлоградской зоны, где также развиты одно-двухпачковые разрезы второго яруса. Оба графика (рис. 17) характеризуют железистые пласты КМА как образования красноцветной фации, широкое площадное развитие которых является одной из отличительных особенностей бортовых зон Криворожско-Курской эвгеосинклинали.

Тектоно-осадочный мегацикл третьего яруса КМА рассмотрен ниже совместно с другими зонами во вторичных краевых прогибах эвгеосинклинали.

Мегациклы Азово-Павлоградской бортовой зоны

Ярусные мегациклы, как и структурные ярусы этой зоны, относятся к числу наименее изученных образований Криворожско-Курской эвгеосинклинали. Структурные ярусы выделены только по породному составу по аналогии с другими структурно-фациальными зонами. В большинстве депрессионных структур они не имеют таких четких, как на КМА, межярусных границ, отмеченных литологическими или тектоническими признаками структурных несогласий.

На Приазовье, как и на КМА, тектоно-осадочные мегациклы во всех ярусах сильно редуцированы и представлены одиночными железистыми пластами и монотонными, хотя и мощными, толщами парагнейсов, еще не расчлененными на ритмо-пачки. Ввиду ограниченности сведений о составе и ритмо-пачковом строении ярусов нам удалось только сопоставить их одиночные железистые пласты с аналогичными ярусами других, геологически наиболее близких структурно-фациальных зон.

В первом базит-офиолитовом ярусе железистые породы практически не развиты, если не считать одного-двух маломощных (6–30 м) пропластков, встреченных на Новоданиловском, Новоандреевском и Терсянском

участках пририфтового Орехово-Павлоградского района. Приведенные в табл. 6 и показанные на рис. 11 и 12 фациально-геохимические индексы итабиритов названных участков отвечают красноцветам и фациально сопоставляются с красноцветами этого яруса, развитыми в Белозерской прибортовой рифтовой и в Белгородской и Михайловской бортовых депрессионных структурах КМА. Для итабиритов Приазовья индекс красноцветности равен 0,68; сероцветности — 1,0; кремнеземистости — 1,12; содержание общего железа — 33,1, магнетитового железа — 25,9%.

Во втором порфирит-железисто-кремнистом ярусе железистые кварциты имеют более широкое площадное развитие, чем в первом ярусе. Они закартированы на ряде участков Орехово-Павлоградского, Корсак-Гуляйпольского и Восточно-Приазовского районов, однако в редуцированных разрезах яруса они образуют всего один-два железистых пласта резко изменчивой мощности (20–200 м) и протяженности (1–15 км) на разных участках. Все железистые пласты второго яруса представлены кварцитами красноцветной фации, которые определяют монофациальный характер осадконакопления редуцированной трансгрессивной части ярусного мегацикла.

Вариации фациально-геохимических индексов железистых пластов Приазовья (второй ярус) и КМА иллюстрируются рис. 17. Для обеих зон графики построены по структурно-фациальному принципу площадных изменений железистых пород двух пластов в разных районах и участках КМА и Приазовья. В Восточно-Приазовском районе охарактеризованы железистые породы мелких пластов железистой пачки Мариупольского месторождения. Кривые, отражающие в железистых пластах содержание валового и магнетитового железа и индекса сероцветности (рис. 17а), характеризуются на большинстве участков слабыми вариациями названных значений. Исключение составляет участок Каменная Могила, породы которого, сильно обогащенные кремнеземом, отличаются пониженным качеством (по железу общему и магнетитовому). Аномальный минеральный состав железистых пород этого участка отражают вариации индексов красноцветности и кремнеземистости пород на разных участках КМА и Приазовья (рис. 17,б). Оба приведенных графика набором основных фациально-геохимических индексов характеризуют близкие фациальные условия образования железистых пород в сильно редуцированных разрезах второго яруса бортовых зон КМА и Приазовья.

Заканчивая обзор тектоно-осадочных мегациклов нижних двух ярусов, принадлежащих к рифтовому этапу развития эвгеосинклинали, отметим возможность их воссоздания с помощью ритмо-фациального и структурно-фациального анализов, опирающихся главным образом на литофации осадочных и осадочно-геохимические фации железистых пород. Из них главными

являются железистые породы, более равномерно и обильно развитые в разрезах ярусов многих депрессионных структур и на более широкой площади в разных структурно-фациальных зонах — рифтовой и всех бортовых. Преимущество железистых пород состоит также в возможности количественного сопоставления их основных фациально-геохимических индексов: красноцветности, сероцветности, сульфидности, кремнеземистости, содержания общего и магнетитового железа.

Из приведенного обзора также видно неравномерное развитие тектоно-осадочных ярусных мегациклов, представленных полными трансгрессивной и регрессивной стадиями в стратотипических разрезах и отдельными, чаще всего, трансгрессивными их частями в редуцированных разрезах ярусов. При таком характере их развития отчетливо вырисовывается важность и необходимость выявления стратотипических разрезов каждого яруса, позволяющих, несмотря на их редкость, оценить относительную полноту редуцированных разрезов в соседних депрессионных структурах этой зоны и даже в удаленных структурах других структурно-фациальных зон во всей эвгеосинклинали.

Мегацикл третьего яруса вторичных краевых прогибов эвгеосинклинали

Третий тектоно-осадочный ярусный мегацикл эвгеосинклинали связан с развитием вторичных краевых прогибов на прежних бортах рифтовой зоны, пережившей инверсию. Наиболее четко он выражен в полных разрезах известково-кремнистой формации (см. табл. 2). Как и в других ярусах, он представлен трансгрессивными и регрессивными рядами ритмо-пачек с характерными для этого яруса изменениями литофаций в песчаных и сланцевых пластах и осадочно-геохимических фаций в стержневых известково-кремнистых пластах.

Трансгрессивный фациальный ряд третьего тектоно-осадочного мегацикла обычно начинается базальной ритмо-пачкой, сложенной песчаным и сланцевым или песчанокремнистым, сланцевым и кварцитовым пластами, наряду с которыми иногда развиты железистые магнетитовые кварциты или переотложенные богатые железные руды. В ритмо-пачках, следующих за базальным горизонтом, повторяются с заметными фациальными изменениями трансгрессивного характера песчаные, сланцевые и кварцитовые пласты, мощность последних местами достигает 200–500 м (намного превосходит маломощные сланцевые пласты Кременчугской, Ивановской, Родионовской и Криворожской депрессионных структур). Ритмо-пачки середины полных разрезов яруса обычно представлены доломитовыми и доломит-сланцевыми пластами, несущими в ярусном трансгрессивном ряду фаций основные ритмо-фациальные изменения. При этом мощность сланцевых пластов еще больше уменьшается, а песчаные, как правило, выпадают из разрезов ритмо-пачек.

Регрессивный фациальный ряд третьего тектоно-осадочного мегацикла выражен регрессивными фациальными изменениями всех пластов ритмо-пачек верхней половины яруса. В этой части разреза в каждой вышележащей пачке растет доля сланцевых и песчаниковых пластов, а в последних возрастает число пропластков псаммитовых и псефитовых песчаников конгломератов и гравелитов в ущерб алевроитовым песчаникам. Стержневые доломитовые пласты ритмо-пачек середины яруса уступают место доломито-сланцевым, кварцитовым, кварцито-сланцевым и, наконец, сланцевым пластам, окаймленным в самых верхних пачках песчаниковыми пластами из конгломератов и гравелитов.

Состояние изученности пород третьего яруса в настоящее время позволяет провести анализ осадочно-геохимических фаций известково-кремнистых и железисто-кремнистых эксталяционно-осадочных пород с использованием разработанных нами фациально-геохимических индексов — красноцветности, сероцветности, кремнеземистости, и других параметров. В табл. 13 приведены данные о развитии железистых пород в базальных ритмо-пачках третьего яруса, обнаруженных в Николаевской и Попельнастовской депрессионных структурах Криворожско-Кременчугского прогиба, в Михайловской и Белгородской структурах КМА и на Приазовье. Согласно фациально-геохимическим индексам все железистые породы этого яруса независимо от их мощности и метаморфизма принадлежат к красноцветной фации. Индекс красноцветности O не опускается ниже 0,44; наиболее часто равен 0,50–0,60; максимальный — 1,04–13,80. С высоким индексом красноцветности сочетается низкий индекс сероцветности пород ($M+C = 3,9$ –18,9), также характерный для красноцветной фации. Кроме того, железистые породы третьего яруса обладают высоким качеством по содержанию железа (общего 30–40% и магнетитового 18–34%). На ряде участков их развития они характеризуются большой мощностью (60–150 м) и хорошей обогатимостью сильно метаморфизованных крупнозернистых итабиритов (месторождения Куксунгур и Васиновское на Приазовье). Ритмо-пачковый парагенез железисто-кремнистых пород красноцветной фации третьего яруса с песчаниками и конгломератами напоминает аналогичные парагенезисы названных пород в единой сланцево-железисто-кремнистой формации второго яруса.

Осадочно-геохимические фации известково-кремнистых пород третьего яруса выделяются так же четко, как и среди железисто-кремнистых пород осадочно-вулканогенного комплекса. Крайними членами фациального ряда от красноцветной до сероцветной фаций в них служат кварциты и доломиты, длинный ряд пород промежуточного состава принадлежит к пестроцветной фации. К последней относятся силикатно-известково-кремнистые роговики и калыцафиры, доломитовые сланцы и диопсидовые гнейсы.

Т а б л и ц а 13. Вариации основных индексов осадочных геохимических третьего яруса (вторичные прогибы)

Район, участок	Пласт, пачка	Сред-няя мощ-ность, м	Протя-жен-ность, км	Количе-ство анали-зов	O ⁱ		
					От	До	$\bar{X}$
<u>Криворожско-Кременчугский вторичный прогиб</u>							
Николаевский	I	31	1	1	-	-	0,40
Попельнастовский	I	15	2	1	-	-	13,8
<u>Вторичные прогибы бортовой зоны КМА</u>							
Михайловский	I	10	2	-	-	-	-
Белгородский	I	50	3	-	-	-	-
<u>Азово-Парлоградский вторичный прогиб</u>							
Орехово-Парлоградский	I	65	12	2	0,44	0,60	0,52
Западный Ново- ниловский	2	60	12	2	0,44	0,60	0,52
Васиновский	1,2,3	80,60	3	2	0,68	0,86	0,77
Корсак-Гуляйпольский							
Куксунгур	I	150	3	3	0,83	1,20	1,04

Кварциты красноцветной фации ассоциируют в пятипластовых ритмо-пачках с пластами грубоэриггенных пород и в этом отношении могут параллелизоваться с красноцветными магнетитовыми кварцитами и джеспилитами единой сланцево-железисто-кремнистой формации второго яруса. Они обладают самым высоким содержанием кремнезема (74-97%) и высоким индексом красноцветности, который коррелируется их чистотой. В кварцитах с содержанием кремнезема более 95% индекс красноцветности равен 0,5-1,1, обусловленный развитием в этих породах рудных минералов - магнетита, гематита, иногда пирита. В кварцитах, обогащенных примесями алмосиликатов, графита и карбонатов ($SiO_2 = 74-95\%$), индекс красноцветности снижается до 0,25-0,40. А повышение его в кварцитах обеих разностей до 1,20-1,80 связано с выветриванием этих пород, маргитизацией магнетита и развитием гидроксидов железа по силикатам и карбонатам (табл. 14). Из других фациально-геохимических параметров для кварцитов характерен большой индекс кремнеземистости Si/FMC (от 5,0 до 77,7) и низкой индекс известковистости (0,01-1,01), отражающий развитие в этих породах наряду с карбонатами магнезиальных слюд и хлоритов - флогопита, биотита, пеннина, диабантита. Петрохимические коэффициенты A, F, M, C (табл. 14) отражают состав примесей, отличающихся в кварцитах от примесей других известково-кремнистых пород самой высокой глиноземистостью и железистостью ($\bar{X}_A = 20,7; \bar{X} = 33,6$).

Доломиты сероцветной фации являются фациальным антиподом кварцитов с резкой переменной ролей карбонатов и кремнезема в их составе.

фаций железистых кварцитов по железистым пластам опорных разрезов бортовых зон эвгеосинклинали).

$M + C$			Fe общ			Fe магн		
От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$	От	До	$\bar{X}$
=	=	9,4	=	=	30,1	=	=	18,5
=	=	3,9	=	=	41,0	=	=	4,5
=	=	=	=	=	=	=	=	=
13,4	16,5	15,0	20,8	28,2	24,5	13,2	22,4	17,8
13,4	16,5	15,0	20,8	28,2	24,5	13,2	22,4	17,8
5,3	8,8	7,1	25,4	38,9	32,2	19,9	29,8	23,4
6,8	18,9	12,0	36,7	39,8	38,2	32,5	35,8	33,8

Содержание карбонатов в них достигает 90-95%, а кремнезема опускается до 1,62-2,16%. Резко падает также количество алюмосиликатных примесей - флогопита, биотита, хлорита (до 0-2%). Индекс красноцветности доломитов самый низкий, изменяющийся от 0 до 0,17, изредка достигая 0,43 в выветрелых разностях; такие же низкие индексы кремнеземистости ($\lambda = 0,08-0,15$) и кластомиктности ($\bar{X} = 0,70-1,20$), общая железистость доломитов в два - пять раз ниже железистости кварцитов ($\bar{X} = 1,10$, кварцитов - 3,60%).

Значения фациально-геохимических индексов известково-кремнистых пород промежуточной пестроцветной фации приведены в табл. 14. Среди них выделяются две разновидности известковых пород с высоким индексом известковитости (C/M более 1,50). В пироксеновых кальцифирах он изменяется от 3,00 до 4,10 ($\bar{X} = 3,41$), а известковых доломитов от 1,60 до 13,00 ($\bar{X} = 4,53$). Эти породы иногда образуют самостоятельные стержневые пласти в ритмо-пачках средних депрессионных структур или находятся в одних пластах совместно с доломитами, образуя их краевые части на контакте со сланцевыми пластами (Кременчутский район).

Различия химического состава осадочно-геохимических разновидностей известково-кремнистых пород хорошо наблюдаются на петрохимической диаграмме $A-F-(C+M)$ (рис. 18). На ней в углу $(C+M)$ обособляются сероцветные существенно карбонатные породы, вдоль $(C+M)-A$ выстраивается цепочка алюмосиликатно-кремнистых доломито-сланцев и диопсидовых гнейсов, а вдоль $(C+M)-F$ - кварциты, обогащенные рудными

Район, участок	Si/FMC			Осадочная фа́ция	Метаморфическая ступень
	От	До	$\bar{X}$		
<u>Криворожско-Кременчугский вторичный прогиб</u>					
Николаевский	-	-	I,30	Красноцветная	Магнетитовых роговиков
Попельнастовский	-	-	0,77	"	Маргитовых джеспилитов
<u>Вторичные прогибы бортовой зоны КМА</u>					
Михайловский	-	-	-	"	Железнослюдо- маргитовых ро- говиков
Белгородский	-	-	-	"	То же
<u>Азово-Павлоградский вторичный прогиб</u>					
Орехово-Павлоградский	I,26	I,86	I,53	"	Итабиритов
Западный Новодани- ловский	I,26	I,86	I,53	"	"
Васиневский	0,93	0,95	0,94	"	"
Корсак-Гуляйпольский				"	"
Куксунгур	0,85	0,93	0,89	"	"

Примечание. Индексы фаций вычислены по анализам, заимствованным из работ Я.М.Грицкова, Н.И.Половко, Г.В.Жукова, И.Л.Андрущенко, В.П.Кривонос.

минералами - магнетитом, гематитом, пиритом. В отдельных разновидностях кварцитов петрохимический коэффициент железистости механических примесей достигает 50-53, а коэффициент глиноземистости - более 66. Средние значения этих двух коэффициентов для всех видов кварцитов равны соответственно 33,62 и 20,73.

Для фациальных разновидностей известково-кремнистых пород показательна геохимическая диаграмма корреляции индексов известковистости C/M и кремнеземистости Si/FMC (рис. 19). На ней по значениям индекса кремнеземистости обособляются три фигуративных поля: фация доломитов (Si/FMC менее 0,5), фация известково-кремнистых пород промежуточного состава ($Si/FMC = I-I0$) и фация кварцитов (Si/FMC более 10). В то же время индекс известковистости C/M всех известково-кремнистых пород изменяется в одних и тех же пределах - от 0,1 до 10,0, что связано с развитием аналогичных минеральных ассоциаций карбонатов кальцит-доломитовой группы и производных по ним метаморфических пара- и ортосиликатов. Дробные значения этого индекса от 0,1 до 1,0 отражают долю участия примесей магнезиальных силикатов и аломосиликатов в доломитах и кварцитах, а целые - I-10 являются почти зеркальным отражением кальцит-доломитовых отношений в породах.

Таблица 14. Фациально-гесхимические типы известково-кремнистых пород третьего яруса

Порода (количество анализов)	Статистический знак	Фациально-гесхимические индексы			Петрохимические коэф- фициенты, по Н.П.Се- мененко				Основные компоненты химического состава, %						
		Si/FMC	G/M	O	A	F	M	C	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O	MgO	CaO	CO ₂
1 (9)	min	5,00	0,10	0,25	12,00	13,30	18,00	3,20	73,70	0,58	0,86	0,36	0,32	0,10	0,59
	max	77,70	1,01	1,80	66,60	53,00	45,50	43,60	97,38	4,90	7,39	2,26	7,02	10,00	6,50
	$\bar{x}$	27,28	0,49	0,84	20,73	33,62	30,56	16,09	83,42	2,74	2,44	1,96	2,21	2,23	3,00
2 (4)	min	3,10	0,80	0,41	13,00	5,30	26,80	28,60	40,99	9,16	1,20	1,08	3,27	4,21	1,50
	max	6,0	1,90	0,67	38,60	10,10	35,30	53,20	69,26	11,97	1,73	1,26	8,36	21,84	9,50
	$\bar{x}$	3,60	1,16	0,56	24,55	3,20	31,10	36,15	61,10	10,22	1,51	1,19	5,76	10,42	3,58
3 (3)	min	0,60	3,00	0,05	4,00	3,30	15,50	63,80	26,87	3,20	0,38	1,12	4,67	25,75	5,00
	max	1,40	4,10	0,27	11,50	9,20	22,90	69,20	51,20	8,80	0,61	4,30	7,25	30,50	23,10
	$\bar{x}$	1,00	3,41	0,15	8,50	5,50	19,50	66,50	38,90	6,32	0,46	2,35	5,84	27,69	13,07
4 (12)	min	0,10	0,50	0	0,90	0,40	31,30	34,10	9,59	1,07	0	0,50	12,86	22,30	14,98
	max	0,50	2,10	0,46	5,80	8,40	55,20	64,60	26,87	6,05	1,70	4,88	26,01	36,99	32,31
	$\bar{x}$	0,23	1,06	0,27	3,80	3,30	45,00	47,90	16,89	4,01	0,71	1,81	19,02	28,06	24,47
5 (8)	min	0,04	1,60	0	0	0,60	6,70	60,70	1,63	0,01	0	0	2,24	38,28	36,47
	max	0,10	13,60	0,17	1,17	1,80	37,10	93,30	5,84	1,66	0,88	0,57	10,00	51,56	40,40
	$\bar{x}$	0,08	4,53	0,11	0,70	0,80	17,80	80,70	3,50	0,74	0,19	0,38	7,53	46,33	39,23
6 (6)	min	0,01	1,10	0	0	1,30	38,50	49,90	2,16	0	0,12	0	14,32	27,80	36,20
	max	0,30	1,40	0,43	2,70	6,00	46,70	55,50	14,44	2,31	2,06	4,28	21,06	29,52	44,02
	$\bar{x}$	0,15	1,18	0,24	1,20	3,60	43,50	51,70	6,64	1,06	0,97	1,77	17,69	29,00	40,90

Примечание. Породы: 1 - кварциты известково-доломитовые; 2 - силикатно-известково-кремнистые кварцито-сланцы и диосидовые гнейсы; 3 - пироксеновые кальцифиры; 4 - силикатные оливин-серпентиновые доломито-сланцы и кальцифиры; 5 - известковые доломиты; 6 - доломиты. Опробованные депрессионные структуры: Кременчугская, Омельницкая, Желтянская, Криворожская, Куксунгур, Бердянская, Матрипольская, Михайловская (КМА). Авторы анализов: И.Н.Бордунюв, М.Н.Доброхотов, Я.М.Гришкюв, Н.И.Половко, Г.В.Жуков, Г.Д.Кравченко, В.Д.Полишук.

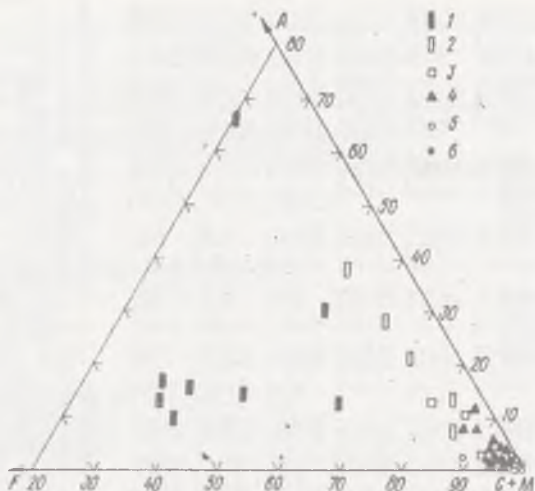


Рис. 18. Петрохимическая диаграмма $A-F-C+M$ осадочно-геохимических фаций кварцитов и доломитов третьего яруса.

Породы: 1 - кварциты; 2 - силикатно-кремнистые диопсидовые гнейсы; 3 - пироксеновые кальцифиры; 4 - силикатные оливин-серпентиновые доломито-сланцы и кальцифиры; 5 - известковые доломиты; 6 - доломиты

Изменения трех основных фациально-геохимических индексов известково-кремнистых пород разных фаций выражены кривыми на диаграмме рис. 20. В этих породах по всем трем индексам (A , O , Si/FMC) наблюдаются однозначные изменения пяти - семикратного спада от крайних красноватых до крайних сероцветных фаций.

В практике проведения геологосъемочных, поисковых и разведочных работ в структурах третьего яруса хемогенно-осадочные кварциты, доломиты и породы промежуточного состава используются как маркирующие горизонты при построении геологических карт и разрезов разного масштаба. Наш опыт ритмо-фациального анализа полнофациальных разрезов крупных структур показывает, что эти породы могут также служить опорными пластами фациально-геохимического, ритмо-фациального и структурно-фациального анализов для сопоставления полных разрезов с редуцированными, широко развитыми в средних и мелких депрессионных структурах каждой зоны авгеосинклинали.

К настоящему времени полнофациальные разрезы третьего яруса с трансгрессивным и регрессивным рядами ритмо-пачек выявлены лишь в еди-

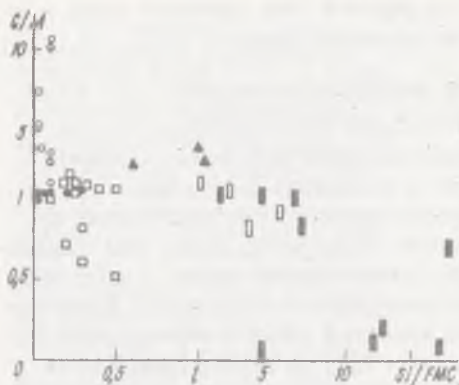


Рис. 19. Диаграмма C/M - Si/FMC осадочно-геохимических фаций кварцитов и доломитов третьего яруса.

Условные обозначения см. на рис. 18

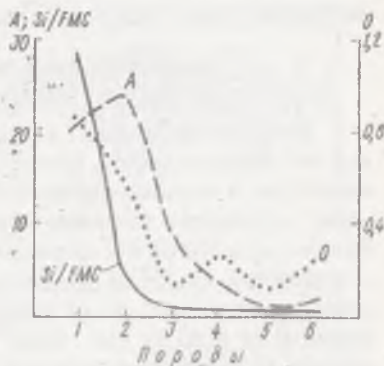


Рис. 20. Вариационные кривые фациально-геохимических индексов кварцитов и доломитов третьего яруса.

Породы 1 - кварциты; 2 - силикатно-кремнистые диопсидовые гнейсы; 3 - пироксеновые кальцифиры; 5 - известковые доломиты; 6 - доломиты

нижних крупнейших депрессиях вторичных прогибов. В Криворожско-Кременчугском (Ингулецком) прогибе они вскрыты в Криворожском районе на участке шахты им. Фрунзе и в Родионовской депрессионной структуре. В Кременчугском районе в зоне надвига сохранилась лишь нижняя трансгрессивная половина яруса большой мощности (600-700 м). На КМА такие же полнофациальные разрезы третьего яруса вскрыты в трех крупнейших депрессионных структурах - Михайловской, Белгородской и Тим-Ястребовской. К сожалению, на Приазовье полнофациальные разрезы еще не разбурены и не распинованы.

Наблюдаемые между крупными, средними и мелкими депрессионными структурами различия в полноте осадочного ярусного метацикла составляют главную особенность региональных структурно-фациальных изменений третьего яруса. Они довольно контрастно проявляются внутри структурно-фациальных зон, но особенно резко - между структурами разных зон, где происходит полное структурно-фациальное замещение известково-кремнистой формации на монотонно-сланцевую (монотонно-гнейсовую) формацию, лишенную хемогенно-осадочных известково-кремнистых пород.

Следует отметить большое сходство в характере структурно-фациальных изменений эксталяционно-осадочных известково-кремнистых пород третьего яруса эксталяционно-осадочных железисто-кремнистых пород первого и второго ярусов. Они максимально развиты в наиболее вулканически

активных зонах эвгеосинклинали — в рифтовой зоне рифтового этапа и во внутренних зонах краевых прогибов орогенного этапа.

Корреляция осадочных мегациклов разных зон
по индексу сероцветности железистых пород

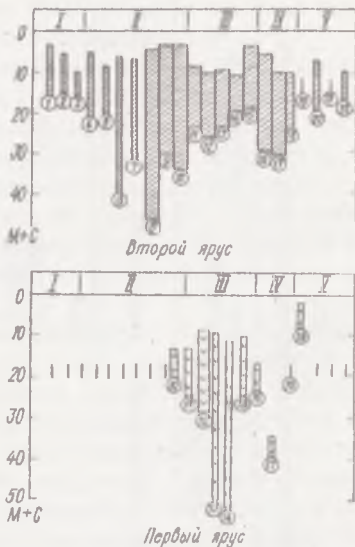
Как отмечалось выше, фациально-геохимический индекс сероцветности $M+C$ отражает разное количество и переменный состав магнезиально-железистых и железисто-известково-магнезиальных карбонатов ряда сидерит — брейнерит и доломит — анкерит или развитых за их счет куммингтонита, актинолита или пироксенов, присутствующих наряду с магнетитом в железистых кварцитах разных осадочно-геохимических фаций. В джеспилитах красноцветной фации пределы изменений индекса сероцветности колеблются от 3 до 12 (см. табл. 5, рис. 7,8), в магнетитовых кварцитах той же фации — от 8 до 20. В пестроцветных карбонат-магнетитовых кварцитах — от 15 до 30, а в сероцветных магнетит-карбонатных и магнетит-амфиболовых кварцитах изменяется от 22 до 45.

Указанная шкала сероцветности железистых пород разных фаций использована нами для структурно-фациальной корреляции осадочных мегациклов разных зон и депрессионных структур. В разрезах ярусов многих крупных и средних структур железистые пласты разных фаций образуют наложенные непрерывные цепочки интервалов сероцветности в виде единой многоступенчатой колонки, высота которой определяется фациальной полнотой разреза яруса данной структуры. Таким образом, внутри зон и между зонами сопоставляются высокие колонки полных стратотипических полифациальных разрезов крупных депрессий с редуцированными одно-двухфациальными разрезами мелких и средних депрессий (рис. 21). Короткие колонки редуцированных разрезов отличаются от высоких полнофациальных тем, что из них часто выпадают верхние звенья шкалы сероцветности, принадлежащие к джеспилитам и магнетитовым кварцитам, а нижние не везде заканчиваются сероцветными карбонатными или колчеданными фациями.

Сверху и снизу колонки ограничены фоновыми значениями индексов, а разная их ширина отражает переменную суммарную мощность всех железистых пластов яруса в каждой структуре. Колонки полной ширины соответствуют суммарной мощности 500–800 м, а узкие — мощности менее 500 м. Ширина последних показана как часть полной ширины колонки, равная отношению мощности железистых пород данной структуры к полной масштабной мощности (500 м).

Диаграмма (рис. 21) наглядно отражает большой рост эксталяционно-осадочной активности во втором порфирит-железисто-кремнистом ярусе по сравнению с первым базит-офиолитовым. При этом характерно также широкое площадное разрастание этой активности во втором ярусе и смещение

Рис. 21. Гистограммы фоновых границ индекса сероцветности железистых фаций ($M+C$) в структурных ярусах опорных районов и структурно-фациальных зон. Структурно-фациальные зоны (римские цифры): I - Криворожско-Кременчугская (окраинные районы); II - Криворожско-Кременчугская бортовая (пририфтовые районы); III - Базавлукская рифтовая; IV - торцевая бортовая зона КМА; V - Азово-Павлоградская бортовая. Районы и участки (цифры в кружках): 1 - Омельникский; 2 - Ивановский; 3 - Зеленовский; 4 - Успенковский; 5 - Николаевский; 6 - Попельнастовский; 7 - Желтянский; 8 - Саксаганский; 9 - Лихмановский; 10 - Кременчугский; 11 - Чертомлыкско-Соленовский; 12 - Вежовцевский; 13 - Сурский; 14 - Конкский; 15 - Белозерский; 16 - Курско-Орловский; 17 - Белгородский; 18 - Старооскольский; 19 - Орехово-Павлоградский; 20 - Корсак-Гуляйпольский; 21 - Западно-Приазовский; 22 - Восточно-Приазовский



ее максимумов от осевых структур рифта в первом ярусе к прибортовым структурам, а также в бортовые зоны.

Минимальный состав карбонатов, извлеченных из железистых пород нижних двух ярусов эвгеосинклинали, указан в табл. 15. В ней приведены выборочные анализы минералов из железистых кварцитов двух осадочно-геохимических фаций - пестроцветной и сероцветной. Первые из них (по данным 9 анализов) содержат 55-87% минала сидерита и 13-45% изоморфных примесей магнезита, кальцита и родохрозита. Они относятся к магнезиально-железистым разновидностям сидерита (ряду сидероплезит - пистомезит).

В карбонатах сероцветной фации доля известково-магнезиальных мишалов возрастает до 76-95%, а следовательно, их влияние на индекс сероцветности железистых пород заметно увеличивается. При этом в кварцитах сероцветной фации устанавливается также и наиболее высокое содержание карбонатов (25-40% объема пород), в пестроцветных кварцитах - 15-25% и в магнетитовых кварцитах и джеспилитах красноцветной фации - 3-12%.

Фоновые границы индексов сероцветности $M+C$ и красноцветности O железистых пород нижних двух ярусов осадочно-вулканогенного комплекса по всем опорным структурам Криворожско-Курской эвгеосинклинали (табл. 16).

Т а б л и ц а 15. Минеральный состав карбонатов железистых кварцитов Криворожской эвгеосинклинали, %

$FeCO_3$	$MnCO_3$	$MgCO_3$	$SiCO_3$	n_0	n_2	Минерал	Осадочная геохимиче- ская фация	Место- рождение	Литературный источник
86,96	3,38	2,97	6,69	-	1,630	Сидероплезит	Пестроцветная	Лебединское	Б.Д.Клагин [78]
86,80	0,90	10,80	1,50	-	-	"	"	Чертомлык- ское	Г.Ф.Гузенко [49]
80,00	-	18,00	2,00	-	-	"	"	Новокриво- рожское	А.А.Титлянов [151]
79,21	1,50	18,11	1,18	-	1,602	"	"	Белозер- ское	Л.Я.Ходин [161]
78,88	1,53	18,32	1,21	-	1,602	"	"	"	То же
77,88	1,50	18,82	1,80	-	1,603	"	"	"	"
73,90	4,90	17,40	3,80	-	1,597	"	"	"	"
65,43	-	27,78	6,97	-	-	Пистомезит	"	Лебединское	Б.Д.Клагин [78]
54,72	-	38,96	6,36	1,786	1,568	"	"	"	То же
65,14	1,35	7,75	25,76	-	-	Сидероплезит-Сероцветная анкерит		Белозерское	Л.Я.Ходин [161]
23,89	2,72	64,46	8,98	1,754	1,548	Мезитит	"	Лебединское	Б.Д.Клагин [78]
4,74	0,22	2,43	92,61	-	1,507	Паранкерит	"	Белозерское	Л.Я.Ходин [161]

хорошо иллюстрируют фациальную полноту разрезов обоих ярусов в каждой депрессионной структуре и структурно-фациальной зоне.

В первом ярусе полные полифациальные разрезы осадочных мегациклов от красноцветной до сероцветной и колчеданной фаций устанавливаются в Коньской и Сурской депрессионных структурах рифтовой зоны. Менее полные фациальные ряды пород, ограниченные красноцветной и пестроцветной фациями, находятся в прибортовых депрессиях рифта — Верховцевской и Белозерской. Однофациальные железистые пласты развиты в крупных бортовых структурах — Кременчугской, Михайловской и Белгородской (пестроцветная фация), а также в Орехово-Павлоградском районе (красноцветная фация).

Во втором порфирит-железисто-кремнистом ярусе полные полифациальные разрезы осадочного мегацикла от красноцветных джеспилитов до сероцветных магнетит-карбонатных кварцитов устанавливаются в многопластовых разрезах отдельных депрессий Криворожско-Кременчугской бортовой зоны и в однопластовых разрезах КМА (Михайловский, Белгородский и Старооскольский районы). В последних трех депрессиях чередование кварцитов разных фаций обусловлено пропластковой ритмичностью и структурно-фациальным изменением пластов по простираанию, при котором в разрезах изменяются количественные соотношения красноцветных, пестроцветных и сероцветных пропластков [117, 30].

Железистые породы второго яруса рифтовой зоны отличаются от бортовых зон общим повышенным индексом сероцветности $M+C$. Даже магнетитовые кварциты красноцветной фации здесь сильно обогащены карбонатами, их индекс сероцветности $M+C$ не опускается ниже интервала 8,3 — 11,6. Также довольно высоки верхние фоновые границы пестроцветной фации (18,3—27,0), которыми заканчиваются фациальные ряды железистых пород большинства депрессионных структур рифтовой зоны. Лишь в Сурской осевой депрессии, отличающейся наиболее полным разрезом второго яруса, полифациальная колонка осадочного мегацикла включает сероцветные кварциты с верхним фоновым индексом сероцветности 34,9.

Если характеризовать фациальный состав железистых пород второго яруса по площади его развития в пределах звгеосинклинали, то бортовые зоны можно выделить в нем как зоны максимального площадного развития магнетитовых кварцитов и джеспилитов красноцветной фации, а рифтовую зону — как зону максимального развития карбонат-магнетитовых кварцитов пестроцветной фации. Значительные массы сероцветов и колчеданов на этой территории возникают лишь локально, закономерно приурочиваясь к межзональным структурам прибортовых депрессий синклинориев, отличающихся чрезвычайно большой мощностью эксталяционно-осадочной сланцево-железисто-кремнистой формации.

Т а б л и ц а 16. Фоновые границы основных индексов фаций железа
ворожско-Курской

Район, участок	Первый			
	Фа			
	Красноцветная		Пестроцветная	
	M+C	0	M+C	0
<u>Криворожско-Кременчугская бортовая зона (окраинные районы)</u>				
Омельникский	Нет железистых пород			
Ивановский	То же			
Зеленовский	"			
<u>Криворожско-Кременчугская бортовая зона (пририфтовые районы)</u>				
Успенковский	Нет железистых пород			
Николаевский	То же			
Попельнастовский	"			
Желтянский	"			
Саксаганский	"			
Лихмановский	"			
Кременчугский	-	-	18,6	0,34
<u>Базавлукская рифтовая зона</u>				
Чертомлыкский	-	-	13,7	0,34
Верховцевский	8,6	0,90	27,5	0,52
Сурский	9,6	0,70	49,9	0,05
Коньский	11,6	0,74	15,0	0,34
Белозерский	10,9	0,84	24,4	0,34
<u>Торцевая бортовая зона КМА</u>				
Курско-Орловский	-	-	21,2	0,52
Белгородский	-	-	39,2	0,30
Старооскольский	Нет железистых пород			
<u>Азово-Павлоградская бортовая зона</u>				
Орехово-Павлоградский	1,0	0,68	-	-
Корсак-Гуляйпольский	Нет железистых пород			
Западно-Приазовский	-	-	-	-
Восточно-Приазовский	-	-	-	-

стих пород двух нижних ярусов осадочно-вулканогенного комплекса Кри-
звгеосинклинали

ярус		Второй ярус						
ция								
Сероцветная		Красноцветная		Пестроцветная		Сероцветная		
<i>М+С</i>	<i>О</i>	<i>М+С</i>	<i>О</i>	<i>М+С</i>	<i>О</i>	<i>М+С</i>	<i>О</i>	
		3,3	1,35	16,7	0,33	-	-	
		7,8-15,0	0,72-0,60	-	-	-	-	
		10,4-16,3	0,73-0,82	-	-	-	-	
		5,2	1,10	20,3	0,55	-	-	
		9,4-20,5	0,50-0,85	-	-	-	-	
		6,3	0,85	16,9	0,27	38,6	0,11	
		6,3-14,4	1,00-0,77	14,4-21,8	0,08-0,21	-	-	
		9,6	0,91	18,9	0,38	46,5	0,18	
		8,3	1,64	29,2	0,30	-	-	
-	-	3,2	1,35	23,7	0,40	32,7	0,12	
24,0	0,21	8,3	0,87	22,0	0,18	-	-	
-	-	10,4	0,60	27,0	0,25	-	-	
35,8	0,07	9,7	0,48	23,5	0,19	34,9	0,06	
52,8	0,06	11,6	0,52	19,2	0,33	-	-	
-	-	4,5	0,60	18,3	0,22	-	-	
-	-	5,8	1,35	21,0	0,56	29,3	0,12	
-	-	9,7	1,24	23,2	0,21	29,9	0,12	
		9,8	1,28	24,2	0,23	23,5	0,17	
-	-			Нет железистых пород				-
-	-	6,8	1,20	18,2	0,31	-	-	
-	-	-		Нет железистых пород				-
-	-	9,7	0,80	17,5	0,39	-	-	

Корреляция структурных ярусов по мощности

Мощность структурных ярусов является важнейшим критерием для оценки их структурно-фациальных изменений между соседними и удаленными депрессионными структурами, соседними и удаленными структурно-фациальными зонами. Она позволяет проводить прямые количественные сопоставления структур целых ярусов и их составных частей - трансгрессивных и регрессивных свит, характерных маркирующих ритмо-пачек, базальных горизонтов и пластов.

В Криворожско-Курской эвгеосинклинали мощность ярусов и их составляющих частей находится в прямой корреляционной связи с фациальной полнотой их разрезов, фациальной дифференциацией осадков и магматической дифференциацией вулканизма в ярусах. В определенной мере она отражает размеры, сложность и длительность формирования отдельных депрессионных структур и структурно-фациальных зон. Мощность трансгрессивных и регрессивных свит структурных ярусов по районам, участкам, депрессионным структурам разного порядка и структурно-фациальным зонам эвгеосинклинали (табл. 17) дает ясное представление о неравномерном развитии осадочно-вулканогенного комплекса, выраженном большой разницей мощностей ярусов в крупных, средних и мелких депрессионных структурах, а также разной полнотой разрезов трансгрессивных и регрессивных свит, базальных горизонтов песчаников.

Нижние два яруса рифтового этапа почти повсеместно развиты в депрессионных структурах рифтовой и бортовых зон. Причем более развиты в обоих ярусах трансгрессивные свиты, мощность которых изменяется от максимальных значений (2-3 тыс.м) в рифтовой зоне до минимальных - (50-100 м) в бортовых зонах. Регрессивные свиты этих ярусов развиты локально лишь в наиболее крупных депрессиях-синклиналиях рифтовой и бортовых зон. Показательно большое сокращение во втором ярусе структур, несущих регрессивные свиты, до 4 депрессий по сравнению с 12 аналогичными структурами первого яруса. Причем в большей мере сокращение коснулось бортовых зон, на территории которых остался лишь один Кременчугский депрессия-синклиналий, содержащий в стратотипическом разрезе второго яруса фациально полную регрессивную свиту с молассами и джеспилитами в верхних ритмо-пачках.

Третий ярус орогенного геосинклинального этапа максимально развит (2-4 тыс.м) во внутренних осевых зонах вторичных краевых прогибов, возникших на бывших бортах рифта у подножий инверсионного Приднепровского мегантиклинория (бывшей рифтовой зоны), который размывался. В третьем ярусе, как и в нижних ярусах, более широко и мощно (1-4 тыс.м) развит трансгрессивная свита, чем регрессивная мощностью от 200-600 до 1000-

Т а б л и ц а 17. Мощность трансгрессивных и регрессивных свит структурных ярусов в Криворожско-Курской эвгеосинклинали, м

Район, участок	Первый ярус		Второй ярус			Третий ярус		
	Транс-грессивная	Регрес-сивная	Базальные конгломераты	Транс-грессивная	Регрес-сивная	Базаль-ные конгломераты	Транс-грессивная	Регрес-сивная
Криворожско-Кременчугская бортовая зона (окраинные районы)								
Родионовский	=	=	=	=	=	15	3000	1000
Омельникский	100	...	=	200	...	10	2800	1000
Ленинский	100	...	=	100	...	=	2600	...
Петровский	50	...	=	120	...	20	2000	...
Ивановский	400	...	=	80	...	=	900	...
Зеленовский	150	...	=	270	...	=	500	...
Криворожско-Кременчугская бортовая зона (пририфтовые районы)								
Успенковский	150	100	10	300	...	=	300	...
Николаевский	800	...	=	190	...	=	300	...
Попельнастовский	=	=	20	200	...	20	750	...
Желтянский	850	...	30	240	...	=	1000	...
Саксаганский	600	300	120	1300	...	60	1200	1500
Лихмановский	1500	900	90	600	...	20	800	...
Кременчугский	1200	700	60	1200	1000	100	600	...
Базавлукская рифтовая зона								
Мотринский	1000	...	...	...	...	...	...	...
Апостоловский	2000	...	...	...	...	...	...	...
Чертомлыкско-Соленов-ский	3000	3200	100	1500	500	...	...	...
Новоцавловский	400	...	...	...	...	...	...	...
Томаковский	500	...	...	...	...	...	...	...
Верховцевский	3000	1300	500	1750	...	...	...	...
Тригузное	300	...	...	...	...	...	...	...
Сурский	2400	2700	=	2200	1200	...	...	...
Славгородский	2000	...	...	...	...	...	...	...
Конкский	2000	1000	=	1000	...	...	...	...
Белозерский	2500	2000	1000	1200	300	...	...	...
Торцевая бортовая зона КМА								
Михайловская синкли-наль	3000	1000	1000	1000	...	=	1800	...
Белозерский	600	650	200	900	...	150	600	200
Старооскольский	800	150	250	300	...	15	450	600
Азово-Павлоградская бортовая зона								
Орехово-Павлоградский	800	...	=	500	...	20	4500	...
Корсак-Гуляйпольский	1000	...	20	280	...	=	3100	...
Западно-Приазовский	800	...	=	100	...	=	3000	...
Восточно-Приазовский	150	...	=	150	...	=	3500	...

П р и м е ч а н и е. Прочерк (-) - бесперерывное залегание ярусов; два прочерка (=) - выпадение базальных горизонтов в участках ингрессивного залегания; три точки (...) - разрыв толщ в участках структурного несогласия ярусов.

1500 м, выявленная пока только на отдельных локальных участках крупных депрессий. Это обстоятельство указывает на большое сходство условий развития и ярусонакопления регрессивных тектонических стадий всех трех мегациклов, выраженных поднятиями, складчатостью и неравномерным рельефообразованием геосинклинального ложа с мозаичными участками осадконакопления и размыва. Свидетелями такого тектонического развития регрессивных стадий ярусных мегациклов также служат базальные конгломераты и песчаники второго яруса, получившие широкое развитие в пририфтовых структурах бортовых зон и в прибортовых структурах рифтовой зоны, где мощность этих образований местами достигает 500–1000 м (Верховцевская, Белозерская, Михайловская депрессии). В третьем ярусе базальные конгломераты и песчаники наиболее широко проявились вдоль подножий Приднепровского мегантиклинория всех вторичных прогибов – Ингулецкого, Приазовского и Курского.

Интересно выпадение из разрезов комплекса целых ярусов, обусловленное разными причинами. Первый вариант таких выпадений наблюдается в отдельных структурах бортовых зон и вторичных краевых прогибов, в которых ингрессивно залегающие верхние ярусы трансгрессивно перекрывают площади развития нижних ярусов. К ним, например, относится Родиновский депрессия–синклиний, в разрезе которого базальные песчаники небольшой мощности, сланцы и хемогенные кварциты третьего яруса ингрессивно залегают на догеосинклинальных плагиогранитах. Первые два яруса здесь не отлагались. На Попельнастовском участке Правобережного района из разреза выпадает первый ярус пород. На этом участке конгломераты второго яруса также ложатся на догеосинклинальные плагиограниты.

Второй вариант выпадений целых ярусов наблюдается в малых сателлитных структурах рифтовой зоны, в которых разрез комплекса представлен только одним нижним ярусом, а верхние два не проявились вследствие инверсионной тенденции развития рифтовой зоны во втором и третьем мегациклах. Примерами могут служить сильно редуцированные разрезы Мотринской, Апостоловской, Новопавловской, Томаковской группы структур, участка Тритузного и Славгородского района, а также Западно-Верховцевская, Софиевская, Северо-Сурская, Восточная Мокросурская и Дерезоватовская депрессионные структуры второго порядка.

Соотношение мощностей всех трех ярусов рифтовой и бортовых зон эвгеосинклинали, показанное графически на рис.22, иллюстрирует большую разницу мощностей осадочно-вулканогенного комплекса между рифтовой и бортовыми зонами и, кроме того, отражает внутри зон, особенно в рифтовой, большой перепад мощностей в ярусах между крупными депрессиями–синклиниями и их ближайшими сателлитными структурами.

Указанные различия мощностей всего комплекса и отдельных ярусов

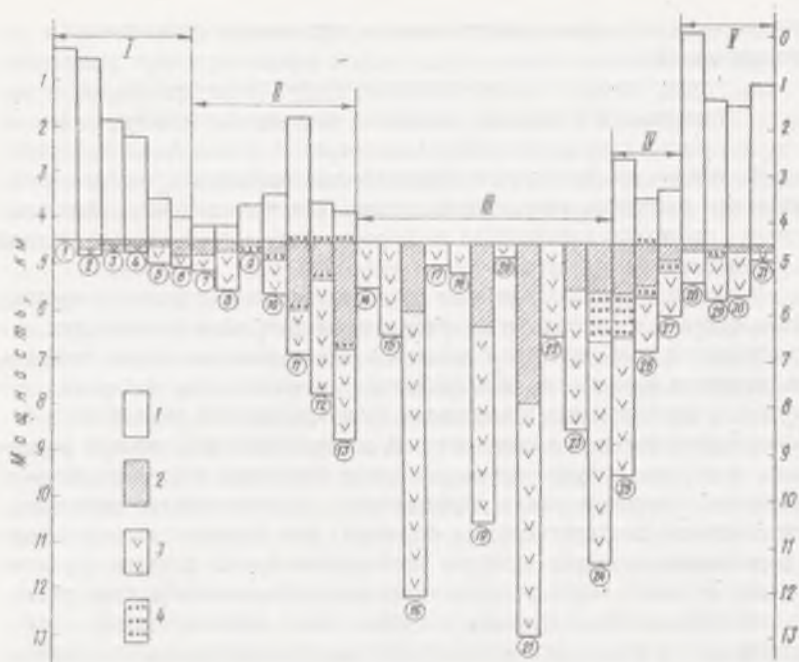


Рис. 22. Соотношение мощности структурных ярусов с элементами грубо-территенных литофаций по опорным районам и структурно-фациальным зонам эвгеосинклинали.

Структурные ярусы: I - известково-кремнистый (кварцит-доломитовый); 2 - порфирит-железисто-кремнистый; 3 - базит-офиолитовый; 4 - базальные конгломераты и молассы. Структурно-фациальные зоны (римские цифры): I - Криворожско-Кременчутская бортовая (окраинные районы); II - Криворожско-Кременчутская бортовая (пририфтовые районы); III - Базавлукская рифтовая; IV - торцевая бортовая зона КМА; V - Азово-Павлоградская бортовая. Оплотные районы и участки (цифры в кружках): I - Родионовский; 2 - Омелинцковский; 3 - Ленинский; 4 - Петровский; 5 - Ивановский; 6 - Зеленовский; 7 - Успенковский; 8 - Николаевский; 9 - Попельнастовский; 10 - Желтянский; 11 - Саксаганский; 12 - Лихмановский; 13 - Кременчутский; 14 - Мотрийский; 15 - Апостоловский; 16 - Чертомлыкско-Соленовский; 17 - Новопавловский; 18 - Томаковский; 19 - Верховицкий; 20 - Тритузное; 21 - Суцкий; 22 - Славгородский; 23 - Кокинский; 24 - Белозерский; 25 - Михайловский; 26 - Белгородский; 27 - Старобоскольский; 28 - Орехово-Павлоградский; 29 - Корсак-Гуляпольский; 30 - Западно-Приазовский; 31 - Восточно-Приазовский

обусловлены компенсационным характером депрессионных структур и структурно-фациальных зон. Они отражают масштабы длительного полициклического формирования каждой структуры и каждой зоны, тектоническое раз-

витие которых проходило одновременно с осадочным и вулканическим ярусонакоплением.

Тектоно-магматические мегациклы структурных ярусов

На территории Криворожско-Курской эвгеосинклинали тектоно-магматические мегациклы структурных ярусов, как и тектоно-осадочные мегациклы, проявлены неодинаково по породно-фациальному составу и крайне неравномерно по мощности.

Рифтовая зона отличается от бортовых наличием крупных депрессионных структур с полными стратотипическими разрезами нижних двух структурных ярусов рифтового этапа и в них полным развитием тектоно-магматических мегациклов, включающих все вулканогенные формации. В первом ярусе мегацикл представлен трансгрессивными метабазитовой, базит-ультрабазитовой и регрессивной спилит-кератофир-туфовой формациями. В разрезе второго яруса находятся базальная туфо-железисто-кремнистая, трансгрессивные порфиритовая, порфирит-ультрабазитовая, и регрессивная порфирит-туфовая формации. Эти формации последовательно расположены в полных разрезах всей рифтовой зоны и своим породным составом отражают общую закономерность тектоно-магматического развития эвгеосинклинали в пределах ярусов и всего рифтового этапа, петрохимическую и фациальную эволюцию вулканизма внутри каждого яруса и от яруса к ярусу.

Бортовые зоны — зоны преобладания осадочных и эксталяционно-осадочных формаций с резко подчиненным редуцированным и неравномерным проявлением тектоно-магматических мегациклов в ярусах. В первом ярусе здесь заметно изменяется породный состав и мощность базит-ультрабазитовой и спилит-кератофир-туфовой формаций, которые во многих мелких депрессиях полностью выпадают из разреза яруса. Во втором доля вулканических магматических компонентов еще более сокращается. В единой сланцево-железисто-кремнистой формации этого яруса они образуют разрозненные тонкие тела разного состава, отдельные разновидности которых встречаются в бортовых зонах лишь в наиболее крупных депрессиях-синклиналях.

В ходе изучения петрохимии магматических ортопород осадочно-вулканогенного комплекса эвгеосинклинали выявились важнейшие закономерности их развития во времени и пространстве, выраженные их изменениями в разрезе трех структурных ярусов и четырех структурно-фациальных зон — рифтовой Базавлукской и бортовых Криворожско-Кременчугской, Азово-Павлоградской и Курской (КМА).

1. В нижних двух ярусах рифтового этапа петрохимическая эволю-

ция вулканизма проходила три основные тектоно-магматические стадии изменений: трансгрессивную стадию слабо расчлененных базальтовых или порфиритовых магм, трансгрессивную стадию (нижнюю фазу) резко расщепленных магм с заметным участием (местами с доминирующей ролью) ультрабазитовой ветви магматической дифференциации и регрессивную стадию резко расщепленных магм с заметным участием (местами с доминирующей ролью) кислой и ультракислой ветви магматической дифференциации.

2. Ортопороды трех названных тектоно-магматических стадий ярусных мегациклов образуют непрерывный петрохимический ряд дифференциатов, крайние (фоновые) члены которого находятся на симметричном удалении от точки средневзвешенного базальтового химического состава ортопород данного яруса в каждой отдельной депрессионной структуре.

3. Степень контрастности химического состава крайних фоновых членов ортопород яруса нами названа градиентом полярности магматической дифференциации в ярусах. В структурно-фациальных зонах эвгеосинклинали выделяются отдельные депрессионные структуры с высокоградиентной дунит-липаритовой, среднеградиентной дацит-перидотитовой и низкоградиентной пикрит-базальтовой (андезит-пироксенитовой) полярностью магматической дифференциацией в ярусах.

4. В региональном плане каждый ярус представляет собой пестро-мозаичную картину структур разного порядка с разным градиентом полярности магматической дифференциации, среди которых преобладает обычно один из трех градиентов. Первому ярусу свойственно широкое развитие крупных депрессионных структур с высокоградиентной полярностью магматической дифференциации в рифтовой зоне и низкоградиентной в бортовых зонах эвгеосинклинали. Во втором ярусе подавляющее количество структур рифтовой и бортовых зон имеет среднеградиентную и низкоградиентную полярность магматической дифференциации. Разрозненные по отдельным редким структурам тела вулканогенных ортопород третьего яруса в этом отношении еще не изучены.

5. В наиболее петрохимически и геологически изученном Сурском депрессии-синклинали, имеющем полные стратотипические разрезы обоих ярусов рифтового этапа, выявлена межъярусная петрохимическая эволюция магматизма, выраженная значительным повышением железнитости и известковистости валового состава ортопород второго яруса по сравнению с первым ярусом, ортопороды которого более магнезиальны. Это связано с преобладанием во втором ярусе авгитофировых и плагиофировых порфирит-празинитов, магнетитовых эпидиабазов, пикрит-вебстеритов и лерцолитов, высокоизвестковых андезитовых порфиритов.

6. Средний валовой химический состав вулканитов нижних двух яру-

сов рифтового этапа, подсчитанный по пяти вулкано-тектоническим депрессиям (Кременчугской, Верховцевской, Чертомлыкско-Соленовской, Сурской и Белозерской), отвечает составу меланократовых базальтов (океанитов). Очевидно, его можно принять за средний состав глубоких вулканических очагов мантийного пиролита, испытавшего разную степень магматической дифференциации, рудных и водно-газовых ликваций на разных тектонических стадиях развития эвгеосинклинали.

Петрохимическая классификация пород осадочно-вулканогенного комплекса

Петрохимия метаморфических пород осадочно-вулканогенного комплекса является ведущим методом их диагностики и разделения на группы, сопоставимые с группами классической систематики полнокристаллических магматических пород.

В осадочно-вулканогенном комплексе лучше других диагностируются метаморфические кислые ортопороды, в которых часто можно видеть миндалекаменные и ноздреватые текстуры первичнолавовых пород, роговиково-порфировые и афировые роговиковые афанитовые, и афанит-порфировые структуры, возникшие из витрофировых и афировых структур.

Средние, основные и промежуточные ультраосновные метаморфические ортопороды в большинстве случаев трудно различимы между собой петрографически. Слабо метаморфизованные их разновидности представлены зелеными сланцами, роговиками, амфиболовыми сланцами и амфиболитами с малозаметными вариациями содержания хлорита, карбонатов и альбита или амфиболов и полевых шпатов. Лишь основные ортопороды изредка сохраняют афанит-порфировые, роговиково-порфировые и бластофитовые структуры, близкие к структурам первичных лавовых и интрузивных силовых пород.

Наиболее изменены ультраосновные породы, почти полностью утратившие свои первоначальные текстурно-структурные особенности и минеральный состав. Широко развиты в ультрабазитовых формациях рифтовой и бортовых зон серпентиниты, магнезиты, актинолититы и другие метаморфические и метасоматические ортопороды пока не имеют минералогическо-петрографических критериев для отнесения их к петрографическим группам полнокристаллических ультраосновных магматических пород — дунитам, перидотитам, пироксенитам, пикритами, аналогами и производными которых они являются. Сопоставить их с этими группами можно лишь петрохимически с определенной долей погрешности и поправок на метаморфическую и метасоматическую подвижность порообразующих элементов.

Как показал Д.С.Коржинский [81], в толщах осадочно-вулканоген-

ных формаций докембрия Украины и КМА не только при низких, но даже при средних ступенях метаморфизма инертными остаются MgO , Fe_2O_3 , FeO , CaO , Al_2O_3 , TiO_2 и C . Подвижны H_2O , CO_2 и щелочные элементы.

Этот весьма важный вывод, подтвержденный нашими наблюдениями, использован при выборе системы пересчетов химических анализов и петрохимической классификации пород. С помощью машинной статистической обработки и сопоставления результатов всех известных методов пересчетов химических анализов метаморфических пород в последних установлено постоянное неравновесие катионно-анионной пары порообразующих элементов.

Оно является следствием метаморфического и метасоматического замещения лавовых стекол и силикатов первичных пород неравновесными парагенезисами рудных, силикатных, карбонатных минералов. Например, в ультраосновных породах за счет оливина и пироксенов возникли такие неравновесные парагенезисы: магнетит+серпентин, магнетит+антофиллит+тремолит, карбонат+талк+хлориты. Столь же неравновесны с вмещающими породами новообразования кварцевых жил, вторичных кварцитов, слюд, колчеданов, жильных карбонатов.

Таким образом, для древних метаморфических пород с их указанными особенностями рациональными оказались пересчеты и систематика пород, основанные на методе "чисел" и коэффициентов и оперирующие минимальным количеством инертных порообразующих элементов. Весьма ограниченной оказалась возможность применения нормативных методов пересчета на виртуальные минералы и их группы.

С учетом изложенного петрохимическая систематика пород осадочно-вулканогенного комплекса выполнена нами, в основном, по данным пересчетов химических анализов на "числа" и коэффициенты, по Н.П.Семененко [114], П.Нигли, Н.Д.Соболеву [141]. Причем наиболее крупные группы пород определены с помощью коэффициентов Н.П.Семененко - A , M , C , F , методом фигуративных полей (облаков точек) на треугольных диаграммах. Эта система отражает в породах отношение наименее подвижных при метаморфизме главных порообразующих элементов - алюминия, магния, кальция и железа.

Крупногрупповая систематика пород, представленная на рис. 23, учитывает распределение железа и кальция по отношению к магнезиально-глиноземистому модулю (M/A). На такой диаграмме хорошо обособляются магматические, осадочные туфовые и осадочно-туфо-железистые породы, образующие три самостоятельных ряда петрохимических групп разного состава.

В этой петрохимической систематике магнезиально-глиноземистый модуль пород (M/A) выбран нами в качестве опорного статистическим

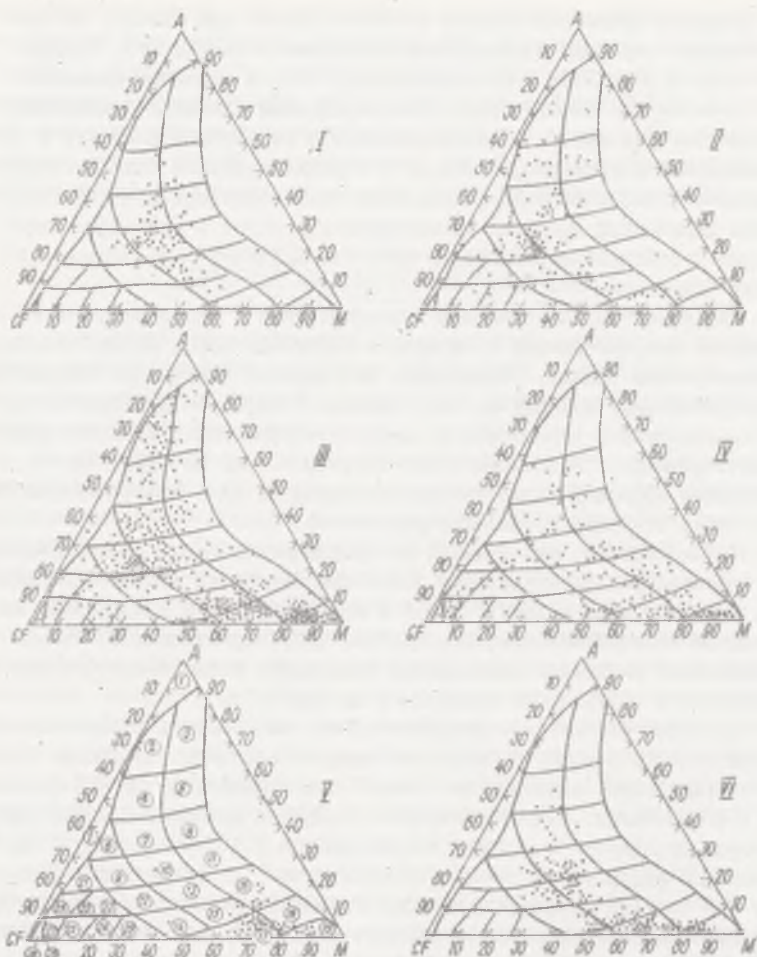


Рис. 23. Сравнительные петрохимические диаграммы А-М-СФ ортогнейсов эвгеосинклинали для главнейших опорных районов разных структурно-фациальных зон.

Опорные районы (римские цифры): I - Кременчугский (первый ярус, саксаганская серия); II - КМА (первый ярус, михайловская серия); III - Сурский; IV - Конковский; V - Девладовский; VI - Нижнемамоновский. Петрохимические группы пород (цифры в кружках): 1 - белые и пестрые каолины, бокситы и богатые железные руды коры выветривания ортопород; 2 - кварцевые порфиры и малослюдистые кератофиры; 3 - то же, слюдястые; 4 - дациты и кератофиры малослюдистые; 5 - то же, слюдястые; 6 - железисто-кремнистые туффито-сланцы; 7 - андезиты, зеленые слан-

путем. Он выражает отношение первых двух главных статистических компонентов, имеющих наиболее значительные пределы колебаний и сильную обратную корреляцию. Коэффициент глиноземистости A изменяется от 0,16 в ультраосновных породах до 83 в кислых. Тот же масштаб изменений, но с противоположным знаком, наблюдается у коэффициента M — от 94 в ультраосновных до 0,16 в кислых породах (табл. 18). Коэффициенты корреляции между ними изменяются от -0,74 в основных, средних и кислых породах до -0,88 в ультраосновных породах.

Известно, что глинозем и магний ведут себя как геохимические антиподы, по которым в глобальном масштабе разделяются ассоциации пород на сиаль и симу. То же наблюдается в геосинклинальных областях, где происходит дифференциация выходящих к поверхности Земли подкорových и мантийных масс на сиалическую и симатическую ассоциации пород. Это указывает на весьма важную петрологическую роль глинозема и магния в образовании минеральных парагенезисов магматических пород. Следовательно, при классификации метаморфизованных магматических пород осадочно-вулканогенного комплекса магнезиально-глиноземистый модуль петрологически обоснован.

Коэффициенты C и F менее значительны и менее изменчивы. Минимальные их значения (0 — 4) установлены в ультраосновных и кислых породах. Максимальные (42) свойственны основным породам девятой группы авгитофировых и плагиофировых празинитов. Максимальная сумма этих двух коэффициентов в отдельных пробах названных пород достигает 67, т.е. намного меньше, чем максимум отдельных коэффициентов M и A (табл. 18).

Таким образом, статистически обозначились главные опорные параметры выделения крупных петрохимических групп: по вертикали — градуированные значения магнезиально-глиноземистого модуля M/A , по горизонтالي — характерные суммы известковистости и железнистости пород и их резко переменные отношения (C/F) в ряду пород разного генезиса: малоизвестковых туфов, метаморфических ортопород и железнистых туфов разного состава.

цы и амфиболиты; 8 — альбит-хлорит-биотитовые и роговообманко-биотитовые туфосланцы; 9 — авгитофилы, плагиофилы и празиниты; 10 — зеленые сланцы, амфиболиты, эпидиобазы; 11 — альбит-биотит-хлоритовые туфосланцы; 12, 13 — плагиоклазовые пироксениты, пикриты, пикритовые базальты; 14, 15 — оливковые пироксениты; 16 — флогопит-хлоритовые, прохлоритовые, тальк-хлоритовые туфосланцы; 17 — лепидолиты; 18 — гарпургиты; 19 — дуниты и гарпургиты; 20 — колчеданы; 21 — железисто-кремнистые туффито-сланцы; 22 — кварцито-сланцы; 23 — сидероплезит-магнетитовые кварциты; 24 — доломит-сидероплезитовые кварциты с магнетитом; 25 — кварцито-сланцы; 26, 27 — магнетитовые кварциты; 28 — джеспилиты; 29 — кремнистые доломиты

Т а б л и ц а 18. Фоновые границы и средние значения петрохимических коэффициентов в группах пород осадочно-вулканогенного комплекса

Коэффици- циент	2*	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
A	От	61	59	42	42	22	28	31	12	15	20	7	11	0,5	2	9	0,8	0,5	0,1
	До	83	80	61	58	38	44	50	27	29	32	17	23	10	16	23	9	10	4
	$\bar{X}$	73,0	70,7	52,0	49,2	31,7	35,3	40,0	20,0	21,7	27,6	13,3	16,9	5,6	8,2	16,7	4,5	2,4	0,8
M	От	0,1	6	4	14	8	7	19	13	19	34	21	32	38	47	54	60	72	79
	До	15	21	23	27	26	27	36	28	34	49	38	48	60	68	72	77	88	91
	$\bar{X}$	5,7	12,2	13,2	22,6	16,1	21,1	30,6	20,2	28,8	42,5	29,6	40,5	52,2	57,3	63,7	69,5	81,8	87,8
C	От	2	0	4	0	16	9	0	24	13	0	22	12	14	5	0	2	0	0
	До	25	12	30	10	34	28	13	42	34	11	37	31	38	24	9	20	9	8
	$\bar{X}$	9,1	4,5	17,8	3,9	26,2	20,5	3,0	31,8	24,6	4,6	30,5	23,3	25,5	15,7	2,6	12,0	1,8	0,4
F	От	2	3	9	18	25	11	9	17	13	17	18	12	5	10	10	6	6	4
	До	24	23	32	31	44	38	31	42	36	34	35	29	33	26	26	21	18	18
	$\bar{X}$	12,2	12,6	17,0	24,3	26,0	23,1	26,4	28,0	24,9	25,3	26,6	19,3	16,7	18,8	17,0	14,0	14,0	11,0
M/A	От	0,01	0,06	0,08	0,24	0,21	0,15	0,38	0,48	0,65	1,06	1,23	1,39	3,8	2,94	2,35	6,67	7,2	22,75
	До	0,23	0,35	0,54	0,64	1,18	0,96	1,16	2,33	2,27	2,45	5,43	4,36	120	34,0	8,00	96,2	176,0	910,0
	$\bar{X}$	0,08	0,17	0,25	0,46	0,51	0,60	0,76	1,01	1,33	1,54	2,22	2,40	9,32	6,99	3,81	15,44	34,08	109,95

* 2 - 19 - петрохимические группы осадочно-вулканогенного комплекса, см. рис. 23.

Ряд малоизвестковых туфов, слюдистых кератофинов и безизвестковых ультрабазитов включает 3, 5, 8, II, 16, 18 и 19-ю группы пород. Их известковистость в семь-десять раз меньше железистости. Отношение C/F равно 0,10–0,20 (максимум 0,40).

Из ультраосновных ортопород комплекса в этот ряд входят аподуниты 19-й, апогардбургиты 18-й, туфы и туффиты 16-й групп, изохимичные гардбургитам. Последние отличаются от всех ультраосновных ортопород комплекса высокой степенью насыщенности глиноземом, кремнеземом и калием. По методу П.Ниггли, только туфы 16-й группы характеризуются положительными значениями t и qZ в пределах 5–12. Все остальные ультрабазиты характеризуются отрицательными значениями этих чисел.

Туфы 8-й и II-й петрохимических групп отличаются малой известковистостью, не свойственной основным и средним ортопородам соседних 7-й и 10-й групп. В этих туфах устанавливается повышенная насыщенность глиноземом, кремнеземом, а также калием. Магния в них намного больше, чем кальция и железа, что характерно только для ультраосновных пород. Судя по петрохимическим особенностям, туфы и туффиты представляют собой смешанные реоургентные образования ультраосновных, основных и кислых пород.

Ортопороды и туфы дацит-липаритового ряда 3-й и 5-й петрохимических групп, как и другие туфы, отличаются от близких по химическому составу ортопород 2-й и 4-й групп малой известковистостью и сравнительно высокой степенью насыщения магнием, глиноземом и калием, находящимся в слюдах и хлоритах.

Ряд метаморфических ортопород является наиболее представительным в осадочно-вулканогенном комплексе. Он включает 2, 4, 7, 10, 13, 15 и 17-ю петрохимическую группы, характеризующиеся средними значениями отношений C/F (0,90–1,03).

Ультрабазиты 13, 15 и 17-й групп составляют 30–70% разрезов базит-ультрабазитовой и порфирит-ультрабазитовой формаций. Основные ортопороды 10-й группы доминируют в составе metabазитовой и спилит-кератофир-туфовой формаций первого яруса. Группы 2, 4 и 7-я кислых и средних ортопород сосредоточены в мощных толщах регрессивных формаций – спилит-кератофир-туфовой первого яруса и порфирит-туфовой второго яруса.

Ряд железистых туффитов и сильно известковых пород включает 6, 9, 12 и 14-ю петрохимические группы со средними значениями отношений C/F (1,2–1,4). Железисто-кремнистые туффиты этих групп петрохимически отличаются от сильно известковых ортопород преобладанием железа над кальцием и магнием, а минералогически – развитием характерных пе-

рагенезисов кварца, магнезиально-железистых кварцитов, карбонатов или гранатов, куммингтонита и пироксенов, магнетита или колчеданов.

Ортопороды ультраосновного и основного состава представлены талько-доломитами, актинолититами, доломитовыми и актинолитовыми хлоритовыми сланцами, актинолитовыми амфибололитами, эпидот-хлорит-актинолитовыми празинитами. Как для туфитов, так и для ортопород разного состава характерно низкое содержание альбита.

Ультраосновные породы 12-й и 14-й групп наиболее близки по химическому составу к диопсидитам. По пересчетам анализов пород на нормативные минералы (миналы) они соответствуют пироксенитам с таким минеральным составом (%): клинопироксены - 35-65, ортопироксены - 5-8, оливин - 20-30.

Из ортопород этого ряда наиболее характерными и широко развитыми в осадочно-вулканогенном комплексе являются авгитофировые и плагиофировые порфирит-пазиниты 9-й группы, составляющие 60% порфиритовой и 40% порфирит-туфовой и спилит-кератофир-туфовой формаций. Эти породы характеризуются афанитовыми и афанит-порфиритовыми текстурами, позволяющими относить их к образованиям эффузивно-лавовых и силовых фаций вулканизма. По химическому составу они отвечают плагиофирам, авгитофирам и ультрамеланократовым железистым базальтам типа океанитов. Пересчет на нормативные минералы показал такие колебания их минерального состава (%): клинопироксены - 30-45, ортопироксены - 15-25, оливин - 5-10, полевые шпаты - 10-20.

На петрохимических диаграммах рис. 23 угол CF занимают железистые породы, расчлененные на группы кварцито-сланцев и туф-кварцитов (21, 22, 25), а также железистых кварцитов разных фаций (20, 23-28), которые описаны выше в главе "Тектоно-осадочные мегациклы структурных ярусов".

Сопоставительные диаграммы для шести районов развития осадочно-вулканогенного комплекса эвгеосинклинали призваны показать переменные градиенты полярности магматической дифференциации в разных районах и отразить в каждом из них относительное количество разновидностей пород комплекса по густоте точек в отдельных петрохимических группах пород. В целях упрощения рисунка рассмотренные выше петрохимические группы пород (1-29) обозначены цифрами в кружках только на одной диаграмме У (Давладовский район дайки ультрабазитов). На остальных аналогичных диаграммах показаны те же группы пород, номер группы можно получить путем сопоставления с диаграммой У.

Облако фигуративных точек химического состава пород первого яруса бортового Кременчутского депрессия-синклиория (рис. 23, диаграмма I) отражает низкоградиентную полярность магматической дифференци-

ации. В ней производные ультрабазитовой ветви принадлежат к пироксенитам 13-й и 15-й групп, а кислая ветвь включает андезитовые и дацитовые порфиры 7-й и 4-й групп пород. Первый ярус в крупных депрессиях-синклиналях торцевой бортовой зоны КМА (рис. 23, диаграмма II) характеризуется среднеградиентной полярностью магматической дифференциации с пироксенитами и перидотитами в ультраосновной ветви (12, 13, 15, 17 и 18-я группы пород), андезитовыми, дацитовыми и кварц-порфировыми членами дифференциации в кислой ветви вулканогенных ортопород (7, 4 и 2-я группы).

В рифтовой зоне различия полярности магматической дифференциации иллюстрируются на примерах осевого Сурского и прибортового Конкского депрессий-синклинорий. Сурская депрессионная структура является примером высокоградиентной дунит-липаритовой полярности магматической дифференциации в ярусах, стратотипический разрез которых служит эталоном полного развития тектоно-осадочных и тектоно-магматических мегациклов рифтового геосинклинального этапа. Ультрабазитовая ветвь дифференциации здесь включает все группы ультраосновных пород вплоть до высокомагнезиальных форстеритовых дунитов 19-й группы. Кислая ветвь также полно представлена всеми группами ортопород от андезитовых до кварц-порфировых липаритовых членов (рис. 23, диаграмма III).

Конкский депрессия-синклинорий (рис. 23, диаграмма IV) также характеризуется высокоградиентной полярностью магматической дифференциации в ярусах, но отличается от Сурской депрессионной структуры гораздо менее интенсивным развитием ультрабазитов и отсутствием ультракислых дифференциатов 2-й группы. Как прибортовая структура рифтовой зоны она по полярности магматической дифференциации занимает промежуточное положение между осевой Сурской и структурами торцевой бортовой зоны КМА (диаграммы II и III).

На диаграммах У и VI (рис. 23) показаны облака точек химического состава пород дайкового комплекса эвгеосинклинали - девладовского на Украине и нижнемамоновского на КМА. При сравнении их выявляется разная полярность магматической дифференциации названных комплексов, из которых нижнемамоновский комплекс является симметрично полным, включающим ультрабазиты, метабазиты и кислые породы, а девладовский - асимметричен, представлен только ультрабазитами. Это, очевидно, значит, что по девладовским дайкам ультрабазитов еще не найдены другие члены комплекса основного и кислого состава, магне тела которых находятся рядом, на площади субширотной Демуринской структуры и представлены амфиболитами и гранитами днепровского типа.

Более широкое в региональном плане и детальное по разрезу сопоставление полярности магматической дифференциации в ярусах, отдель-

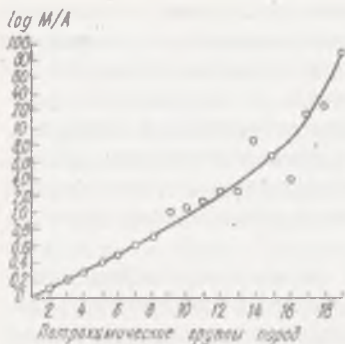


Рис. 24. Корреляция магнезиально-глиноземистого модуля M/A по петрохимическим группам ортопород (2-19) осадочно-вулканогенного комплекса

ных структурах и структурно-фациальных зонах проведено ниже по упрощенной схеме расчетов на основе градуированной шкалы магнезиально-глиноземистого модуля M/A . Она позволяет отстраивать по крайним фоновым значениям модуля сопоставимые гистограммы для многих депрессионных структур по каждому отдельно взятому ярусу и структурно-фациальной зоне.

Приведенные в табл. 18 граничные фоновые и средние значения магнезиально-глиноземистого модуля в петрохимических группах пород достаточно полно отражают характер и размер его изменений в породах разных групп осадочно-вулканогенного комплекса. Несмотря на малый шаг делений шкалы модуля и большое наложение крайних значений разных групп, их средние значения ($\bar{X}$) образуют почти равномерный прогрессивный ряд цифр, выстраивающихся на логарифмической шкале модуля M/A в слабо изогнутую линию (рис. 24). Это позволяет пользоваться указанной шкалой с одинаковой точностью на всех ее интервалах, отвечающих ультраосновным, основным и кислым ортопородам.

Высокоградиентная полярность магматической дифференциации вулканизма в ярусах рифтовой зоны

Полярность магматической дифференциации вулканизма в ярусах является в настоящее время одним из объективных количественных критериев полноты проявления тектоно-магматических ярусных мегациклов в отдельных депрессионных структурах и структурно-фациальных зонах. Существенные изменения в региональном плане и во времени (в разных ярусах комплекса) позволяют использовать ее как метод структурно-магматического анализа, данные которого поддаются числовому и графическому выражению и сравнению.

При проведении этого анализа мы подобрали в каждой зоне максимальное количество депрессионных структур разного порядка с большим количеством опубликованных химических анализов по метаморфическим породам. Анализы по каждой структуре наносились на отдельную петрохимическую диаграмму $A - M - CF$. Затем в крайних полярных группах пород выбирались характерные точки, находящиеся на фоновых границах общего распределения пород по каждому ярусу. Разница магнезиально-глиноземистого модуля двух гранично-фоновых анализов принималась за полярность магматической дифференциации и использовалась для модульной гистограммы каждой отдельной депрессионной структуры.

В Базавлукской рифтовой зоне структурно-магматический анализ нижних двух ярусов проведен по всем пяти крупным депрессиям-синклиналям и шести окружающим их сателлитным депрессионным структурам разного порядка. В табл. 19 приведена выборка фоновых химических анализов пород западной половины рифтовой зоны, где расположены крупные Чертомлыкско-Соленовский и Верховцевский депрессии-синклиналии. В этих двух структурах первый базит-офиолитовый ярус характеризуется высокоградиентной полярностью магматической дифференциации от кварцевых порфиров и липаритов до дунитов. А рядом расположенные сателлитные структуры (Мотринская, Новопавловская, Томаковская) отличаются от них довольно низким градиентом полярности от андезитов до пироксенитов (рис. 25).

Верхний фон модуля M/A в крупных депрессионных структурах по кислым породам равен 0,30 и 0,16, а нижний по ультрабазитам опускается до отметок 460,0 и 925,0, отвечающих дунитам. В мелких сателлитных структурах верхняя фоновая граница M/A находится на отметках 0,40–0,94, а нижняя почти рядом на отметках 3,34; 3,39 и 28,1.

Второй ярус рифтовой зоны отражает инверсионную тенденцию развития эвгеосинклинали. На территории зоны он получил ограниченное развитие только в крупных депрессионных структурах и отличается в каждой из них редуцированной полярностью магматической дифференциации по сравнению с первым ярусом. Верхняя и нижняя границы M/A второго яруса в Чертомлыкско-Соленовском депрессии-синклиналии равны соответственно 0,36 и 81,80, а в Верховцевском и того меньше 0,55 и 7,93. Они отвечают среднему и низкому градиенту полярности магматической дифференциации в ярусах.

Для восточной половины рифтовой зоны, включающей Тритузновскую, Сурскую, Славгородскую, Конкскую и Белозерскую депрессионные структуры, выборка гранично-фоновых анализов помещена в табл. 20. В ней крупные Сурский, Славгородский и Конкский депрессии-синклиналии характеризуются высокоградиентной полярностью магматической дифферен-

Т а б л и ц а 19. Химический состав ортопород, находящихся на фоне (вулcano-тектонические депрессии Базавлуки

Компонент, коэффициент	Мотринский участок		Апостоловский район		Чертомлыкско-Соленов район		
	I-й ярус		I-й ярус		I-й ярус		2-й
	Грa						
	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя
SiO_2	48,85	30,74	63,30	33,76	65,25	36,32	65,30
TiO_2	1,04	0,02	0,84	0,17	0,49	0,01	0,86
Al_2O_3	15,14	20,41	15,49	0,49	19,24	0,23	16,32
Fe_2O_3	3,27	1,54	2,71	5,73	0,64	1,75	1,42
FeO	12,32	6,64	4,00	2,82	2,01	4,76	5,12
MnO	0,10	0,08	0,05	0,34	0,01	0,09	0,04
MgO	5,67	26,83	2,40	36,34	2,29	45,50	2,28
CaO	7,74	0,58	3,88	3,00	3,57	0,41	0,56
Na_2O	4,70	0,47	4,54	0,06	4,47	0,08	0,76
K_2O	0,82	0,08	0,54	0,07	0,37	—	3,18
CO_2	—	1,23	0,46	4,91	0,11	—	0,29
H_2O^+	0,36	0,55	1,40	—	—	—	—
H_2O^-	0,04	—	0,30	—	0,15	0,18	0,07
п. п. п	—	10,41	—	11,10	1,07	9,05	3,46
P_2O_5	—	0,07	0,12	0,04	0,17	—	0,06
SO_3	—	—	0,10	0,46	0,13	0,62	0,33
Сумма	100,35	99,74	100,13	99,37	99,97	98,99	99,86

Петрохимические коэффи

<i>A</i>	23,2	20,2	41,0	0,4	54,5	0,2	50,3
<i>M</i>	21,8	67,4	16,0	84,2	16,5	92,0	18,2
<i>F</i>	33,4	11,2	24,2	10,4	10,4	7,2	28,3
<i>C</i>	21,5	1,2	18,8	5,0	18,6	0,6	3,2
<i>O</i>	0,12	0,10	0,30	0,92	0,14	0,16	0,12
<i>M/A</i>	0,94	3,34	0,40	210,5	0,30	460,0	0,36

Количество
анализов

Номер скважины	89с	89с	21427	21431	13670	16321	22002
Номер породы	1	2	3	4	5	6	7

П р и м е ч а н и е. Ортопороды: 1 - амфиболит; 2 - тальк-хлорит-карбонатный; 3 - хлорит-биотит-кварц-плагиоклазовый микрогнейс; 4 - нефц; 5 - карбонатный серпентинит; 6 - амфиболит; 7 - хлорит-тремолитонит; 8 - кварц-биотит-олигоклазовый дацит-порфир; 9 - серпентинит; 10 - 13 - кварц-биотит-олигоклазовый дацит-порфир; 14 - серпентинит. Анализы заимствованы из работ В.Л.Бойко, И.Н.Бордунова, А.А.Макухиной.

вых границах градиента полярности магматической дифференциации *M/A* кой рифтовой зоны и их сателлитные структуры), %

ский	Новопавловский участок	Томаковский район	Верховцевский район	
ярус	I-й ярус	I-й ярус	I-й ярус	2-й ярус

нища

верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя
36,38	56,34	45,30	43,88	41,27	62,82	35,00	51,80	44,32
0,07	1,24	0,53	2,51	0,15	0,46	Следы	0,64	0,52
1,17	16,00	11,85	13,51	2,46	15,66	0,14	20,39	6,41
3,14	2,93	2,09	2,36	5,19	0,09	4,23	1,23	2,93
3,81	5,68	4,84	14,72	9,46	4,31	2,18	11,59	11,13
0,14	0,05	0,19	0,18	0,14	0,07	0,09	0,11	0,31
38,28	4,33	15,85	8,99	32,91	1,59	42,54	4,45	20,09
Следы	6,59	5,75	6,57	0,12	3,22	0,10	0,28	8,24
0,04	3,50	0,16	2,75	0,05	4,65	0,05	0,73	0,20
Следы	0,51	1,60	1,65	0,02	1,38	0,08	1,99	0,04
6,40	0,18	0,14	0,28	0,35	3,62	1,15	0,76	0,48
-	0,80	0,19	1,54	-	-	13,50	-	-
0,06	0,25	-	0,19	0,13	0,05	0,71	0,02	0,04
9,79	-	6,04	-	10,06	0,79	-	5,83	5,03
Следы	0,12	0,06	0,13	0,04	0,14	0,04	0,11	0,11
0,14	0,01	0,01	0,21	0,13	0,87	0,15	0,30	0,13
99,35	99,65	99,60	99,47	99,49	99,92	99,96	99,93	99,98

циенты, по Н.П.Семеновко

1,1	31,5	15,0	32,2	2,9	49,1	0,1	40,6	7,0
90,0	21,6	50,8	22,5	82,0	12,8	92,5	22,4	55,5
8,8	23,2	21,0	18,1	14,9	19,9	7,2	35,7	21,2
0,0	23,7	13,2	27,1	0,2	18,2	0,2	1,0	16,3
0,37	0,29	0,09	0,10	0,39	0,02	0,84	0,48	0,11
81,8	0,68	3,39	0,63	28,1	0,16	925,0	0,55	7,93

I I I I I I I I I

13718	обн.13	обн.97	М412	14370	18	10024	15	105
8	9	10	11	12	13	14	15	16

товый сланец; 3 - кварцевый амфиболит андезитовый; 4 - серпентинит серпентинизированный дунит; 7 - кварц-альбит-серицитовый туфосланый сланец; 11 - сиотитовый амфиболит; 12 - оталькованный серпенти-
15 - слюдяно-хлоритовый сланец; 16 - хлорит-актинолитовый сланец.
В.А.Стульчикова, О.М.Струевой, И.С.Усенко

Т а б л и ц а 20. Химический состав ортопород, находящихся на фоне (вулкан-тектонические депрессии рифтовой

Компонент, коэффициент	Участок Три- тузное		Сурский район				Славго рай
	I-й ярус		I-й ярус		2-й ярус		I-й
	Грн						
	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя
SiO_2	56,08	53,73	74,15	33,62	72,20	36,53	61,07
TiO_2	1,03	0,25	0,09	0,01	0,30	0,65	0,42
Al_2O_3	17,50	3,67	13,65	0,01	14,65	4,86	17,78
Fe_2O_3	3,50	2,04	0,08	6,95	0,64	1,57	2,93
FeO	5,25	5,10	1,08	2,72	1,16	13,38	3,18
MnO	0,15	0,30	0,01	0,10	0,02	0,18	0,04
MgO	3,08	20,66	0,50	39,97	0,84	22,98	2,18
CaO	5,78	10,27	0,93	0,01	1,65	5,62	4,30
Na_2O	3,37	0,67	4,20	0,10	2,54	0,21	4,25
K_2O	1,44	0,08	3,37	0,01	1,25	0,37	2,40
CO_2	0,45	0,21	1,52	2,10	0,80	9,30	0,26
H_2O^+	-	3,10	0,82	13,17	2,58	4,02	0,42
H_2O^-	0,09	0,02	-	-	-	0,16	0,12
П.п.п.	0,92	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,40	0,02	0,01	0,17	0,10	0,08	0,17
SO_3	0,18	0,10	0,07	0,12	0,50	0,06	0,07
Сумма	99,22	100,00	100,48	99,90	99,13	99,97	99,58
Петрохимические коэффици							
<i>A</i>	36,8	4,3	74,8	0,1	62,3	5,1	45,0
<i>M</i>	16,3	61,8	6,9	88,7	14,2	62,3	14,6
<i>F</i>	25,4	11,7	8,9	11,2	11,0	21,7	20,9
<i>C</i>	22,8	22,2	9,2	0,1	12,4	10,9	19,5
<i>O</i>	0,30	0,21	0,03	1,16	0,10	0,11	0,40
<i>M/A</i>	0,44	14,30	0,09	887,0	0,22	12,2	0,32
Количество анализов	1	1	1	1	1	1	1
Номер скважины	карьер		10520	26018	10326	10435	243
Номер породы	1	2	3	4	5	6	7

П р и м е ч а н и е. Ортопороды: 1 - биотит-кварцевый амфиболит; рит-порфир; 4 - серпентинит с оливином; 5 - кварц-альбит-биотитовый фибол-плагноклазовый микрогнейс; 8 - серпентинит; 9 - биотит-альбит-мусковит-биотит-кварцевый роговик; 12 - тальк-хлоритовый сланец с ко-магнезит; 15 - альбит-кварц-серицитовый сланец; 16 - серпентини .
М.Н.Доброхотова, В.Д.Ладиевой, А.А.Макухиной.

ных границах градиента полярности магматической дифференциации (М/А зоны и их сателлитные структуры), %

родский он	Конкский район				Белозерский район			
ярус	1-й ярус		2-й ярус		1-й ярус		2-й ярус	
нипа								
верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя
40,42	71,50	35,82	62,82	43,20	55,66	32,38	73,98	38,80
0,02	0,20	Следы	0,47	0,06	0,65	0,05	0,16	0,05
0,26	14,80	0,23	17,25	7,72	16,02	2,26	15,96	0,89
4,96	1,93	1,59	0,41	2,68	1,65	2,07	1,40	6,01
2,00	1,86	4,60	6,46	6,93	4,39	5,77	1,29	2,30
0,04	0,04	0,04	0,06	0,08	0,17	0,13	0,02	0,14
37,06	0,54	38,25	2,60	28,06	3,23	32,04	0,92	39,18
0,01	2,59	Следы	0,28	2,40	5,25	1,96	0,10	0,23
0,00	5,13	"	0,47	0,10	1,92	0,17	0,94	0,08
0,00	0,43	"	5,18	0,20	1,45	0,05	2,98	Следы
0,52	0,28	10,35	1,14	1,62	7,25	19,25	0,07	0,36
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,30	0,09	0,13	0,23	0,01	0,37	0,14	0,24	0,10
13,63	0,02	8,35	2,15	6,64	2,39	3,57	2,50	11,71
0,05	0,11	0,02	-	0,02	-	0,02	-	Следы
0,17	0,22	0,17	0,30	0,10	-	0,43	-	0,06
99,44	99,80	99,55	99,82	99,78	100,40	100,29	100,55	99,88
енты, по Н.П.Семененко								
0,2	57,0	0,2	50,8	8,0	63,0	2,4	72,2	0,8
90,8	5,0	91,7	19,3	73,7	12,0	82,9	10,2	89,0
8,9	20,0	8,1	28,1	13,8	21,0	11,1	16,7	9,8
0,1	18,0	0,0	1,5	4,5	4,0	3,6	0,9	0,4
1,10	0,46	0,15	0,09	0,20	0,16	0,16	0,51	1,30
454,0	0,09	458,5	0,38	9,21	0,19	34,5	0,14	111,3
I	I	I	I	I	I	I	I	I
693	6	51	83	15	130	234	132	69
8	9	10	11	12	13	14	15	16

2 - хлорит-актинолитовый сланец; 3 - кварц-биотит-альбитовый липа-дацит-порфир; 6 - карбонат-хлорит-талковый сланец; 7 - биотит-ам-кварцевый дацит-порфир; 10 - тальк-карбонатный серпентинит; 11 - тремолитом; 13 - альбит-кварц-хлорит-серпентиновый сланец; 14 - таль-Анализы заимствованы из работ И.Н.Бордунова, И.А.Гаева, Г.Ф.Гузенко,

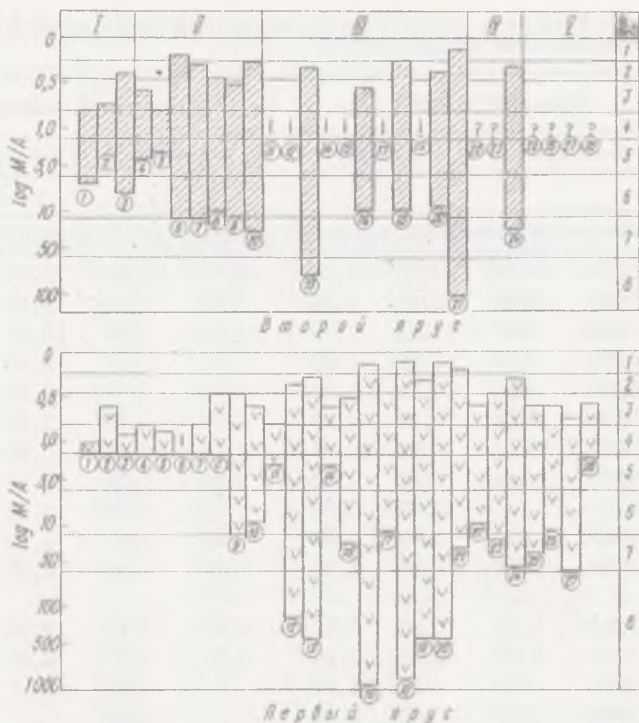


Рис. 25. Гистограммы градиентов полярности магматической дифференциации M/A в структурных ярусах разных зон и опорных районов. Структурно-фациальные зоны (римские цифры): I - Криворожско-Кременчугская бортовая (окраинные районы); II - Криворожско-Кременчугская бортовая (пририптовне районы); III - Базавлукская рифтовая; IV - торцевая бортовая зона КМА; V - Азово-Павлоградская бортовая. Опорные районы и участки (цифры в кругах): 1 - Смелынский; 2 - Ивановский; 3 - Зеленовский; 4 - Успенковский; 5 - Николаевский; 6 - Попельнастовский; 7 - Белтянский; 8 - Сакоагетский; 9 - Лихмановский; 10 - Кременчугский; 11 - Мотринский; 12 - Анто-столовский; 13 - Чертомлинско-Солоневский; 14 - Новопавловский; 15 - Томаковский; 16 - Велковцевский; 17 - Тритузное; 18 - Сурский; 19 - Славгородский; 20 - Конский; 21 - Белозерский; 22 - Курско-Орловский; 23 - Белгородский; 24 - Староскольский; 25 - Орехово-Павлоградский; 26 - Корсак-Гуляйпольский; 27 - Западно-Приазовский; 28 - Восточно-Приазовский. Породы: 1 - аполизариты; 2 - апоациты; 3 - апоандезиты; 4 - апобазальты; 5 - апопикрит-базальты; 6 - апопикрит-пироксениты; 7 - апоперидотиты; 8 - аподуниты

циации в первом ярусе и редуцированной низкоградиентной полярностью во втором инверсионном. Участок Тритузное отличается от них низкоградиентной дифференциацией первого яруса как мелкая сателлитная струк-

тура, лишенная второго яруса. А прибортовая Белозерская депрессия со среднеградиентной дифференциацией ортопород в первом ярусе имеет тот же характер магматизма, что и соседняя Азово-Павлоградская бортовая зона.

Вторая особенность магматизма прибортового Белозерского депрессии-синклинория, сближающая его со многими крупными структурами бортовых зон, заключается в повышении полярности химического состава ортопород второго яруса по сравнению с первым. Выявленная здесь во втором ярусе высокоградиентная полярность магматической дифференциации связана с развитием сплошной толщи ультрабазитов порфирит-ультрабазитовой формации мощностью 1,0–2,5 км, протяженностью 20 км и с многочисленными телами кератофиров в составе базальной туфо-железисто-кремнистой формации. Кроме того, развитые в последней формации магнетитовые кварциты и джеспилиты, как образования осадочной красноцветной фации, больше свойственны бортовым зонам, чем рифтовой.

Средне- и низкоградиентная полярность магматической дифференциации вулканизма в ярусах бортовых зон

Криворожско-Кременчугская бортовая зона является наиболее изученной зоной развития нижних двух ярусов рифтового этапа. Оба яруса здесь характеризуются асимметричным расположением депрессионных структур разного порядка в окраинных и пририфтовых районах зоны. Окраинным районам свойственны мелкие и средние синклинали с маломощными толщами нижних двух ярусов. В пририфтовых районах средние и мелкие сателлитные структуры группируются в кулисные цепочки с крупными депрессиями-синклиноориями (Кременчугский, Желтореченский и Криворожский).

Мелкие и средние окраинные синклинали в первом ярусе представлены метабазитовыми толщами нерасщепленных базальтовых магм трансгрессивной стадии вулканизма с малым участием ресургентных туфов. Второй ярус, отличающийся здесь трансгрессивным перекрытием мелких структур первого яруса, содержит ультрабазиты талькового горизонта с большим количеством ресургентных туфов ультраосновного, основного и среднего состава. Полярность магнезиально-глиноземистого модуля этих пород почти во всех изученных структурах превосходит контрастность состава метабазитов первого яруса (табл. 21, рис. 25).

Крупные и средние пририфтовые депрессии бортовой зоны, занимающие промежуточное положение между окраинными и рифтовыми структурами, имеют разную в основном среднеградиентную полярность магматической дифференциации (табл. 22, 23, рис. 25). Здесь, как и во всей эвгеосинклинали, градиент модуля M/A прямо зависит от размера структур и мощности ярусов в них. Кроме того, для большинства структур характер-

Т а б л и ц а 21. Химический состав ортопород, находящихся на фоновых границах градиента полноты магматической дифференциации *М/А* (окраинные районы Криворожско-Кременчугской бортовой зоны), %

Компонент, коэффициент	Омельникский				Иваногский			Зеленовский		
	1-й ярус		2-й ярус		1-й ярус		2-й ярус	1-й ярус	2-й ярус	
	Граница									
	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	-	-	нижняя	верхняя
<i>SiO₂</i>	50,00	53,32	47,17	42,91	63,50	52,45	49,02	53,28	64,78	44,80
<i>TiO₂</i>	0,70	0,65	1,77	0,34	0,88	0,64	1,81	0,78	0,58	0,46
<i>Al₂O₃</i>	15,30	13,73	15,09	9,24	12,90	14,94	15,94	14,95	16,34	8,07
<i>Fe₂O₃</i>	2,90	3,31	3,86	1,09	2,67	1,40	2,55	1,86	1,27	2,22
<i>FeO</i>	8,04	8,04	10,23	8,67	9,19	10,34	12,20	8,75	5,74	8,25
<i>MnO</i>	0,11	0,09	0,20	0,07	0,14	0,24	0,21	0,20	0,05	0,16
<i>MgO</i>	9,29	10,52	6,20	26,91	3,94	5,74	4,45	6,80	2,60	26,06
<i>CaO</i>	3,20	0,92	9,38	0,43	2,52	9,38	8,54	8,96	2,10	7,20
<i>Na₂O</i>	3,33	0,42	2,52	0,27	1,03	1,26	2,70	2,18	1,51	0,42
<i>K₂O</i>	1,97	5,21	0,70	0,06	0,89	0,52	0,37	0,46	2,69	0,02
<i>CO₂</i>	1,93	0,37	0,17	2,50	0,04	1,03	0,85	-	0,39	-
<i>H₂O⁺</i>	3,10	3,12	-	-	-	-	-	1,32	2,11	2,65
<i>H₂O⁻</i>	0,10	0,06	0,34	0,04	0,14	0,14	0,08	0,02	0,14	0,02
П.п.п.	-	-	1,46	7,21	1,80	1,59	1,40	-	-	-

<i>P₂O₅</i>	0,11	0,17	0,20	0,05	-	-	-	-	-	-		
<i>SO₃</i>	0,27	0,17	0,34	0,05	-	-	-	-	-	-		
Сумма	100,32	100,10	99,63	100,00	99,64	99,67	100,18	99,56	100,30	99,43		

Петрохимические коэффициенты, по Н.П.Семенову

<i>A</i>	25,6	23,8	22,4	10,0	37,7	23,5	25,0	23,4	44,5	7,9		
<i>M</i>	39,5	46,2	23,3	74,2	22,7	22,8	17,7	27,1	18,1	64,7		
<i>F</i>	25,1	27,9	28,8	14,9	29,2	26,4	32,9	23,7	26,8	14,5		
<i>C</i>	9,7	2,8	25,4	0,9	10,4	27,3	24,4	25,8	10,6	12,9		
<i>O</i>	0,16	0,18	0,16	0,05	0,13	0,06	0,09	0,09	0,10	0,12		
<i>М/А</i>	1,54	1,94	1,04	7,42	0,60	0,97	0,70	1,15	0,40	8,19		
Количество анализов	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		
Номер скважины	Зс	Зс	902	Зс	1108	1108	1101	1032	1011	1001		
Номер породы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		

П р и м е ч а н и е: Ортопороды: 1 - биотит-роговообманковый туфосланец; 2 - кварц-роговообманко-биотитовый сланец; 3 - амфиболит; 4 - хлорит-гальковый сланец; 5 - гранат-биотит-плагноклазовый гнейс; 6-8 - амфиболит; 9 - сидлиманит-биотитовый гнейс; 10 - амфибол-оливин-бронзитовый перидотит. Анализы заимствованы из работ И.Н.Бордунова, А.С.Войновского, М.Н.Доброхотова, Я.М.Гришкова, Н.И.Полубко.

Т а б л и ц а 22. Химический состав ортопород, находящихся на фоновых границах градиента полярности магматической дифференциации *М/А* (пририфтовые участки Криворожско-Кременчугской бортовой зоны), %

Компо- нент, коэф- фици- ент	Успеновский				Николаевский				Попельна- стовский		Желтянский			
	I-й ярус		2-й ярус		I-й ярус		2-й ярус		2-й ярус		I-й ярус		2-й ярус	
	Граница													
	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	ниж- няя	верх- няя	ниж- няя	верхняя	ниж- няя	верхняя	нижняя	верхняя	ниж- няя	верх- няя
<i>SiO₂</i>	66,09	48,37	40,12	46,66	47,17	49,34	52,22	38,60	64,52	48,64	52,34	52,86	55,94	48,90
<i>TiO₂</i>	0,28	0,61	0,84	0,53	1,77	0,56	0,18	0,47	0,55	0,15	1,48	0,68	0,99	0,43
<i>Al₂O₃</i>	13,50	13,65	29,09	14,09	15,09	12,69	15,42	17,35	17,47	6,27	13,96	14,77	17,04	4,14
<i>Fe₂O₃</i>	2,65	4,40	14,34	10,34	3,86	2,76	1,98	2,45	0,62	0,67	2,82	1,32	2,91	2,38
<i>FeO</i>	3,00	11,23	8,31	8,04	10,23	9,47	11,63	11,78	4,16	8,47	11,62	7,48	10,06	8,51
<i>MnO</i>	0,13	0,31	0,05	0,06	0,20	0,24	0,20	0,07	0,02	0,10	0,16	0,14	0,25	0,07
<i>MgO</i>	4,53	12,72	6,61	21,97	6,20	9,71	6,11	23,81	2,17	27,18	4,60	8,14	1,48	26,55
<i>CaO</i>	2,10	5,22	0,43	0,14	9,38	8,15	0,28	0,18	0,28	0,19	8,00	9,20	0,56	3,74
<i>Na₂O</i>	2,04	0,75	0,58	0,74	2,52	2,17	0,85	0,25	1,05	0,28	1,24	2,54	0,16	0,13
<i>K₂O</i>	2,88	1,25	2,72	0,23	0,70	1,41	4,52	0,06	4,48	0,04	1,56	0,66	4,56	0,01
<i>CO₂</i>	0,48	0,50	0,58	0,90	0,17	0,17	1,18	-	0,61	Нет	0,30	0,34	-	1,68
<i>H₂O⁺</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,74	1,60	4,06	3,05
<i>H₂O⁻</i>	0,12	0,11	0,69	0,02	0,34	0,03	0,08	0,37	0,04	0,06	0,06	0,16	0,14	0,14
П.п.п.	0,95	0,78	5,01	6,56	1,46	1,14	4,24	5,06	2,67	7,58	-	-	-	-

<i>P₂O₅</i>	0,07	0,12	0,01	-	0,20	0,13	-	-	-	-	0,30	0,04	Нет	0,02
<i>SO₃</i>	1,07	0,14	0,03	-	0,34	0,53	-	-	-	-	0,54	0,07	1,60	0,22
Сумма	99,89	99,86	100,41	100,28	99,63	98,73	99,52	100,45	98,64	99,63	100,72	100,00	99,74	99,87

Петрохимические коэффициенты, по Н.П.Семеновку

<i>A</i>	37,0	17,8	45,5	17,3	22,4	18,5	30,6	17,8	57,9	7,1	23,2	23,0	42,6	4,4
<i>M</i>	31,5	42,0	26,2	68,2	23,3	35,6	30,6	61,4	18,2	77,4	19,3	32,0	8,9	72,4
<i>F</i>	20,8	27,8	21,1	14,2	28,8	24,5	37,7	20,4	22,2	14,6	33,3	19,1	46,0	16,4
<i>C</i>	10,7	12,4	1,2	0,3	25,4	21,4	1,0	0,4	1,7	0,5	24,2	25,9	3,5	6,8
<i>D</i>	0,38	0,17	0,23	0,02	0,20	0,12	0,08	0,08	0,07	0,03	0,11	0,07	0,12	0,12
<i>М/А</i>	0,85	2,36	0,58	4,01	1,04	1,92	1,00	3,40	0,31	19,01	0,83	1,30	0,20	16,40

Количе- ство анализов	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Номер скважины	67с	67с	710	705	956	912	919	931	231	182	25	67	4	4
Номер породы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14

П р и м е ч а н и е. Ортопороды: 1 - кварц-биотит-плаггиоклазовый микрогнейс; 2 - амфиболит; 3 - кварц-гранат-биотитовый сланец со ставролитом; 4 - жедрит-хлорит-талыковский сланец; 5 - амфибо-лит; 6 - амфибол-плаггиоклазовый гнейс; 7 - кварц-ставролит-серпичит-биотитовый туфосланец; 8 - хло-рит-талыковский сланец; 9 - туфосланец альбит-кварц-серпичит-биотитовый; 10 - сланец хлорит-талыковый; 11, 12 - биотит-амфиболовый микрогнейс; 13 - гранат-кварц-биотит-мусковитовый туфосланец; 14 - талы-актинолитовый сланец. Анализы заимствованы из работ И.Н.Бордунова, А.С.Войновского, М.Н.Доброхотова, Я.М.Гришкова, Н.И.Половко.

Т а б л и ц а 23. Химический состав ортопород, находящихся на фоновых границах градиента полярности магматической дифференциации М/А (пририфтовые районы Криворожско-Кременчугской бортовой зоны), %

Компонент, коэффици- циент	Саксаганский участок Кривого Рога				Лихмановско-Высокопольский участок Кривого Рога				Кременчугский район			
	1-й ярус		2-й ярус		1-й ярус		2-й ярус		1-й ярус		2-й ярус	
	Граница											
	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя
SiO_2	56,50	41,24	65,30	43,30	56,50	39,94	57,20	41,96	71,78	41,21	56,70	38,08
TiO_2	1,13	1,34	0,66	0,13	1,13	0,22	0,39	0,44	0,52	0,13	0,10	0,33
Al_2O_3	18,24	16,44	16,40	3,08	18,24	4,26	15,10	6,51	12,21	5,75	23,93	2,61
Fe_2O_3	2,50	2,70	3,03	4,60	2,50	5,26	3,89	1,98	1,41	4,64	3,36	1,40
FeO	6,20	11,23	3,68	3,10	6,20	4,87	11,40	8,24	2,16	8,35	1,29	7,68
MnO	0,12	0,16	0,05	0,15	0,12	0,04	0,09	0,32	0,12	0,16	0,10	0,22
MgO	3,17	15,00	2,12	24,50	3,17	34,58	2,65	26,34	2,80	21,35	2,75	28,50
CaO	1,00	1,39	0,56	6,26	1,00	0,80	0,58	2,57	1,12	8,17	1,30	3,22
Na_2O	0,20	0,10	1,05	0,13	0,90	0,01	0,42	0,01	3,36	0,25	0,30	0,04
K_2O	6,42	0,80	4,00	0,15	5,72	0,23	3,07	0,12	4,11	0,05	6,20	0,01
CO_2	0,61	0,56	0,58	7,64	0,61	-	0,46	-	0,24	2,99	2,22	Не отпр.
H_2O^+	4,33	8,71	2,03	6,16	4,33	-	3,82	-	-	-	-	" "
H_2O^-	22	0,50	0,21	0,22	0,22	0,08	0,40	0,56	0,05	0,44	-	0,09
П.п.п.	-	-	-	-	-	9,90	-	9,83	0,17	6,62	1,12	18,17

P_2O_5	0,12	0,25	0,04	0,05	0,12	0,02	0,77	-	0,03	0,20	0,10	-
SO_3	-	0,01	0,10	-	0,01	0,60	-	-	0,14	0,43	0,10	-
Сумма	100,77	100,42	100,03	99,48	100,76	100,81	100,26	98,83	100,42	100,78	99,57	100,34

Петрохимические коэффициенты, по Н.П.Семененко

A	45,5	21,5	29,6	3,5	45,5	4,0	34,4	7,1	46,6	6,2	60,8	2,7
M	20,0	49,8	16,7	71,4	20,0	81,9	15,7	72,2	26,8	57,6	17,7	77,4
F	29,9	25,4	50,6	11,0	29,9	12,7	47,3	15,5	18,6	20,4	15,6	13,7
Q	4,6	3,3	3,1	13,1	4,6	1,4	2,6	5,2	8,0	15,8	5,9	6,2
O	0,18	0,10	0,36	0,67	0,18	0,48	0,15	0,11	0,30	0,22	1,20	0,10
M/A	0,44	2,31	0,50	20,4	0,44	20,5	0,45	10,1	0,57	9,39	0,30	28,66

Количество анализов	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Номер скважины	16882	16888	Шахта	Карьер	16880	3136	Карьер	Карьер	49с	51с	У	405ж
Номер породы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

П р и м е ч а н и е. Ортопороды: 1 - сланец кварц-биотитовый; 2 - сланец диагоналит прохлоритовый; 3 - сланец альбит-кварц-биотитовый; 4 - сланец актинолит-карбонат-талковый; 5 - кварц-альбит-хлорит-биотитовый сланец; 6 - серпентинит; 7 - сланец кварц-хлорит-биотитовый; 8 - карбонат-хлорит-талковый сланец; 9 - андезитовый порфирит альбит-кварц-биотитовый; 10 - карбонат-хлорит-актинолитовый сланец; 11 - альбит-кварц-слюда-туфосланец; 12 - карбонат-хлорит-талковый сланец. Анализ заимствованы из работ И.Н.Бордунова, В.Л.Бойко, Ю.Ир.Половинкиной, Э.А.Ярошука.

на более значительная полярность состава ортопород второго яруса по сравнению с первым.

Ортопороды первого яруса в двух крупных пририфтовых депрессиях (Кременчугской и Лихмановско-Высокопольской) находятся на низкоградиентном уровне магматической дифференциации, а в четырех мелких представлены метабазами нерасщепленных базальтовых магм. Во втором ярусе почти все пририфтовые структуры имеют среднеградиентную дацит-перидотитовую полярность магматической дифференциации ортопород, находящихся в тальковом горизонте, туфосланцевых пластах и пропластках амфиболитов (табл. 22, 23).

Выявленный в бортовых зонах закономерный рост полярности магматической дифференциации во втором ярусе по сравнению с первым имеет противоположный характер эволюции магматизма, наблюдающийся в рифтовой зоне. Это вызвано разной тенденцией развития названных зон эвгеосинклинали, из которых рифтовая зона во втором мегацикле шла к инверсии и консолидации, а на бортовых зонах второй метацикл служил активным преддверием интенсивного развития вторичных краевых прогибов, геосинклинального плутонного вулканизма и орогенеза третьего орогенного метацикла. Торцевая бортовая зона КМА сравнивается здесь с другими зонами по ограниченному количеству химических анализов ортопород, публикации которых в основном характеризуют крупные вулканотектонические депрессии-синклинии: Михайловский (Курско-Орловский район), Белгородский (Белгородский район) и Тим-Ястребовский (Старооскольский район).

Первый ярус, представленный в названных депрессиях метабазитовой-базит-ультрабазитовой и спилит-кератофир-туфовой формациями, имеет среднеградиентную полярность магматической дифференциации, уровень которой чуть выше, чем в бортовой Криворожско-Кременчугской, но значительно ниже, чем в рифтовой зоне (табл. 24, рис. 25).

Во втором ярусе КМА метаморфические ортопороды обнаружены пока только в одном Тим-Ястребовском депрессии-синклинии и представлены на разных участках (Коробковском, Осколецком и Чернянском) пропластками хлорит-тремолит-тальковых сланцев, амфиболитов и альбит-биотит-мусковитовых туфосланцев. Среднеградиентная полярность магматической дифференциации этих пород равнозначна их дифференциации во втором ярусе других бортовых зон, а также рифтовой зоны. По аналогии с Тим-Ястребовской депрессией и другими бортовыми зонами эвгеосинклинали в составе второго яруса КМА предполагаются находки многих других локальных участков развития ортопород разного состава, которые в дальнейшем пополнят сведения о вулканизме второго метацикла на всей территории КМА. Поэтому на рис. 25 для Курско-Орловского и

Т а б л и ц а 24. Химический состав ортопород, находящихся на фоновых границах градиента полярности магматической дифференциации M/A (районы вулкано-тектонических депрессий торцевой бортовой зоны КМА), %

Компонент, коэф- фициент	Курско-Орлов- ский		Белгородский		Старооскольский			
	I-й ярус		I-й ярус		I-й ярус		2-й ярус	
	Граница							
	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя
SiO ₂	62,97	45,89	66,06	33,48	71,10	34,08	60,02	46,80
TiO ₂	0,44	0,37	0,52	0,10	0,30	0,05	20,40	0,15
Al ₂ O ₃	15,32	5,10	13,71	3,23	12,28	1,75	0,55	3,09
Fe ₂ O ₃	1,42	6,95	1,49	7,19	2,04	7,60	1,91	5,41
FeO	4,74	7,32	5,61	4,23	3,20	2,50	3,96	3,59
MnO	0,06	0,18	0,04	0,11	0,03	0,15	0,06	0,09
MgO	3,87	19,72	2,48	33,80	1,53	36,40	2,41	24,69
CaO	2,16	10,24	0,63	3,04	0,40	2,62	0,38	6,50
Na ₂ O	3,25	0,26	4,97	0,04	2,70	Следы	1,24	0,09
K ₂ O	3,40	0,10	0,75	0,10	5,12	"	4,56	0,10
CO ₂	-	-	-	-	-	-	0,43	-
H ₂ O ⁺	0,50	1,54	0,85	7,68	-	-	1,71	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	0,18	-	0,04	-
П.п.п.	1,48	1,94	3,21	6,51	0,72	13,29	-	9,87
P ₂ O ₅	-	-	0,19	0,03	0,02	0,01	0,05	0,08
SO ₃	-	-	0,01	-	0,03	0,18	0,32	0,23
Сумма	99,61	99,61	100,52	99,57	99,65	98,62	98,44	100,69
Петрохимические коэффициенты, по Н.П.Семененко								
A	40,9	5,6	44,2	2,9	51,2	1,5	57,9	3,4
M	25,8	54,5	20,4	78,2	15,6	82,3	17,4	69,8
F	22,6	20,9	31,6	13,8	30,0	11,9	22,6	13,4
C	10,7	20,2	3,6	5,1	3,7	4,1	2,2	13,2
O	0,13	0,42	0,11	0,78	0,30	1,39	0,22	0,68
M/A	0,60	9,73	0,46	27,00	0,30	55,00	0,32	25,30

Количество
анализов

Номер
скважины

Номер
породы

1	1	1	1	1	1	1	6	1
1917	1567	340	363	932	2060	7	2064	
1	2	3	4	5	6	7	8	

П р и м е ч а н и е. Ортопороды: 1 - альбит-кварц-биотитовый ортосланец; 2 - актинолитит (Жидеевский участок); 3 - кварц-серпичит-оолит-альбитовый кератофир; 4 - карбонатизированный серпентинит; 5 - кварцевый порфир; 6 - серпентинит; 7 - альбит-биотит-мусковитовые сланцы; 8 - хлорит-тремолит-талковый сланец. Анализы заимствованы из работ В.Д.Полищука, В.И.Полищука, Ю.С.Зайцева, Н.И.Голливкина, Б.Д.Клаггил.

Белгородского районов во втором ярусе вместо гистограмм поставлены вопросительные знаки.

Азово-Павлоградская бортовая зона имеет свои трудности в рас-шифровке тектоно-магматических мегациклов и характера вулканизма в ярусах, обусловленные нечеткими границами раздела ярусов и ограниченными возможностями внутриярусного ритмо-фациального анализа. Ввиду этого анализ полярности магматической дифференциации здесь проведен только в одном – первом ярусе, выделение которого на Приазовье связано с меньшими погрешностями, чем остальных двух – второго и третьего.

Химические анализы гранично-фоновых ортопород первого яруса из разных районов бортовой зоны Приазовья приведены в табл. 25. Они выявляют почти однотипную среднеградиентную полярность дифференциации на широкой площади районов, примыкающих к рифтовой зоне, и низкоградиентную – в крайней Мариупольской группе аномалий Восточно-Приазовского района. Данные этой таблицы по модулю M/A проиллюстрированы на рис. 25 гистограммами 25–28, которые сопоставимы с гистограммами других бортовых зон и значительно уступают по высоте гистограммам полярности M/A рифтовой зоны.

По второму ярусу Приазовья анализ полярности магматической дифференциации ортопород не проводился из-за неопределенности его границ. Поэтому на рис. 25 вместо гистограмм проставлены вопросительные знаки. Не проведен такой анализ и по третьему ярусу Приазовья и всей эвгеосинклинали ввиду разрозненного и крайне неравномерного развития ортопород в отдельных депрессионных структурах вторичных прогибов, а также ввиду малочисленности опубликованных химических анализов по ортопородам третьего яруса.

Проведенный выше структурно-магматический анализ нижних двух ярусов рифтового этапа эвгеосинклинали является для докембрия первым опытом работ такого рода. И хотя при этом не достигнут полный охват всех ярусов и структур эвгеосинклинали, результаты его оказались весьма наглядными и убедительными.

Сопоставление фоновых гистограмм на рис. 25 и цифровых граничных значений модуля M/A в табл. 26 выявляет ряд закономерностей развития вулканизма во времени (в разных ярусах) и в пространстве – на территории разных депрессионных структур и структурно-фациальных зон.

1. Полярность магматической дифференциации ортопород в ярусах характеризуется большой мозаичной пестротой развития в региональном плане, которая зависит от размеров вулкано-тектонических депрессионных структур, мощности геологических формаций и отдельных тел ортопород в них.

Т а б л и ц а 25. Химический состав ортопород, находящихся на фоновых границах градиента полярности магматической дифференциации *М/А* (районы Азово-Павлогградской бортовой зоны), %

Компо- нент, коэффи- циент	Орехово-Павло- градский		Корсаков-Лулай- польский		Западно-При- азовский		Восточно- Приазовский	
	I-й ярус		I-й ярус		I-й ярус		I-й ярус	
	Граница							
	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верхняя	нижняя	верх- няя
SiO ₂	56,48	37,50	60,04	52,84	49,92	35,78	44,24	47,26
TiO ₂	1,10	Нет	0,70	0,21	0,55	0,18	4,48	0,73
Al ₂ O ₃	17,50	2,11	13,89	3,73	15,13	1,36	12,27	6,93
Fe ₂ O ₃	2,36	4,43	2,49	1,43	5,52	7,26	2,20	2,14
FeO	4,84	3,50	5,60	6,32	5,74	5,74	17,41	15,65
MnO	0,07	Нет	0,07	0,18	0,21	0,13	0,20	0,16
MgO	3,99	36,43	4,78	20,52	7,47	34,35	5,84	15,87
CuO	6,42	2,00	3,78	11,20	10,52	1,89	8,68	8,19
Na ₂ O	4,72	Следы	3,63	0,46	2,97	0,08	2,71	1,30
K ₂ O	0,61	"	2,94	0,30	0,68	0,05	0,75	0,39
CO ₂	0,11	1,06	0,28	-	-	-	0,82	0,40
H ₂ O ⁺	1,27	12,25	-	-	-	-	0,63	0,89
H ₂ O ⁻	0,26	0,44	0,16	0,08	0,10	0,24	-	-
П.п.п.	-	-	1,14	2,51	1,15	12,89	-	-
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,28	0,18	0,09	-	0,12	0,06
SO ₃	0,01	0,22	0,19	0,18	-	-	0,06	0,02
Сумма	99,75	99,97	99,69	100,14	100,05	99,95	100,41	99,99
Петрохимические коэффициенты, по Н.П.Семененко								
A	35,6	2,0	37,4	4,2	24,3	1,3	36,0	27,1
M	20,5	84,5	21,4	59,7	23,4	79,5	19,2	43,2
F	20,1	9,8	25,6	12,4	23,0	16,0	16,1	7,5
C	23,8	3,7	15,6	23,5	29,3	3,2	28,7	22,2
O	0,22	0,57	0,20	0,10	0,46	0,58	0,06	0,08
M/A	0,58	42,25	0,59	14,2	0,95	61,10	0,53	1,60
Количест- во анали- зов	1	1	1	1	1	1	1	1
Номер скважины	341	322	2	Обн.33	Обн.11	Обн.23	466	459
Номер породы	1	2	3	4	5	6	7	8

П р и м е ч а н и е. Ортопороды: 1 - амфиболит; 2 - серпентинит; 3 - биотит-роговообманко-плаггиоклазовый гнейс; 4 - актинолитит; 5 - амфиболит; 6 - антофиллит-серпентиновый перидотит; 7 - биотит-роговообманко-пироксен-плаггиоклазовый гнейс; 8 - пироксен-роговообманковый гнейс. Анализы заимствованы из работ И.Л.Андрущенко, Г.В.Жукова, Е.Н.Качанова, В.Ф.Киктенко, В.П.Кривонос, И.И.Могилицев, И.С.Усенко, Л.А.Ходыш.

Т а б л и ц а 26. Фоновые границы градиента полярности магматической дифференциации M/A в структурных ярусах осадочно-вулканогенного комплекса Криворожско-Курской эвгеосинклинали

Район, участок	I-й ярус		2-й ярус	
	Граница			
	От	До	От	До
Криворожско-Кременчугская бортовая зона (окраинные районы)				
Омельнянский	1,54	1,94	1,04	7,42
Ивановский	0,60	0,97	0,70	-
Зеленовский	-	1,15	0,40	8,19
Криворожско-Кременчугская бортовая зона (пририфтовые районы)				
Успеновский	0,85	2,36	0,58	4,01
Николаевский	-	1,14	1,00	3,40
Попельнастовский	-	-	0,31	19,01
Желтянский	0,83	1,30	0,20	16,40
Саксага.ский	0,44	2,31	0,50	20,40
Лихмановский	0,44	20,50	0,45	10,10
Кременчугский	0,57	9,39	0,30	28,66
Базавлукская рифтовая зона				
Мотринский	0,94	3,34	-	-
Апостоловский	0,40	210,5	-	-
Чертомлыкско-Соленовский	0,30	460,0	0,36	81,80
Новопавловский	0,68	3,39	-	-
Томаковский	0,68	28,10	-	-
Верховцевский	0,16	925,0	0,55	7,93
Тригузное	0,44	14,30	-	-
Сурский	0,09	887,0	0,22	12,20
Славгородский	0,32	454,0	-	-
Конкский	0,09	458,5	0,38	9,21
Белозерский	0,19	34,5	0,14	111,3
Торцевая бортовая зона КМА				
Курско-Орловский	0,60	9,73	?	?
Белгородский	0,46	27,00	?	?
Старобоскольский	0,30	55,00	0,32	25,30
Азово-Павлоградская бортовая зона				
Орехово-Павлоградский	0,58	42,25	?	?
Корсак-Гуляйпольский	0,59	14,20	?	?
Западно-Приазовский	0,95	61,1	?	?
Восточно-Приазовский	0,53	1,60	?	?

2. Крупные депрессионные структуры с высокоградиентной полярностью магматической дифференциации возникают в рифтовой зоне с самого начала развития эвгеосинклинали — в первом рифтогенном мегацикле. Тогда же появляется большинство средних и мелких структур рифтовой и бортовых зон, которые развиваются как сателлитные структуры со средней и низкоградиентной полярностью магматической дифференциации ортопород в первом ярусе.

3. Изучение полярности магматической дифференциации в ярусах существенно дополняет характеристику второго инверсионного мегацикла, который отличается от первого рифтогенного свертыванием вулканической активности и ослаблением полярности состава вулканитов в рифтовой зоне и относительным возрастанием этих процессов в бортовых зонах.

4. Учет полярности магматической дифференциации в ярусах и структурах разного порядка ставит структурно-магматический анализ в разряд количественных методов, позволяющих в комплексе со структурно-фациальным, ритмо-фациальным, формационным анализами и анализом мощностей дать точное определение рифтовой и бортовых зон эвгеосинклинали и классифицировать ее как древнейшую подлинную геосинклинали в истории развития Земли.

Полнота магматической дифференциации и эксплозивности в двух нижних ярусах рифтового этапа

Полнота магматической дифференциации и эксплозивности отвечает относительному процентному содержанию в разрезах ярусов ультраосновных и кислых дифференциатов вулканических ортопород и туфов по сравнению с содержанием метабазитов нерасщепленных базальтовых магм. Этот критерий использован здесь как качественный метод структурно-магматического анализа, помогающий выяснить степень развития вулканических фаций и формаций в структурах разного порядка на всей территории Криворожско-Курской эвгеосинклинали.

К сожалению, этот метод пока не может опереться на одинаково точные данные о развитии пород, приведенные в табл. 27. В связи с разной детальностью съемки исследованных районов приведенный в ней подсчет выполнен по неравнозначным геологическим документам. По разведанным месторождениям использованы многочисленные геологические разрезы и крупномасштабные карты. По районам средней поисково-съемочной детальности изучались отдельные перекрытые геологические разрезы, а по слабо исследованным районам — лишь единичные геологические разрезы и схематические карты, составленные по мелким картировочным скважинам.

Кроме того, диагностика пород в каждом пласте и пропластке не везде в публикациях подтверждена химическими анализами и детальным петрографическим описанием, что также отражалось на точности подсчета содержания указанных в табл. 27 разновидностей пород. В этих условиях сравнительно достоверно определены границы подсчета ультрабазитов, кератофинов, метабазитов, железистых пород и грубообломочных туфогенных и терригенных пород: алевроитовых, псаммитовых и псефитовых туфопесчаников, парапесчаников, конгломератов, гравелитов. Менее

Т а б л и ц а 27. Полнота магматической дифференциации и эктозивности в нижних двух ярусах осадочно-вулканогенного комплекса (рифтовый этап) (содержание пород в геологических разрезах, %)

Район, участок	Ярус	Нерас- щеплен- ные ос- новные лавы ме- табази- тов	Магматиче- ские диф- ференциаты		Эксто- зии: ту- фы раз- ного состава	Эксталя- ционно- осадоч- ные желе- зистые кварциты, колчеданы	Терри- генно- оса- доч- ные поро- ды
			Ульт- раба- зиты	Ке- ра- то- фиты			
Криворожско-Кременчугская бортовая зона (окраинные районы)							
Омельникский	1	10	-	-	60	-	30
	2	2	3	10	10	50	25
Ивановский	1	30	-	-	50	-	20
	2	10	-	-	10	50	30
Зеленовский	1	30	-	10	30	-	30
	2	-	5	10	5	60	20
Криворожско-Кременчугская бортовая зона (пририфтовые районы)							
Успеновский	1	35	-	5	30	-	30
	2	-	5	10	20	30	35
Николаевский	1	30	-	10	25	-	35
	2	-	10	-	10	40	40
Попельнастов- ский	2	-	5	5	5	50	35
Желтянский	1	35	-	5	30	-	30
	2	-	5	10	15	30	40
Саксаганский	1	30	5	15	30	-	20
	2	-	5	-	15	65	15
Лихмановский	1	35	8	22	15	-	20
	2	-	2	-	10	73	15
Кременчугский	1	40	5	15	20	0,05	20
	2	5	5	5	15	50	20
Базавлукская рифтовая зона							
Чертомлыкско- Соленовский	1	55	14	20	5	1	10
	2	35	7	25	10	8	15
Верховцевский	1	40	15	20	7	3	15
	2	10	5	25	30	5	15
Сурский	1	60	15	13	8	2	2
	2	40	10	5	30	12	3
Коньский	1	40	10	40	5	3	2
	2	20	5	30	20	15	10
Белозерский	1	30	5	30	10	5	20
	2	15	10	15	15	15	30
Торцевая бортовая зона КМА							
Курско-Орловский	1	45	5	15	14	1	20
	2	?	?	?	10	50	40
Белгородский	1	35	5	25	15	1	20
	2	?	?	?	20	50	30
Старооскольский	1	35	5	20	15	-	25
	2	5	3	12	10	40	30

Район, участок	Ярус	Нерас- щеплен- ные ос- новные лавы ме- табазитов	Магматиче- ские диф- ференциаты		Эксто- зии: туфы разно- го со- става	Эксталя- ционно- осадоч- ные желе- зистые кварциты, колчеданы	Терри- генно- оса- доч- ные поро- ды
			Ульт- раба- зиты	не- ра- то- фирь			

Азово-Павлоградская бортовая зона

Орехово-Павло- градский	1	30	5	10	20	5	30
	2	?	?	?	40	10	50
Корсак-Гулай- польский	1	30	5	10	30	-	25
	2	?	?	?	25	30	45
Западно-При- азовский	1	40	10	5	25	-	20
	2	?	?	?	60	-	40
Восточно-При- азовский	1	10	5	15	45	-	35
	2	?	?	?	35	25	40

уверенно выделены пласты парасланцев, туфосланцев и ортосланцев разного состава в тех разрезах, где эти разновидности тесно перемежаются. Критерием их выделения обычно служили минеральный состав и петрохимические параметры, соотношенные с систематикой ортопород магнезиально-глиноземистых туфов и железистых туффигов, указанных в табл. 18 и на рис. 17. Поэтому в табл. 27 приведены приближенные цифры подсчета развития разных пород, округленные до 50%. Эта точность оказалась достаточной для построения наглядной сравнительной диаграммы развития пород разных вулканических фаций и осадочных отложений, количество которых в разных структурах и структурно-фациальных зонах значительно варьирует, превышая возможные погрешности измерений и округления цифр (рис. 26).

Данные табл. 27 и рис. 26 позволяют сделать такие обобщающие выводы:

1. На всей территории эвгеосинклинали в нижних ярусах рифтового этапа господствуют вулканогенные породы, среднее количество которых в первом ярусе составляет 80, а во втором - 70% разреза. Они представлены метабазитами нерасщепленных базальтовых магм, ортопородами ультраосновной и кислой ветви магматической дифференциации, эксплозивно-туфовыми породами и эксталяционно-осадочными железистыми кварцитами. В разрезах ярусов эти породы сочетаются ритмически закономерно, поэтому даже простым суммированием они количественно определяют эвгеосинклиналь как существенно вулканическую подвижную зону древней архейской геосинклинальной системы.

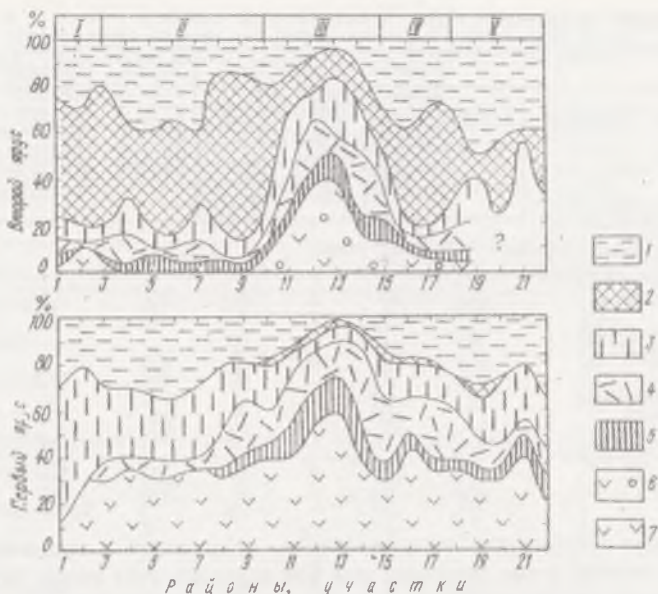


Рис. 26. Полнота магматической дифференциации и эксплозивности первых двух ярусных мегациклов рифтового этапа. Генетические группы пород в разрезах структурных ярусов: 1 - осадочные; 2 - железисто-кремнистые эксталяции и осадки; 3 - эксплозивные разного состава; 4 - ортопороды кислого - среднего состава; 5 - ультраосновные породы; 6 - нерасщепленные порфиристы второго яруса; 7 - нерасщепленные базиты первого яруса. Структурно-фациальные зоны (римские цифры): I - Криворожско-Кременчугская бортовая (окраинные районы); II - Криворожско-Кременчугская бортовая (пририфтовые районы); III - Базавлукская рифтовая; IV - торцевая бортовая КМА; V - Азово-Павлоградская. Опорные районы и участки: 1 - Омельникский; 2 - Ивановский; 3 - Зеленовский; 4 - Успенковский; 5 - Николаевский; 6 - Понельнаковский; 7 - Желтыйский; 8 - Саксаганский; 9 - Лихмановский; 10 - Кременчугский; 11 - Чертомлыкско-Соленовский; 12 - Ветковцевский; 13 - Стурский; 14 - Конковский; 15 - Белоозерский; 16 - Курско-Орловский; 17 - Белгородский; 18 - Старосельский; 19 - Орехово-Павлоградский; 20 - Корсак-Гуляйпольский; 21 - Западно-Приазовский; 22 - Восточно-Приазовский

2. Выявленная в разных ярусах и структурно-фациальных зонах эвгеосинклинали разная полнота магматической дифференциации и эксплозивности отражает неравномерность полициклического развития геосинклинального вулканизма во времени и пространстве.

3. Во втором ярусе по сравнению с первым ослабевают интенсивность магматического вулканизма и магматическая дифференциация ортопород, но заметно возрастает эксплозивность, сопровождаемая большими массами железисто-кремнистых эксталяций и их осадков.

4. Рифтовая зона в обоих ярусах выделяется среди бортовых зон более полной магматической дифференциацией ортопород и ослабленной explosивностью, составляющей характерную черту окраин эвгеосинклинали.

5. В депрессионных структурах разного порядка полнота магматической дифференциации каждого яруса прямо коррелируется с полярностью состава магматических дифференциатов, общей мощностью структурных ярусов и в конечном счете определяется их принадлежностью к рифтовой или бортовым зонам.

Средний химический состав вулканогенных формаций двух нижних ярусов рифтового этапа

Геологические формации двух нижних ярусов выбраны для подсчета как существенно вулканогенные образования, валовой состав которых способен помочь разгадке состава тех геосфер Земли, где зарождались и длительно развивались долгоживущие глубинные разломы и связанные с ними глубинные вулканические очаги магматического пиролита. Подсчет среднего химического состава вулканогенных формаций выполнен по всем крупным депрессионным синклиналиям рифтовой зоны — Сурскому, Верховцевскому, Чертомлыкско-Соленовскому, Конкскому и Белозерскому (табл. 28), а также по Кременчугскому пририфтовому синклиналию Криво-рожско-Кременчугской бортовой зоны (табл. 29).

По синклиналиям рифтовой зоны в расчет средневзвешенного химического состава включены туфо-железисто-кремнистые, ультраосновные, базитовые и кератофировые компоненты формаций обоих ярусов (с учетом развития их площади). В Кременчугском пририфтовом синклиналии химический состав этих же компонентов рассчитан только для первого яруса, более насыщенного вулканогенными породами, чем второй. Валовой химический состав двух ярусов рифтовой зоны и первого яруса Кременчугского синклиналия определен для каждой структуры как средневзвешенная величина с учетом площади развития всех формаций.

По Сурскому и Кременчугскому синклиналиям расчеты сделаны автором данной монографии. По остальным трем структурам они любезно предоставлены автору сотрудниками рудного отдела В.Л.Бойко, В.Д.Ладиевой и В.А.Стульчиковым, располагающими необходимыми разрезами, картами и большим числом химических анализов пород по изученным ими районам. Тот факт, что результаты подсчета валового состава комплекса оказались одинаковыми у разных авторов исключает вероятность больших погрешностей субъективного характера.

Средний химический состав формаций и двух ярусов комплекса пересчитан на петрохимические коэффициенты, по Н.П.Семененко — глиноземис-

Т а б л и ц а 28. Химический состав формаций и комплек

Компо- нент, коэффи- циент	Сурский					Вер		
	I	2	3	4	X	I	2	
<i>SiO₂</i>	40,14	37,39	48,31	66,41	47,69	38,57	39,09	
<i>TiO₂</i>	0,28	0,29	1,15	0,52	0,84	0,22	0,15	
<i>Al₂O₃</i>	7,32	2,79	13,76	15,81	11,96	1,46	3,29	
<i>Fe₂O₃</i>	9,73	4,14	2,97	0,65	3,59	22,47	3,78	
<i>FeO</i>	24,14	5,91	8,71	3,56	9,50	22,31	5,02	
<i>MnO</i>	0,26	0,19	0,33	0,07	0,28	0,49	0,14	
<i>MgO</i>	2,50	29,51	7,67	1,54	9,49	2,59	28,88	
<i>CaO</i>	2,03	3,56	10,65	2,99	8,31	3,80	4,08	
<i>Na₂O</i>	0,45	0,04	1,12	3,70	1,12	0,21	0,23	
<i>K₂O</i>	1,04	0,03	0,46	2,05	0,65	0,15	0,08	
<i>CO₂</i>	8,92	3,45	2,58	1,33	2,89	4,81	5,02	
<i>H₂O⁺</i>	2,77	12,11	1,84	0,90	3,19	1,95	8,21	
П.п.п.	0,08	0,27	0,19	0,18	0,19	-	-	
<i>P₂O₅</i>	0,12	0,05	0,15	0,23	0,14	0,24	0,05	
<i>SO₃</i>	0,41	0,17	0,10	0,03	0,13	-	-	
<i>NiO</i>	-	0,15	0,016	0,001	-	-	-	
<i>CoO</i>	-	0,015	0,004	0,001	-	-	-	
<i>CuO</i>	-	0,001	0,017	0,002	-	-	-	
<i>Cr₂O₃</i>	-	0,30	0,025	0,004	-	-	-	
<i>ZnO</i>	-	0,001	0,002	0,006	-	-	-	
Сумма	100,19	100,37	100,06	99,38	99,97	99,26	98,02	
Петрохимические коэф								
<i>F</i>	72,9	14,0	23,5	18,9	26,1	80,7	13,6	
<i>A</i>	11,4	2,9	20,0	51,0	17,3	1,9	3,4	
<i>M</i>	9,9	76,5	28,2	12,5	34,7	8,4	75,3	
<i>C</i>	5,8	6,6	28,2	17,5	21,8	9,0	7,6	
<i>O</i>	0,18	0,31	0,15	0,08	0,17	0,46	0,29	
<i>T</i>	24,1	-135,4	-57,7	13,1	-47,7	-410,9	-139,2	
Количество анализов	28	637	591	410	1808	7	192	

сов опорных синклиналиев Базавлукской рифтовой зоны, %

ховцевский			Чертомлыкско-Соленовский			
3	4	$\bar{X}$	I	-2	3	4
47,47	62,49	48,74	39,72	41,77	50,60	69,52
0,78	0,39	0,47	0,17	0,63	0,90	0,46
13,44	13,99	10,18	3,56	4,66	15,03	14,54
3,22	1,43	3,48	5,88	4,21	2,39	1,05
10,11	6,12	7,87	25,46	6,72	9,33	3,09
0,19	0,11	0,16	0,28	0,18	0,42	0,71
7,42	3,37	12,62	2,54	26,54	6,35	1,93
8,26	2,59	6,34	1,39	4,56	9,02	2,45
1,86	2,55	1,56	0,25	0,15	2,11	1,97
0,58	1,51	0,64	0,82	0,15	0,56	1,92
1,86	1,39	2,76	5,72	2,37	1,60	0,49
4,27	3,27	5,60	0,47	1,16	1,06	0,09
-	-	-	4,07	6,02	0,62	1,77
0,11	0,18	0,17	0,19	0,03	0,17	0,13
-	-	-	0,43	0,68	0,43	0,22
-	-	-	-	0,13	-	-
-	-	-	-	0,02	0,006	-
-	-	-	-	0,04	-	-
-	-	-	-	0,32	0,07	-
-	-	-	-	-	-	-
99,57	99,39	99,59	100,95	99,74	100,56	100,34
коэффициенты, по Н.П.Семенову						
28,1	28,3	25,38	81,8	15,8	25,3	19,3
20,5	37,7	19,45	5,2	4,9	23,6	49,1
28,0	22,9	40,22	9,3	70,5	25,2	16,5
22,9	11,1	14,70	3,7	8,8	25,7	15,0
0,14	0,11	0,19	0,28	0,28	0,11	0,15
-39,1	29,0	-25,2	-7,4	-86,6	-36,6	32,8
281	231	711	56	208	281	133

Окончание табл. 28

Компо- нент, коэффи- циент	Чертомлыкско- Соленовский	Конкско-Белозерский				
	$\bar{x}$	1	2	3	4	$\bar{x}$
SiO_2	55,06	38,83	40,58	48,22	65,83	55,89
TiO_2	0,70	0,20	0,24	0,72	0,39	0,45
Al_2O_3	13,50	4,82	7,81	13,35	14,45	12,58
Fe_2O_3	2,67	30,81	3,42	2,54	1,57	4,75
FeO	7,68	15,76	8,78	10,18	4,51	7,56
MnO	0,47	0,27	0,20	0,21	0,08	0,14
MgO	6,82	2,06	22,83	8,17	2,66	6,15
CaO	6,37	1,59	5,49	9,72	2,15	4,56
Na_2O	1,81	0,67	0,31	1,81	1,95	1,63
K_2O	0,93	0,48	0,73	0,75	1,79	1,28
CO_2	1,45	1,52	3,48	1,81	1,67	1,88
H_2O^+	0,75	0,31	0,16	0,11	0,10	0,13
П.п.п.	1,86	1,89	5,63	2,67	2,42	2,76
B_2O_3	0,14	0,08	0,15	0,11	0,14	0,13
SO_3	0,33	0,22	0,06	0,07	0,24	0,19
NiO	—	—	0,12	0,007	0,002	0,015
CoO	—	—	0,003	0,001	—	0,000
CuO	—	—	0,000	0,051	0,019	0,021
Cr_2O_3	—	—	0,221	0,017	0,002	0,027
ZnO	—	—	0,008	0,019	0,000	0,010
Сумма	100,64	99,51	100,0	100,53	100,48	101,41
Петрохимические коэффициенты, по Н.П.Семененко						
F	24,8	82,0	18,2	25,5	25,1	31,5
A	24,4	6,4	8,4	19,2	43,2	23,6
M	31,0	6,9	62,5	29,8	20,1	29,2
C	20,1	4,7	10,8	25,5	11,7	15,6
O	0,13	0,88	0,17	0,11	0,15	0,28
T	-30,5	-7,2	-44,8	-60,7	37,3	1,8
Количество анализов	678	68	101	131	107	407

Примечание. Формации: 1 — железисто-кремнистая; 2 — ультрабазитовая; 3 — метабазитовая; 4 — кератофировая.

Т а б л и ц а 29. Средний химический состав формаций первого базит-офиолитового яруса Кременчугского района, %

Компонент, коэффициент	1	2	3	4	$\bar{X}$
SiO_2	59,51	44,03	50,33	59,27	51,26
TiO_2	0,16	0,47	0,51	0,94	0,57
Al_2O_3	2,11	12,84	13,52	13,11	13,41
Fe_2O_3	12,71	3,58	3,48	1,95	3,26
FeO	16,40	10,19	12,21	5,18	11,02
MnO	0,22	0,18	0,20	0,35	0,22
MgO	1,81	13,91	6,55	3,25	6,57
CaO	2,70	7,14	4,74	2,66	4,59
Na_2O	0,32	1,42	2,23	3,75	2,40
K_2O	0,39	0,55	1,73	3,00	1,83
CO_2	1,40	2,19	1,93	2,37	2,01
H_2O^+	1,20	2,77	1,89	2,21	2,00
H_2O^-	0,02	0,44	0,46	0,69	0,49
P_2O_5	0,30	0,07	0,20	0,24	0,19
SO_3	0,49	0,39	0,39	0,33	0,38
Сумма	99,74	100,17	100,37	99,30	100,24

Петрохимические коэффициенты, по Н.П.Семенову

A	4,2	15,9	22,0	36,3	23,7
M	9,0	43,9	27,5	22,4	27,9
F	77,2	23,9	36,3	28,0	34,2
C	9,6	16,3	14,2	13,3	14,2
O	0,34	0,16	0,13	0,18	0,14
Площадь, км ²	0,01	1,4	15,6	3,0	20
Площадь, %	0,05	7,0	78,0	15,0	100
Количество анализов	1	9	30	7	45

П р и м е ч а н и е. Группы пород: 1 - железистые кварциты; 2 - ультрабазиты; 3 - метабазиты; 4 - кератофиры; $\bar{X}$ - средневзвешенный химический состав на площади распространения яруса.

тости - A , магнезиальности - M , железистости - F , известковистости - C , их значения нанесены на петрохимическую диаграмму $A-M-CF$ (рис.27). На этой диаграмме, разграфленной пунктиром на поля петрохимических групп (1-29), по каждому синклиналию показаны фигуративные точки состава отдельных формаций и всего комплекса. Точки базитовых компонентов разных районов сгруппировались в одном - десятом поле базальтовых пород в нижней его половине, отвечающей меланократовым базальтам (оке-

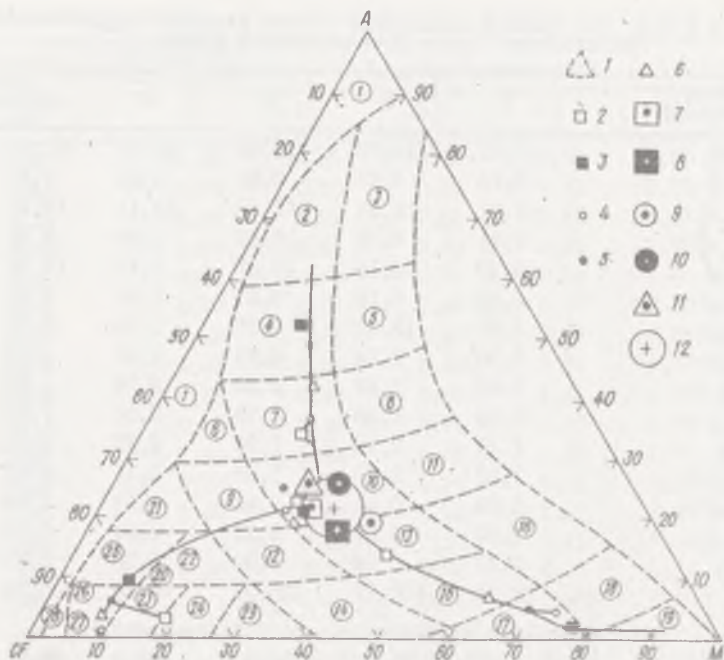


Рис. 27. Диаграмма A-M-CF среднего состава формаций и осадочно-вулканогенного комплекса эвгеосинклинали:

1 - контур петрохимических групп пород. Средний состав формаций по районам: 2 - Кременчугский; 3 - Сурский; 4 - Верховцевский; 5 - Чертомлыкско-Соленовский; 6 - Конковский и Белозерский. Средний состав комплекса по районам: 7 - Кременчугский; 8 - Сурский; 9 - Верховцевский; 10 - Чертомлыкско-Соленовский; 11 - Конковский и Белозерский; 12 - средний валовой состав осадочно-вулканогенного комплекса эвгеосинклинали. Петрохимические группы пород (цифры в кружках) см. на рис. 23

анитам). В нижней половине этого поля также оказались фигуративные точки валового состава комплекса всех крупных синклиналиев рифтовой зоны и пририфтового Кременчугского депрессионного синклиналия.

Следовательно, средний состав метабазитов и валовой состав двух сложно дифференцированных ярусов рифтовой зоны петрохимически оказались очень близкими между собой. Это позволило нам рассматривать первые в качестве ортопород нерасщепленных и слабонерасщепленных базальтовых магм глубинного мантийного пиролита, лишенного, может быть, лишь газовых эксталяций и водно-гидротермальных рудных ликваций.

Фигуративные точки состава других компонентов формаций, принадлежащих к ультраосновной и кислой ветвям магматической дифференци-

ции, ресургентным эксплозиям и железисто-кремнистым эксталяциям, расположились в отличие от метабазитов в полях разных петрохимических групп. В кислой ветви дифференциатов наиболее экстремальный средний состав кератофиров выявлен в Сурском и Чертомлыкско-Соленовском синклиниях, фигуративные точки которых разместились в четвертом поле дацит-кератофиров и трахитов. В остальных трех синклиниях — прибортовых Верховцевском, Белозерском и бортовом Кременчугском — средневзвешенный состав пород кислой ветви дифференциации пришелся на седьмую петрохимическую группу средних пород, отвечающую андезитовым порфиритам.

Аналогичной цепочкой расположились на диаграмме в углу *M* (рис. 27) точки среднего состава ультраосновных компонентов формаций разных районов. В Сурском, Верховцевском и Чертомлыкско-Соленовском синклиниях их средний состав экстремальный, отвечающий лерцолитам 17-й петрохимической группы. Далее, в Конкском и Белозерском прибортовых синклиниях наблюдается снижение магнезиальности среднего состава ультрабазитов, фигуративные точки которых приходится на 15-ю петрохимическую группу вебстеритов. Замыкает цепочку Кременчугский синклиний бортовой зоны, в котором средний состав ультрабазитов приближается к пикрито-базальтам 13-й петрохимической группы.

Туфо-железисто-кремнистые формации разных синклинириев, как дифференциаты особого рода, также расположились на диаграмме в разных петрохимических группах железистых пород в углу *CF*. Не вдаваясь в подробности их среднего состава, отметим, что он отражает в каждом синклинирии не только качество и количество железисто-кремнистых эксталяций, но и фациальные условия их химического осаждения.

По итогам подсчетов среднего состава вулканогенных формаций и валового состава всего комплекса рифтовой зоны имеется возможность заключить следующее.

1. Валовой химический состав вулканогенных компонентов осадочно-вулканогенного комплекса отвечает меланократовым базальтам (океанитам) и характеризуется выдержанным постоянством в региональном плане на обширной территории эвгеосинклинали.

2. Базитовые компоненты депрессионных синклинириев имеют одинаковый средний состав, изохимичный меланократовым базальтам (океанитам) и средневзвешенному валовому составу двух сильно дифференцированных ярусов рифтового этапа.

3. Метабазиты и весь дифференцированный комплекс вулканогенных пород, очевидно, отражает средний состав магматического пиролита глубинных очагов вулканизма. Из них первые являются продуктами нерасщепленных и слабо расщепленных магм. А весь разрез комплекса отражает

закономерное чередование подводных излияний нерасщепленных базальтовых магм и их дифференциатов, поступавших из мантийных глубин в определенной очередности в зависимости от тектонического развития пачковых ритмов, ярусных мегациклов и геосинклинальных этапов.

4. Вариации среднего химического состава ортопород кислой и ультраосновной ветви в региональном плане (в разных депрессионных структурах) отражают разную полноту и полярность магматической дифференциации в ярусах и во всем комплексе.

5. Подсчет и анализ среднего химического состава вулканогенных формаций, ярусов и всего комплекса является одним из важных количественных методов структурно-магматического анализа, помогающий оценивать степень, количество и состав магматических дифференциатов, включая рудные ликвации, водно-газовые эксгалации и гидротермы.

Внутриярусная дифференциация и петрохимическая эволюция вулканизма

Структурные ярусы являются крупными, сильно дифференцированными членами (а часто и маркирующими горизонтами) осадочно-вулканогенного комплекса, выделение которых на геологических картах любого масштаба во все времена служило главной задачей и критерием качества выполнения геологической съемки сложно складчатых геосинклинальных структур докембрия Украины и КМА. Каждый ярус содержит свою специфическую информацию о проявлении тектоно-осадочных и тектоно-магматических мегациклов, наиболее полно выявляет характер структурно-фациальных и структурно-магматических изменений в региональном плане. В целом ряде депрессионных структур отдельные ярусы включают крупные железорудные месторождения, рудопроявления цветных и редких металлов, месторождения каменных строительных материалов.

В трансгрессивных и регрессивных свитах и формациях ярусов находятся определенные осадочные и вулканогенные породы разных фаций и ветвей магматической дифференциации, которые, тесно сочетаясь в ритмо-пачках переменного состава, дают представление о тектоническом режиме стадийных погружений и поднятий эвгеосинклинали, о развитии отдельных депрессионных структур в пределах ярусных мегациклов. Они содержат информацию об интенсивности, составе и степени магматической дифференциации вулканизма в разных зонах и на разных стадиях развития тектонических мегациклов. В разрезах заложены сведения о характере и фазах максимальной интенсивности внутригеосинклинального рельефообразования как источнике осадочного материала.

Структурно-фациальные особенности разных частей ярусов позволяют восстановить историю и характер тектонического развития депресси-

онных структур растрескивания и просадок, ортогенных структур скалывания, определить фазы рифтовой инверсии и орогенеза вторичных краевых прогибов. Все это помогает решать многие важные вопросы геологии, стратиграфии и перспектив рудоносности докембрия.

Структурные ярусы в разных зонах включают почти все виды ритмопачек сложного и простого строения, вулканогенного, осадочного и смешанного генезиса. Поэтому они отличаются от ритмопачек любой сложности более широким диапазоном магматической, туфо-осадочной, эксгальционн-осадочной и осадочной дифференциации пород. Тектоно-осадочные мегациклы в ярусах представлены всеми литофациями терригенных пород и всеми осадочно-геохимическими фациями железисто-кремнистых и известково-кремнистых химических осадков. Также полно представлены в них тектоно-магматические мегациклы, содержащие полные непрерывные ряды вулканических дифференциатов от ультраосновных до ультракислых ортопород.

В первом ярусе (из-за малого участия терригенно-осадочных пород) в ритмопачках сочетаются эксгальционн-осадочные железистые фации с магматическими и ресургентными туфовыми дифференциатами. В трансгрессивной метабазитовой формации перемежаются диабаз-базальтовые метабазиты нерасщепленных магм с ресургентными туфосланцами и железистыми пластами красноцветной, пестроцветной и сероцветной фаций. В трансгрессивной базит-ультрабазитовой формации широко (а местами резко) преобладают дифференциаты ультрабазитов, сочетающихся с пластами метабазитов, андезитовых порфиритов и их туфов, а также с железистыми пластами сероцветной и колчеданной фаций. В регрессивной спилит-кератофир-туфовой формации широко развиты (а местами резко преобладают) дифференциаты кислых пород, переслаивающиеся в ритмопачках со спилитами, андезитовыми порфиритами, а также с ресургентными туфами разного состава, преимущественно кислыми туфосланцами и туфопесчаниками. Железистые пласты в ней относятся к фациям колчеданов, сероцветов и пестроцветов.

Таким образом, петрохимическая эволюция вулканизма первого яруса может быть выражена такой схемой:

Метабазиты - Ультрабазиты - Дацит-кератофиры, кварцевые порфиры
Туфы базитовые - Метабазиты - Андезиты, метабазиты
Железистые отложения - Андезиты - Ультрабазиты
Красноцветы - Туфы разные - Туфы разные ресургентные
Пестроцветы - Сероцветы - Колчеданы
Сероцветы - Колчеданы - Сероцветы, пестроцветы

Дифференциация пород второго яруса в общих чертах повторяет приведенную схему и отличается от нее в основном составом пород,

обогащенных по сравнению с породами первого яруса железом и кальцием в ущерб магнию. Две трети метабазитов этого яруса представлены железисто-известковыми авгитофировыми порфиритами, магнетитовыми эпидиобазами, плагиофировыми порфиритами повышенной известковистости. Этими же элементами обогащены ортопороды ультраосновной и кислой ветви дифференциации, а также туфы разного состава, среди которых широко представлены железисто-кремнистые туффиты. Ввиду специфического состава пород второй ярус назван порфирит-железисто-кремнистым, в котором вторая часть названия отражает чрезвычайно широкое развитие железисто-кремнистых пород. Последние сосредоточены в базальной туфо-железисто-кремнистой и единой сланцево-железисто-кремнистой формациях, а также рассеяны мелкими пластами во всех других формациях яруса.

Петрохимическую эволюцию вулканизма второго яруса можно записать такой схемой:

Туфы разные — Ультрабазиты — Андезитовые, дацитовые порфириты
 Красноцветы — Порфириты — Порфириты авгитофировые, плагиофировые, диабазы
 Пестроцветы — Диабазы — Туфы разные ресургентные
 Сероцветы — Туфы разные — Колчеданы
 Порфириты — Сероцветы — Сероцветы
 Диабазы — Колчеданы — Пестроцветы
 Ультрабазиты

Указанные различия главных типов пород нижних двух ярусов составляют важную особенность межъярусной петрохимической эволюции вулканизма, дальнейшая тенденция которой продолжается в следующем этапе эвгеосинклинали — в образованиях габбро-анортозитового комплекса. В этой связи можно пожалеть о недостаточной петрохимической изученности ортопород третьего яруса, которые интересно было бы сравнить с химическим составом ортопород нижних двух ярусов.

О степени дифференциации пород каждого яруса в региональном плане можно косвенно судить по пачковому составу ярусов в отдельных депрессионных структурах и структурно-фациальных зонах (табл. 30). Поскольку дифференциация пород в ярусах в определенной мере зависит от их мощности и количества пачек, то при сопоставлении выявляется более высокая контрастность состава ортопород в рифтовой зоне по сравнению с бортовыми.

Первый ярус насчитывает в разных депрессиях рифтовой зоны один-четыре десятка пачек пород сложного состава, тогда как в бортовых зонах их количество ограничивается одним десятком (2-12). Аналогичный перепад наблюдается во втором ярусе, который в рифтовой зоне содержит от 6 до 32 пачек, а в бортовых зонах их количество сокра-

Т а б л и ц а 30. Количество пачек в структурных ярусах осадочно-вулканогенного комплекса

Депрессионные структуры, участки	Ярусы		
	1-й	2-й	3-й
Криворожско-Кременчутская бортовая зона (окраинные районы)			
Омельникская синклиналъ	2	4	3
Ивановская синклиналъ	2	2	1
Зеленовская синклиналъ	2	3	1
Криворожско-Кременчутская бортовая зона (пририфтовые районы)			
Успеновская синклиналъ	2	4	1
Николаевская синклиналъ	2	3	2
Попельнастовская синклиналъ	1	3	1
Желтянская синклиналъ	3	5	3
Саксаганский участок	3	7	9
Джмановско-Высокопольский участок	12	5	3
Кременчутский синклинорий	7	16	3
Голещинский участок	3	16	3
Еристовско-Горшннеплавненский участок	7	9	2
Базавлукская рифтовая зона[*]			
Верховцевский синклинорий	38	13	—
Чертомлыкско-Соленовский синклинорий	18	20	—
Сурский синклинорий	42	32	—
Коньский синклинорий	12	6	—
Белозерский синклинорий	12	11	—
Торцевая бортовая зона КМА			
Михайловский синклинорий	6	2	5
Белгородский синклинорий	3	2	5
Тим-Ястребовский синклинорий	3	3	5
Азово-Павлоградская бортовая зона^{**}			
Орехово-Павлоградский район	5	2	—
Корсак-Гуляйпольский район	7	2	—
Западно-Приазовский район	7	1	—
Восточно-Приазовский район	3	2	—

* Пачки 3-го яруса в Базавлукской зоне не отлагались.

** В Азово-Павлоградской зоне нет полностью вскрытых разрезов 3-го яруса.

щается вдвое. Третий ярус в полном стратотипическом разрезе Саксаганского участка насчитывает 9 пачек, а в редуцированных разрезах остальных структур их количество не превышает 3-5 ритмо-пачек.

Таким образом, структурно-магматические различия структурных ярусов в региональном плане повторяют структурно-фациальные особенности этих ярусов и в сочетании с ними отражают неравномерное с самого начала развитие рифтовой и бортовых зон, а в них — депрессионных структур разного порядка.

При анализе крупномасштабной и долговременной эволюции геосинклинального вулканизма сравнивались два яруса рифтового этапа Сурского синклиория, расположенного в осевой цепочке структур рифтовой зоны, и вулканоплутонический габбро-анортозитовый комплекс Корсунь-Новомиргородского и Коростенского плутонов, относящийся к орогенному этапу развития Кировоградского и Коростенского срединных массивов. Изотопный возраст пород первого яруса равен 2,6–3,1, второго яруса – 2,1–2,6 и габбро-анортозитового комплекса – 1,7 – 1,8 млрд. лет. Возраст последнего сопоставляется с регрессивно-орогенной стадией третьего геосинклинального метацикла (см. табл. 1, 2).

В названных ярусах и комплексе выделены сопоставимые петрохимические группы пород, по каждой из которых вычислен средний химический состав и средние петрохимические коэффициенты (табл. 31). Они использованы на диаграмме *A-M-CF* (рис. 28) для демонстрации масштаба и характера петрохимической эволюции геосинклинального вулканизма по каждой петрохимической группе и в целом по сравниваемым ярусам и комплексам. Подсчет для первого яруса выполнен по восьми петрохимическим группам ортопород разного состава (1–8); для второго – по шести группам ортопород (9–14) и четырем фациям железистых кварцитов и кварцито-сланцев (15–18). По габбро-анортозитовому комплексу использованы данные И.Д.Личака, выделившего в нем группу анортозитов и габбро-анортозитов (19), габбро-норитов и габбро-норит-монцитов (20), группу ультраосновных габбро-перидотитов (21) и гортонолитовых перидотитов (22).

В первом ярусе 1-я группа пород включает кварцевые порфиры, альбитофиры, фельзит-порфиновые и липаритовые роговики и сланцы. 2-я группа состоит из кератофириновых и дицит-порфириновых роговинок и сланцев, а 3-я группа средних пород представлена андезит-порфиритовыми роговиками и сланцами. 4-я группа основных пород – самая многочисленная по объему развитых в первом ярусе пород (зеленых сланцев, роговинок, спилитов и амфиболитов) – лучше других охарактеризована химическими анализами. 5-я группа включает амфиболиты и горнблендиты, альбит-карбонат-хлоритовые и альбит-хлорит-актинолитовые роговики и сланцы. 6-я группа вебстеритов составлена из хлорит-серпентин-тальковых и хлорит-актинолит-тальковых сланцев. В 7-й группе гарцбургитов находятся хлоритовые и хлорит-магнетитовые серпентиниты, карбонат-антофиллитовые сланцы. Последняя 8-я группа включает дуниты, серпентиниты, талько-магнезиты и антофиллит-асбесты дунит-гарцбургитовой формации первого яруса.

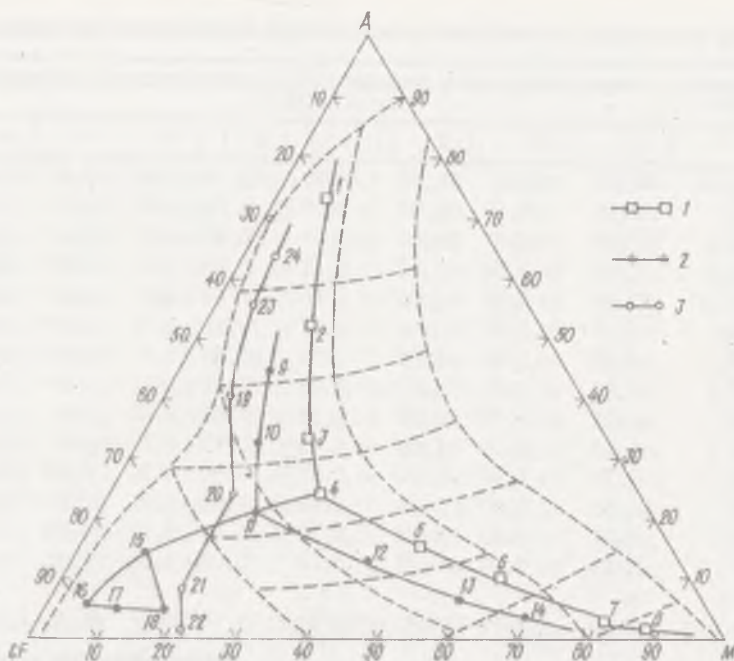


Рис. 28. Петрохимическая диаграмма A-M-CF среднего состава дифференцированных вулканогенных комплексов Украинского щита. Ярусы Сурского синклинозона; 1 - первый базит-офиолитовый; 2 - второй порфирит-железисто-кремнистый; 3 - габбро-анортозитовый комплекс Корсуньского и Коростенского массивов. 1-24 - петрохимические группы

Во втором ярусе 9-я группа кислых пород представлена дацит-порфиритовыми доломит-кварц-альбит-биотитовыми роговиками и сланцами, а 10-я группа средних пород - андезит-порфиритовыми празинитами, зелеными роговиками и сланцами. В 11-ю группу основных пород вошли авгитофировые и плагиофировые празиниты, магнетитовые эпидидазы, зеленые роговики и сланцы с титаномagnetитом. 12-я группа сложена актинолит-тремолитовыми амфиболитами, альбит-актинолит-тремолитовыми роговиками и сланцами, 13-я группа вебстеритов составлена из тремолитовых актинолититов, магнетит-доломит-тальковых и пирит-магнезит-брейнеритовых роговиков и сланцев. 14-я группа лерцолитов включает доломит-брейнеритовые серпентиниты и талько-магнезиты. Железистые породы 15-й группы представлены кварцито-сланцами разных фаций. 16-я группа отвечает магнетитовым кварцитам красноцветной фации, 17-я - сидероплезит-магнетитовым пестроцветам, 18-я группа - магнетит-доломит-сидеропле-

Т а б л и ц а 31. Средний химический состав петрохимических групп

Компонент, коэффици- циент	Базит-офиолитовый комплекс (I-й ярус Сурского синклино- нория)							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	69,95	66,51	56,73	46,36	43,56	42,60	36,48	33,48
TiO_2	0,16	0,42	0,90	0,75	0,15	0,35	0,12	0,07
Al_2O_3	17,90	15,81	15,52	17,07	10,63	8,71	2,40	0,95
Fe_2O_3	1,44	0,65	2,60	5,44	1,73	1,00	4,07	5,23
FeO	0,86	3,56	5,88	6,89	7,18	8,16	6,20	4,67
MnO	0,10	0,07	0,09	0,16	0,21	0,15	0,10	0,08
MgO	0,56	1,54	4,05	7,78	13,83	19,47	32,88	39,77
CaO	1,18	2,99	5,15	8,50	7,80	4,85	0,82	0,22
Na_2O	4,21	3,70	3,86	2,15	0,96	0,20	0,01	0,01
K_2O	1,18	2,05	1,36	0,63	0,17	0,13	0,01	0,01
CO_2	1,10	1,33	1,70	1,87	8,05	7,80	3,95	2,69
H_2O^+	0,82	0,90	1,50	2,29	4,65	6,01	12,60	12,52
P_2O_5	0,08	0,23	0,34	0,09	0,02	0,03	0,06	0,10
SO_3	0,05	0,03	0,24	0,10	0,06	0,05	0,21	0,30
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,59	99,79	99,92	99,98	99,00	99,51	99,91	100,0
Петрохимические коэффи								
<i>O</i>	0,82	0,08	0,18	0,35	0,11	0,05	0,30	0,51
<i>A</i>	73,0	52,0	34,1	24,0	14,8	10,0	2,4	0,8
<i>M</i>	5,7	14,0	23,1	29,3	48,9	62,9	81,8	87,8
<i>F</i>	12,2	17,0	22,0	24,2	18,1	15,1	14,0	11,0
<i>C</i>	9,1	17,0	21,0	22,5	18,2	12,0	1,8	0,4
<i>M/A</i>	0,08	0,2	0,7	1,2	3,3	6,3	34,1	109,8
Количество анализов	88	43	47	233	8	41	78	200

зитовым сероцветам. В табл. 31 и на рис. 28 кислые дифференциаты двух ярусов рифтового этапа сопоставляются с рапакиви (группа 23) и рапакиви-подобными гранитами (группа 24), которые пространственно сочетаются в плутонах с другими членами габбро-анортозитового комплекса и обладают сходными петрохимическими особенностями - высокой средней железистостью ($F = 20-26$) и самой слабой среди кислых пород магнeзиальностью ($M = 5,3 - 6,1$). При изучении осадочно-вулканогенного комплекса Сурского депрессии-синклинория [23] нами было замечено гораздо более широкое развитие основных ортопород повышенной железис-

пород дифференцированных вулканогенных комплексов Украинского щита, %

Порфирит-железисто-кремнистый комплекс (2-й ярус Сурского синклиналя)									
9	10	11	12	13	14	15	16	17	
69,34	56,87	46,07	44,20	42,07	39,67	42,84	33,23	38,39	
0,50	0,70	1,53	1,39	0,84	0,41	0,27	0,24	0,15	
14,19	14,28	13,47	9,50	5,56	4,90	7,74	3,88	3,69	
1,27	2,94	2,96	1,26	1,32	4,46	5,97	25,55	14,66	
1,45	6,05	10,65	9,29	8,90	8,05	21,94	24,09	24,77	
0,04	0,31	0,30	0,16	0,14	0,20	0,23	0,28	0,32	
0,92	3,05	5,85	11,25	17,70	25,72	2,94	1,92	2,91	
2,45	6,58	11,31	8,95	7,78	3,67	1,94	1,22	2,77	
2,50	3,42	2,93	1,30	0,24	0,11	0,44	0,46	0,35	
2,08	1,88	0,07	0,05	0,29	0,01	1,15	0,50	0,37	
3,18	2,17	2,01	7,53	7,88	6,28	8,45	7,40	10,42	
1,63	1,45	2,90	4,85	7,10	6,12	4,44	1,00	1,26	
0,09	0,03	0,19	0,04	0,03	0,05	0,10	0,22	0,10	
0,05	0,14	0,10	0,11	0,14	0,03	0,40	0,05	0,10	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	
99,69	99,87	100,34	99,88	99,99	99,68	98,85	100,04	100,26	
коэффициенты по Н.П.Семенову									
0,4	0,21	0,12	0,06	0,07	0,25	0,12	0,47	0,26	
46,6	31,1	20,9	13,0	6,9	5,2	15,1	5,4	5,4	
11,4	16,4	20,9	41,6	57,1	69,4	10,0	6,8	10,3	
18,9	26,5	27,8	21,3	18,4	18,3	69,1	84,9	77,8	
23,1	26,0	30,4	24,1	18,6	7,1	5,8	2,9	6,5	
0,2	0,5	1,0	3,2	8,3	13,3	0,66	1,2	1,9	
18	23	217	9	38	65	23	6	12	

тости и известковистости во втором ярусе по сравнению с первым. В связи с этим был найден оптимальный вариант петрохимической диаграммы и петрохимической классификации пород комплекса, отражающий выявленную межъярусную петрохимическую эволюцию вулканизма во времени. В этом отношении диаграмма *A-M-CF* оказалась самой информативной, обладающей к тому же целым рядом других преимуществ. Разделение модульных коэффициентов *A* и *M* и суммирование коэффициентов *C* и *F* предоставило возможность по двум ярусам обособить в отдельные облака точек не только основные, но и все другие дифференциаты вул-

Окончание табл. 31

Компонент, коэффици- циент	Габбро-анортозитовый комплекс (Корсуньский, Коростенский массивы)						
	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	46,13	52,67	50,87	35,40	29,82	69,81	72,57
TiO_2	0,11	0,62	2,21	5,20	7,57	0,38	0,25
Al_2O_3	3,43	23,78	15,58	7,60	3,14	12,96	13,34
Fe_2O_3	6,49	1,67	3,42	7,70	9,81	1,08	0,26
FeO	23,19	4,66	10,29	24,70	28,88	3,74	2,29
MnO	0,09	0,05	0,12	0,20	0,35	0,11	0,04
MgO	4,66	1,91	4,19	6,20	8,24	0,46	0,40
CaO	5,13	9,28	8,28	9,70	9,73	2,24	1,26
Na_2O	0,18	4,20	3,19	1,20	0,63	3,25	2,85
K_2O	0,18	1,00	1,40	0,60	0,18	4,82	6,24
CO_2	10,07	0,26	0,28	0,28	0,11	-	-
H_2O^+	1,13	0,11	0,14	0,07	0,15	0,19	0,04
P_2O_5	0,09	0,16	0,45	1,50	1,55	0,17	0,12
SO_3	0,13	0,10	0,13	0,28	0,14	0,06	0,02
Д.п.п.	-	0,67	0,45	0,69	0,80	0,72	0,38
Сумма	101,01	101,14	101,00	101,32	101,10	99,99	100,06
<i>o</i>	0,12	0,16	0,14	0,13	0,15	0,13	0,06
<i>A</i>	4,9	43,7	25,8	9,1	3,2	57,6	64,7
<i>M</i>	18,3	8,8	17,6	18,6	21,9	6,1	5,3
<i>F</i>	62,4	16,3	31,4	51,4	56,2	26,2	20,0
<i>C</i>	14,4	31,2	25,2	20,9	18,7	10,1	10,0
<i>M/A</i>	3,7	0,2	0,7	2,04	6,8	0,1	0,08
Количество анализов	2	137	78	10	12	21	24

Примечание. Группы пород: 1 - аполипариты нормальные; 2 - апоадациты; 3 - апоандезиты; 4 - апобазальты и аподиабазы; 5 - апопикрит-базальты и апопироксениты плагиоклазовые; 6 - апопироксениты оливиновые; 7 - апогарцбургиты; 8 - аподуниты. Известково-железистые ортопороды: 9 - апоадациты; 10 - апоандезиты; 11 - апопорфириты (празиниты); 12 - апопикрит-базальты; 13 - аповерлиты; 14 - аповербстериты; 15 - железисто-кремнистые туфиты; 16 - магнетитовые кварциты; 17 - сидероплезит-магнетитовые кварциты; 18 - магнетит-доломит-сидероплезитовые кварциты. Полнокристаллические породы: 19 - анортозиты; 20 - габбро-нориты; 21 - габбро-перидотиты; 22 - гортонолитовые перидотиты; 23 - рапакиви; 24 - рапакивиоподобные граниты.

канизма. На этой диаграмме выделились в углу железистые кварциты разных фаций и смешанные с туфами железистые осадки переходного состава к известково-железистым ортопородам второго и первого ярусов.

В промежуточные поля между названными породами поместились туфокварциты, кварцито-сланцы, туффиты и слабородные туфосланцы. Кроме того, на диаграмме $A-M-CF$ выделился целый ряд обогащенных калием слюдистых магнезиально-глиноземистых туфосланцев разного состава, отличающихся слабой известковистостью и железистостью.

В 1979 г. [23] не удалось объяснить петрохимические различия пород двух ярусов и лишь сейчас при анализе вулканоплутонического габбро-анортозитового комплекса выявлено продолжение указанной эволюции в образованиях орогенного этапа. В габбро-анортозитовом комплексе все члены магматической дифференциации, включая перидотиты, отличаются крайне низкой магнезиальностью, повышенной известковистостью и экстремальной железистостью.

Таким образом, вскрыта одна из важных закономерностей петрохимической эволюции архей-протерозойского геосинклинального вулканизма, касающаяся поведения петрогенных элементов — алюминия, магния, кальция и железа, а также второстепенных — титана и фосфора, содержание которых растет от яруса к ярусу в тех же пропорциях, что и железа. Выявленные петрохимические изменения пород детально и наглядно иллюстрируются табл. 32 и рис. 29, в которых сравниваются все петрохимические коэффициенты F , C , M , A и содержание титана TiO_2 по отдельным ярусам и сопоставимым группам пород ультракислого, кислого, среднего, основного и ультраосновного состава. Направление межъярусных изменений каждого петрохимического коэффициента выдерживается почти во всех сопоставимых группах ортопород. Коэффициент железистости во всех группах возрастает с переменным шагом: в кислых и основных породах он равен 2–6, в ультраосновных — поднимается до 36–38. Примерно такой же шаг изменений, но с противоположным знаком наблюдается у коэффициента магнезиальности. В кислых, средних и основных породах он сравнительно умеренный (3–9), а в ультраосновных достигает 40–42. Изменения коэффициентов известковистости и глиноземистости умеренные и равномерные во всех группах (шаг 4–8, максимально II).

Содержание титана в кислых породах разных ярусов низкое (менее 1%), а его изменения невелики и неравнозначны. В основных и ультраосновных породах характер изменений содержания титана упорядоченный и однозначный с повсеместным увеличением от яруса к ярусу. При этом заметно увеличивается шаг изменений от 0,7 до 4,5 и 7,2%, а максимальное содержание титана (7,5%) отмечается в гортонолитовых перидотитах габбро-анортозитового комплекса.

Анализ вариационных кривых петрохимических коэффициентов F , C , M и содержания титана, отражающих зримую масштабность выявленных изменений межъярусной и межэтапной петрохимической эволюции геосинклинально-

Т а б л и ц а 32. Петрохимические коэффициенты ($\bar{X}$) в однопородных

Группы пород	F			C		
	1	2	3	1	2	3
Ультракислые	12,2	—	20,0	9,1	—	10,0
Кислые	17,0	18,9	26,2	17,0	23,1	10,1
Средние	22,0	26,5	31,2	21,0	26,0	31,2
Основные	24,2	27,8	31,4	22,5	30,4	25,2
Пикрито-базальты	18,1	21,3	—	18,2	24,1	—
Пироксениты	15,1	18,4	51,4	12,0	18,6	20,9
Перидотиты	14,0	18,3	56,2	1,8	7,1	18,7
Дуниты	11,0	—	—	0,4	—	—

П р и м е ч а н и е. Ярусн: 1 — 1-й базит-офиолитовый; 2 — 2-й

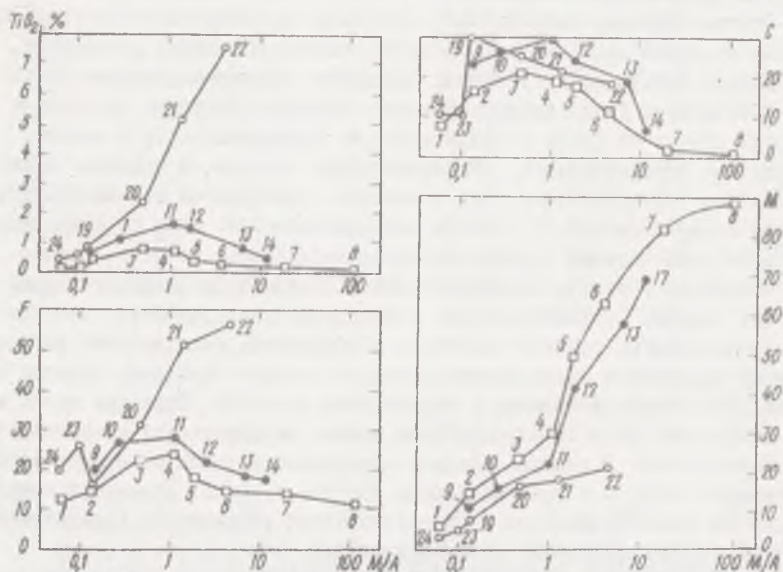


Рис. 29. Вариационные кривые петрохимических коэффициентов пород и комплексов, отражающих межъярусную и межэтапную эволюцию геосинклинального вулканизма.

Условные обозначения и петрохимические группы см. на рис.28

го вулканизма (рис. 29), а также графиков (рис. 28) и данных табл. 31, 32 и рис. 28 позволяет сделать ряд выводов и предположений общего характера.

1. Главный признак межъярусной и межэтапной петрохимической эволюции геосинклинального вулканизма — возрастание от яруса к ярусу железистости и известковистости всех групп пород магматиче-

группах ортопород вулканогенных комплексов Украинского щита

М			А			TiO ₂ , %		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
5,7	-	5,3	73,3	-	64,7	0,16	-	0,25
14,0	11,4	6,1	52,0	46,6	57,6	0,42	0,50	0,38
23,1	16,4	8,8	34,1	31,1	43,7	0,90	0,70	0,62
29,3	20,9	17,6	24,0	20,9	25,8	0,75	1,53	2,21
48,9	41,6	-	14,8	13,0	-	0,45	1,39	-
62,9	57,1	18,6	10,0	6,9	9,1	0,35	0,84	5,20
81,8	69,4	21,9	2,4	5,2	3,2	0,12	0,41	7,57
87,8	-	-	0,8	-	-	0,07	-	-

порфирит-железисто-кремнистый; 3 - габбро-анортозитовый комплекс.

ской дифференциации в ущерб их магнезиальности. Эта эволюция сопровождается изменениями состава и характера проявления рудных элементов-спутников.

2. Первый базит-офиолитовый ярус рифтового этапа отличается повышенной магнезиальностью пород всего ряда петрохимических групп и во многих депрессиях рифтовой зоны характеризуется высокоградиентной полярностью магматической дифференциации. Одним из крайних ее звеньев является дунит-гарцбургитовая формация, наиболее крупные массивы и залежи которой несут никельколчеданную и медноколчеданную минерализацию. Другой крайний член - дацит-липаритовая формация с золотой минерализацией березитового, пропилитового и лиственитового типа. Экстазиционно-осадочные железистые кварциты развиты слабо лишь на ограниченных локальных участках.

3. Во втором порфирит-железисто-кремнистом ярусе заметно возрастает количество ортопород повышенной железистости и известковистости и в связи с этим закономерно обильное железнакопление экстазиционно-осадочных железисто-кремнистых пород. Мощность их формаций достигает 1-2 км, относительное количество в многокилометровых разрезах рифтовой зоны - 8-15%, а в бортовых зонах с меньшей мощностью яруса на их долю приходится 30-50% разреза. Ярус отличается среднеградиентной магматической дифференциацией и узколокальным проявлением колчеданов в виде колчеданно-кремнистой фации железисто-кремнистых осадков.

4. Вулкано-плутонический габбро-анортозитовый комплекс орогенного этапа полностью сложен породами высокой железистости и известковистости. Наиболее высокое содержание титана, фосфора и общего железа (25-35%) отмечено в ультраосновных дифференциатах группы перидотитов, среди которых возможны ликвации железных, магнезитовых, титановых и фосфорных руд шведского и кольского типа (Кируна, Кукис-вимбор).

5. Наблюдаемая в вулcano-тектонических депрессиях межъярусная петрохимическая эволюция вулканизма является важным звеном общей эволюции геосинклинального магматизма. Она сопровождается значительным сокращением объемов вулканитов в ярусах и снижением градиента полярности магматической дифференциации, которые отражают общее ослабление глубинного вулканизма во времени.

6. Одновременно в разделяющих гранитных блок-антиклиналях происходит активизация корового гранитного магматизма, растут объемы и совершается своеобразная петрохимическая эволюция гранитных интрузий, которыми заканчиваются регрессивные стадии и складчатые фазы ярусных тектонических мегациклов. Регрессивно-складчатая фаза первого мегацикла наиболее полно проявлена в рифтовой зоне, где она отмечена внедрениями малых контактных интрузий альбит-олигоклазовых и микроклино-олигоклазовых плагιοгранитов возрастом 2,6–2,9 млрд. лет. Вторым ярусный мегацикл заканчивается регрессивно-инверсионной складчатой фазой с интрузиями крупных и средних массивов аплитов-пегматоидных микроклиновых гранитов днепровского, приазовского и яковлевского типа возрастом 2,1–2,3 млрд. лет. Третий ярусный мегацикл завершается регрессивно-орогенной складчатой фазой, которая наиболее интенсивно проявлена на территории вторичных краевых прогибов и сопровождается крупными интрузиями батолитового типа кировоград-житомирских плагиоклаз-микроклиновых гранитов возрастом 1,7–2,3 млрд. лет. Самые крупные батолиты прорваны по центру крупными коровыми диапир-плутонами габбро-анортозитового комплекса в ассоциации с рапакиви, щелочными гранитами и сиенитами возрастом 1,7–1,8 млрд. лет.

7. Общей причиной перечисленных явлений, очевидно, служат перемещения очагов тектоно-магматической активности из мантийных геосфер в литосферу, в недрах которых возникли магмы переменного состава, отраженные в петрохимической эволюции ярусов и диапир-плутонов.

Рифтовый и орогенный геосинклинальные этапы

Рифтовый этап развития эвгеосинклинали охватывает время существования Базавлукской рифтовой зоны от ее зарождения в трансгрессивно-рифтовую стадию первого ярусного мегацикла до перерождения в Приднепровский мегантиклинорий в регрессивно-инверсионную стадию второго мегацикла. Второе его название – этап трансгеосинклинального глубинного разлома и инверсионной складчатости отражает этапность всей Кировоужско-Кольской геосинклинальной системы и характер ее развития на базе глобальной разломной структуры рифтового происхождения: растяжений, растрескивания, зональных погружений и депрессионных просадок с активным проявлением глубинного вулканизма.

Орогенный геосинклинальный этап охватывает время от заложения вторичных краевых прогибов на бывших бортах рифта, в миогеосинклинальных, геосинклинальных и срединных массивах до их перерождения в горно-складчатую разломно-глыбовую область. От рифтового этапа он отличается более интенсивным рельефообразованием, большим объемом терригенного осадконакопления в осадочных формациях и малым объемом вулканитов, развитых лишь на узколокальных участках. Конечной орогенно-складчатой фазе третьего мегацикла свойственны крупномасштабные (батолитные) проявления корового гранитного и вулканоплутонического магматизма, а также высокие ступени (фаши) метаморфизма пород.

Рифтовый геосинклинальный этап выражен двумя ярусными мегациклами — рифтогенным и инверсионным, длительностью 0,5 млрд. лет каждый. Орогенный этап, представленный одним ярусным мегациклом, имеет сравнительно малую продолжительность — 0,4 млрд. лет (1,7–2,1). Эти два этапа охватывают всю историю развития докембрийской Криворожско-Кольской геосинклинальной системы, в составе которой Криворожско-Курский геочикл был наиболее полным и продолжительным — 1,4 млрд. лет.

В древней Криворожско-Курской эвгеосинклинали и в геосинклинальной системе докембрия трансгеосинклинальный глубинный разлом выделен нами по разработанным А.В.Пейве [113] признакам глубинных разломов геосинклинального типа. Он характеризуется длительностью и унаследованностью развития, большим пространственным протяжением и большой глубиной заложения. В ходе своего развития глубинные разломы геосинклинального типа определяют пространственное размещение типов осадочно-вулканогенных пород и их мощностей, магматических проявлений и минеральных месторождений, образование складок и глыбовое строение горно-складчатых геосинклинальных областей.

Рифтовый характер трансгеосинклинального глубинного разлома определен по многочисленным структурам растяжения, растрескивания и просядок вулканотектонических депрессий и по опережающим погружениям Базавлукской рифтовой зоны, ограниченной вертикальными бортовыми разломами. О глубине погружений и просядок рифтовой зоны можно судить по мощности осадочно-вулканогенного комплекса, достигающей в отдельных депрессионных синклиналях 10–13 км. По расположению вторичных структурных элементов докембрийский трансгеосинклинальный глубинный разлом можно сопоставить со сложным казахстанским типом, "в котором в отличие от уральского типа систем нет универсальной унаследованности простираний во всех структурных этажах. Наоборот, характерной чертой структуры центрального Казахстана является наличие, наряду со структурами согласными, резко несогласных структур, где иногда раз-

ломы и складки верхнего этажа перпендикулярно пересекают разломы и складки нижнего этажа" [113].

Как отмечалось выше строение Криворожско-Курской эвгеосинклина-
ли симметричнее: в бортовых зонах одинаковы структура, набор фаций
и формаций, характер вулканизма. Симметрия рифтовой зоны подчерки-
вается сходством прибортовых Верховцевской и Белозерской депрессий
и заметным их отличием от Сурской депрессии-синклинория, располо-
женного в цепочке осевых структур. По определению А.В.Пейве, сим-
метрично построенные подвижные пояса "имеют симметричное строение
потому, что падение зон первичных глубинных разломов, определивших
появление этих поясов, направлено в противоположные стороны от осе-
вой линии тектогена. Наоборот, пояса, построенные по асимметричному
плану, характеризуются тем, что зоны глубинных разломов падают в од-
ном направлении - в сторону континентов. Вероятно, немалое значение
имеет и крутизна падения зон глубинных разломов".

По данным А.В.Пейве, симметрично построенные пояса (Средиземно-
морский, Трапшанский) располагаются внутри континентальных сиаличе-
ских массивов, а асимметричные пояса тихоокеанского типа свойствен-
ны окраинно-материковым геосинклинальным системам. Вполне очевидно,
что Криворожско-Курский глубинный разлом с симметричным строением
подвижного пояса не может относиться к внутриматериковому типу, так
как наиболее крупный первый ярус его на всей территории эвгеосинкли-
нали лишен базальных терригенных осадков, что служит критерием уда-
ленности пояса от источников сноса - материковых или островных бере-
гов. Он может быть отнесен к третьему срединно-океаническому типу
геосинклиналей, в которых терригенное осадконакопление начиналось с
регрессивных стадий или конечных фаз складкообразования и внутригео-
синклинального рельефообразования.

Межъярусная и межэтажная эволюция глубинного вулканизма, про-
ходящая под знаком затухания и компенсируемая постепенной активиза-
цией корового магматизма, позволяет применить к аркейскому трансгео-
синклинальному глубинному разлому схему развития этих структур, пред-
ложенную в 1960 г. С.И.Субботиным. По его расчетам, главной причиной
тектонических движений и прежде всего вертикальных движений земной
коры, служат процессы сжатия и расширения масс в подкоровой зоне.
В этой зоне под влиянием межслоевого перераспределения геодинамиче-
ских напряжений горизонтального направления возникали разрозненные
очаги полиморфного, фазового или электронного перехода вещества, над
которыми возникали вторичные зоны - сдвиговых деформаций и зона рас-
трескивания земной коры. Из этого следует, что глубинные разломы с
очагами фазовых переходов не проникают на большие глубины из земной

коры, а, напротив, возникают, зарождаются на большой глубине, и потом, развиваясь вверх, — достигают земной коры, где и заканчивают активное существование. После себя они оставляют в глубинных геосферах зону избыточных масс.

Составленная с учетом представлений С.И.Субботина и нашего фактического материала синтезированная схема развития трансгеосинклинального глубинного разлома эвгеосинклинали показана на рис. 30. Она отражает геодинамические условия зарождения на глубине тектоно-магматических очагов фазовых превращений вещества и пути их миграции вверх с образованием зон избыточных масс. Вследствие этого активные очаги со временем развиваются, приводя к значительному расширению эвгеосинклинали во втором ярусном мегацикле и к образованию симметричных краевых прогибов в третьем ярусном мегацикле. Схема объясняет активизацию

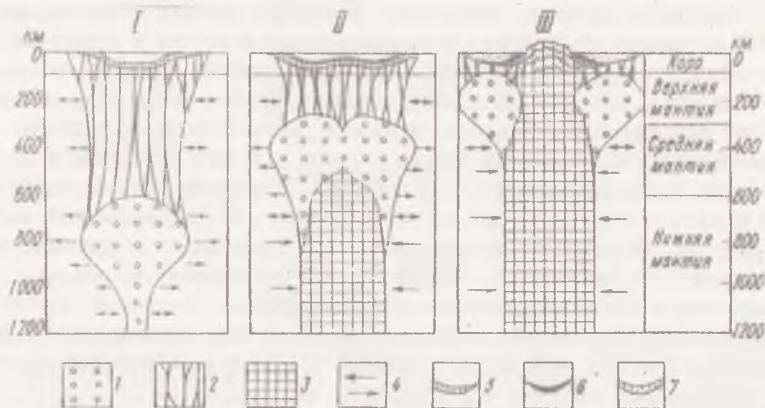


Рис. 30. Тектоно-магматическая схема развития глубинных очагов магматизма и ярусобразования:

1 — зоны очагов фазовых превращений; 2 — зоны сдвиговых деформаций рифтогенеза, погружений и просадок с каналами магматизма; 3 — аномальные избыточные массы; 4 — векторы растяжений и сжатий в глубинных подвижных зонах эвгеосинклинали. Формации: 5 — первого базит-офиолитового яруса; 6 — второго порфирит-железисто-кремнистого яруса; 7 — третьего известково-кремнистого (кварцит-доломитового) яруса. Мегациклы (римские цифры): I — рифтогенный; II — инверсионный; III — орогенный

корового магматизма в третьем мегацикле, вызванную высоким подъемом активных тектоно-магматических очагов, подступивших вплотную к земной коре. В этих условиях стал возможен рост коровых гранитных батолитных куполов, а вслед за ними купольных диапир-плутонов коровых базальтов габбро-анортозитового комплекса с дифференциатами вулканитов. Следует, однако, оговориться, что по мнению И.Л.Личака на Украинском щите диа-

диопсид-платоны габбро-анортозитового комплекса — это платформенные образования из-за отсутствия в их телах крупных следов складчатых и разрывных деформаций.

По изотопному возрасту (1,7–1,8 млрд. лет) платоны сопоставляются с регрессивно-орогенной стадией третьего мегацикла и даже с его конечной фазой складкообразования. Будучи синскладчатыми, крупные диапир-платоны раскристаллизовались в монолитные тела большой прочности, неподатливые к деформациям, точно так же, как и массивы аплитов-пегматитовидных гранитов второго инверсионного мегацикла, которые в большинстве своем не деформировались, сохранив массивные текстуры аплитов и пегматитов. Эта особенность последних не принимается за доказательство их платформенного происхождения. Поэтому могут быть пересмотрены время и условия образования диапир-платонов габбро-анортозитового комплекса.

Материалы изучения складчатого докембрия древних щитов Украины и КМА позволяют объяснить содержание понятий инверсии и орогенеза в условиях развития докембрийской эвгеосинклинали. Этими процессами заканчивались довольно продолжительный рифтовый и менее сложный орогенный геосинклинальные этапы. Инверсия рифтовой зоны происходила в регрессивно-инверсионную стадию второго ярусного мегацикла и представляла собой крупномасштабное зональное обращение всей ее территории в свою геотектоническую противоположность — Приднепровский мегаантиклинорий. Складчатая система последнего создавалась в условиях региональных боковых сжатий, выразившихся в образовании купольных, складчатых и надвиговых деформаций скалывания во вторичных структурных элементах глубинного разлома — гранитных блок-антиклиналях и вулканотектонических депрессиях, которые при этом лишь усложнялись, но не обращались.

Общий орогенез эвгеосинклинали также выражен геотектоническим перерождением огромной ее территории, на которой с максимальной интенсивностью проявился во вторичных прогибах, превращенных орогенезом в горно-складчатые хребты (рис. 31). От инверсий рифтовой зоны он отличался гораздо большей масштабностью деформаций вторичных структурных элементов глубинного разлома, участием больших масс синскладчатых гранитных интрузий и местных палингенных расплавов, включая расплавы базальтовой коры. Для орогенеза также характерно создание преимущественно крупноамплитудных (1–2 км) надвигов, сдвигов-надвигов и сдвигов, ортогональная система которых окончательно оформилась в орогенном этапе.

Судя по косвенным расчетам суммарных амплитуд многоступенчатых надвиговых структур в рифтовой зоне, консолидированной в регрессив-

Кварцит – доломитовый метацикл



Диабазит – порфиритовый метацикл



Базит – гранитоидный метацикл



Рис. 31. Тектоническая схема осадочно-вулканогенного яруса накопления. Стадии метациклов: I – регрессивно-орогенная; II – трансгрессивная; III – регрессивно-инверсионная; IV – трансгрессивная; V – регрессивная; VI – трансгрессивно-рифтовая. Формации: I – целочная гранит-рапакиви-сyenитовая; 2 – известково-кремнистая (доломитовая); 3 – гранит-пегматитовая; 4 – порфиритовая, порфирит-ультрабазитовая и порфирит-туфовая; 5 – железисто-кремнистая; 6 – плагиигранитов и розовых гранитов малых контактных интрузий; 7 – спилит-кератофир-туфовая; 8 – спилит-кератофир-туфомолассовая; 9 – метабазитовая и базит-ультрабазитовая рифтовой зоны; 10 – метабазитовая и базит-ультрабазитовая бортовых зон; 11 – метаморфизованные догеосинклинальные гранодиориты и плагииграниты сиали; 12 – вулканотектонические депрессии и сателлитные структуры; 13 – сдвиги-надвиги. Опорные районы и участки (цифры в кружках): I – Родионовский; 2 – Омельниковский; 3 – Успенковский; 4 – Крайнеучутский; 5 – Верховцевский; 6 – Сурский; 7 – Белозерский и Конковский; 8 – Орехово-Павлоградский; 9 – Корсаковский; 10 – Гуляйпольский; II – Салтычанский; 12 – Елисеевский; 13 – Обиточенский; 14 – Мариупольский

но-инверсионную стадию, высота эродированных ныне плоскогорий Приднепровского мегантиклинория составляла в среднем 1 км. В бортовых зонах, переживших дополнительное погружение вторичных прогибов и стадии орогенеза, горные цепи достигали высоты 2-4 км.

Для бортовых зон рифта и вторичных прогибов эта высота эродированных горно-складчатых структур (1-4 км) равна максимальной мощности осадочно-вулканогенного комплекса, а в рифтовой зоне она во многих синклиналиях превышает мощность второго яруса. Если бы мощность осадконакопления была регионально выдержанной, а складкообразование одноактным, выраженным только подъемом крыльев вверх при статическом положении шарниров, то при эрозии таких горных систем был бы уничтожен весь складчатый этаж осадочно-вулканогенного комплекса, включая замковые части синклиналиев. Этого не случилось потому, что эродированные горные системы эвгеосинклинали были сложены не просто складчатыми, а депрессионно-складчатыми структурами, первичная депрессионная глубина погружения которых уже в трансгрессивные стадии мегациклов достигала 6-10 км относительно дна океана. В современном виде многие депрессионно-складчатые структуры характеризуются почти вертикальным падением крыльев складок, а зачастую крутым ($40-90^{\circ}$) падением подвернутых шарниров складок второго порядка, испытавших дополнительные погружения также в условиях складкообразования.

Учитывая архейский возраст образований первого яруса (2,6-3,1 млрд. лет), небезынтересно выяснить состав догеосинклинальной земной коры, в которой закладывалась Криворожско-Кольская геосинклинальная система и в том числе Криворожско-Курская эвгеосинклиналь с рифтовой и бортовыми структурно-фациальными зонами в толщах коры и многочисленными депрессионными структурами в них.

К настоящему времени установленные контакты депрессионных структур, заполненных осадочно-вулканогенным комплексом, и гранитных блок-антиклиналей разделяются на два типа: широко распространенный активный контакт, обязанный контактными гранитными интрузиями регрессивных стадий ярусных мегациклов, и редкие участки стратиграфического контакта с признаками структурного несогласия, выраженными корой выветривания и базальными осадками в метабазитовой свите первого яруса. Подстилающими породами последних служат плагιοграниты и гранодиориты возрастом более 3,0 млрд. лет. Крупные блоки этих пород и мелкие ксенолиты сохранились во всех структурно-фациальных зонах. Плагιοграниты и гранодиориты, очевидно, и являются реликтами догеосинклинальной сиалической коры, пережившей накануне заложения архейской геосинклинальной системы этап океанизации, свидетелем которого являются участки диопсидовых гнейсов аульской серии (см. табл. I, 2).

На современном эрозионном срезе Криворожско-Курской эвгеосинклинали метаморфические пояса расположены также симметрично по отношению к глубинному разлому, как и структурно-фациальные зоны, с которыми они связаны исторически и генетически. Поэтому имеется основание применять к поясам название "структурно-метаморфический", в котором первое слово отражает структурную позицию этих вторичных образований и их связь с первичной структурой эвгеосинклинали — трансгеосинклинальным глубинным разломом.

В рифтовой зоне с инверсионной складчатостью Приднепровского мегантиклинория образовались роговиково-сланцевые и амфиболит-роговиковые пояса умеренных фаций метаморфизма. В бортовых зонах, переживших орогенез и обильный синскладчатый магматизм, метаморфические пояса представлены высокометаморфизованными породами амфиболит-гнейсовой и мигматит-гнейсовой степеней (фаций) метаморфизма.

В каждой структурно-фациальной зоне выделяются один-два структурно-метаморфических пояса, расположенных в виде сильно вытянутых полос переменной ширины (50–150 км) и почти согласного с зонами субмеридионального простираия. Пояса, как и зоны, включают разрозненные депрессионно-складчатые структуры осадочно-вулканогенного комплекса, из которых большинство структур, особенно крупные синклинали, характеризуются пестрой мозаикой участков разной степени метаморфизма пород с преобладанием одной-двух фаций метаморфизма.

В крупных вулкано-тектонических депрессиях-синклиналиях рифтовой и бортовых зон антиклинали второго порядка, как правило, метаморфизованы сильнее, чем соразмерные им синклинали. Нижние формации комплекса, занимающие периферические части синклиналиев в контакте с гранитами, обычно метаморфизованы сильнее, чем верхние формации разреза, находящиеся в ядрах синклиналиных структур. Кроме того, спокойно простирающиеся крылья синклиналиев менее метаморфизованы, чем шарнирные части складок или гофрированные крылья, осложненные поперечной складчатостью. Степень метаморфизма пород зависит также от крутизны падения крыльев. Более интенсивный метаморфизм наблюдается в крутых и особенно в подвернутых крыльях складок, чем в полого залегающих.

Площадь мозаичных участков одной фации метаморфизма пород сильно варьирует от мелких (5–10 км²) на крыльях и в замках складок до крупных участков (50–100 км²) в ядрах синклиналиев рифтовой зоны. В средних и особенно в мелких синклиналиях рифтовой и бортовых зон, сложенных маломощными ярусами, метаморфизм пород более равномерный и обычно отвечает участкам максимального метаморфизма пород соседних крупных синклиналиев.

С учетом такого обстоятельства нами для целей классификации метаморфических поясов и отдельных складчатых структур выбрана только одна – метабазитовая формация первого яруса, имеющая ряд преимуществ перед другими формациями осадочно-вулканогенного комплекса. Как трансгрессивная формация крупнейшего первого яруса она характеризуется повсеместным распространением и почти однородным набором пород основного состава. Как самая ранняя формация, подстилающая весь осадочно-вулканогенный комплекс, она испытала телескопированное влияние всех местных складчатых и разрывных деформаций, а также многофазных синскладчатых интрузий.

На всей территории эвгеосинклинали метабазитовая формация сложена однотипными породами основного состава, петрографические различия которых обусловлены разными фациями метаморфизма. Для основных пород этой и других формаций по большому количеству анализов и шлифов создана систематика фаций метаморфизма на основании переменного содержания в породах наиболее подвижных при метаморфизме компонентов – щелочей (Na_2O , K_2O), воды и углекислоты (табл. 33).

Т а б л и ц а 33. Фации метаморфизма основных пород, по Н.П.Семенов-
ко [134]

Степень метаморфизма	Породы	Коэффициенты подвижных компонентов	
		$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$
I	Аспидные и зеленые сланцы	0 – 20	80 – 100
II	Филлитовые сланцы и роговики	20 – 30	70 – 80
III	Эпидиотовые амфиболиты, спилиты и роговики	30 – 50	50 – 70
IV	Амфиболиты	50 – 80	20 – 50
V	Амфиболито-гнейсы и магматито-гнейсы	80 – 100	0 – 20

На рис. 32 для шести структур и районов разных зон эвгеосинклинали приведены сравнительные диаграммы распределения пород метабазитовой формации по фациям метаморфизма в системе тройных отношений подвижных компонентов ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) – Na_2O – K_2O . Все диаграммы одинаково расчерчены на фигуративные поля метаморфических фаций (I–V), обозначенные цифрами только на одной диаграмме в целях разгрузки нанесенных там густых облаков точек. При сравнении этих диаграмм хорошо вырисовываются различия максимальных концентраций точек в рифтовой и бортовых зонах. В рифтовой зоне облака точек расположились на полях I – III и I – IV, максимальная концентрация их наблюдается в полях I – II, соответствующих спилитам, зеленым и филлитовым сланцам. В бортовых зонах облака точек приходятся на более высокие фации метаморфизма – II–IV и II–V с максимальной концентрацией точек в III и IV полях амфиболитов.

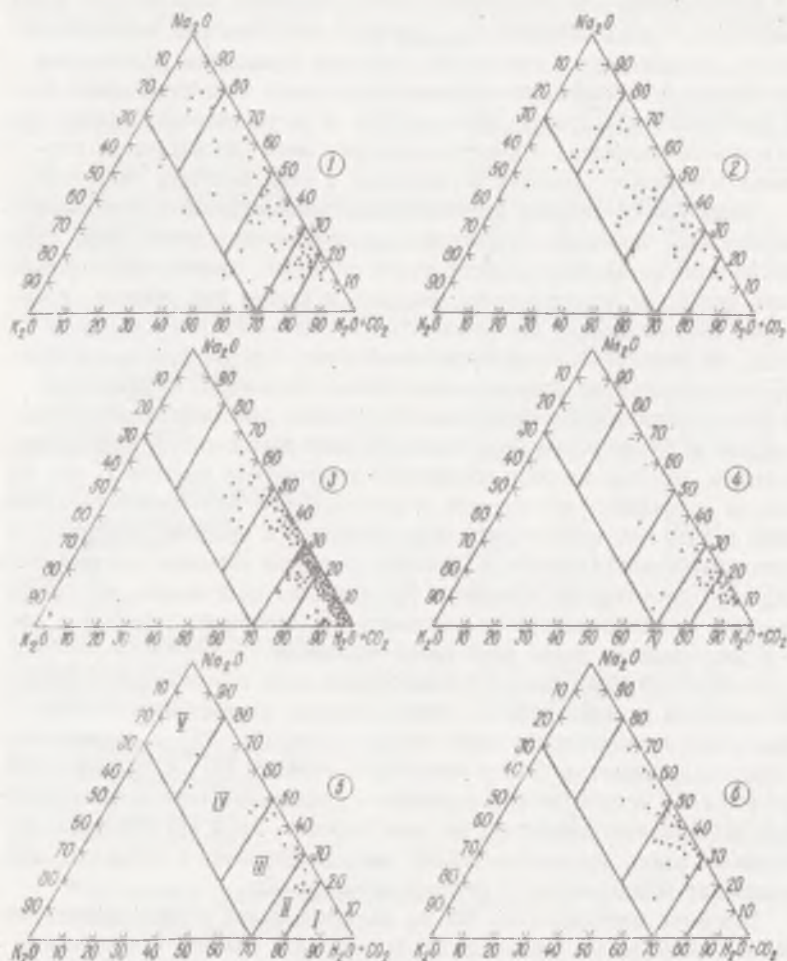


Рис. 32. Сравнительные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ фаций (ступеней) метаморфизма ортопород метабазитовой свиты первого яруса. Опорные районы и участки (цифры в кружках): 1 - Кременчутский; 2 - КМА; 3 - Сурский; 4 - Конкский, Белозерский; 5 - Западно-Приазовский; 6 - Восточно-Приазовский. Поля метаморфических фаций (гимские цифры): I - аспидных сланцев; II - филлитовых сланцев; III - эпидотовых амфиболитов; IV - амфиболитов; V - амфиболито-гнейсов и мигматитов

Для бортовых зон характерно, что их основные породы всех фаций отличаются от аналогичных пород рифтовой зоны заметным содержанием биотита, выраженного в химических анализах повышенным количеством K_2O . Вызвано это повторной перекристаллизацией и биотитизацией пород метабазитовой формации бортовых зон в регрессивно-орогенную стадию третьего мегацикла с участием больших масс синскладчатых нормальных и щелочных гранитов и связанных с ними щелочных гидротерм.

Ввиду разной степени развития фаций метаморфизма в отдельных синклиналиях, слагающих структурно-метаморфические пояса, нами принята попытка количественного учета площадей, занимаемых породами разных фаций, по геологическим разрезам и картам тех районов, которые уже использовались для демонстрации ритмо-пачкового строения ярусов, их мощностей, структурно-фациальных и структурно-магматических особенностей осадочно-вулканогенного комплекса. К сожалению, при составлении такой количественной таблицы отдельные фации пород по многим районам выделялись только по минералого-петрографическим описаниям, так как не были обеспечены химическими анализами, что не могло не отразиться на точности подсчета (табл. 34). Точность приведенных в табл. 34 округленных цифр находится в пределах погрешности глазомерного оконтуривания и линейных размеров площадок сложной конфигурации. Несмотря на возможные погрешности, полученные результаты измерений довольно интересны, особенно при сравнении структур и поясов в региональном плане всей эвгеосинклинали.

В бортовой Криворожско-Кременчугской зоне метабазитовая формация оказалась преимущественно амфиболитовой, сложенной на 70-90% нормальными и эпидотовыми амфиболитами (поля III, IV) с подчиненными участками спилитов (II) и амфиболито-гнейсов (V); в Базавлукской рифтовой зоне метабазитовая формация — преимущественно зеленосланцевой и роговиково-спилитовой. На долю пород I, II и III ступеней метаморфизма здесь приходится 80-90% разреза формации и только 10-20% принадлежит амфиболитам IV ступени метаморфизма.

Торцевая бортовая зона КМА по развитию фаций метаморфизма в метабазитовой формации тождественна пририфтовым районам Криворожско-Кременчугской зоны. Здесь также широко развиты амфиболиты и спилиты (50-70% разреза), по отношению к которым сланцы и амфиболито-гнейсы занимают подчиненное положение. По метабазитам Приазовья, к сожалению, собрано мало химических анализов, поэтому данные подсчета менее достоверны. По минералого-петрографическим описаниям пород определено преимущественное развитие здесь амфиболитов и гнейсов, слагающих 90-95% разреза метабазитовой формации с небольшим участием флиштовых сланцев (5-10%).

Т а б л и ц а 34. Распределение ступеней (фаций) метаморфизма в метабазитовых свитах первого яруса Криворожско-Курской эвгеосинклинали по площади, km^2

Район, участок	Аспид- ные сланцы (I)	Филлито- вые сланцы (II)	Эпидо- товые амфибо- литы (III)	Амфи- болиты (IV)	Амфи- болито- гнейсы (V)
<u>Криворожско-Кременчугская бортовая зона (окаинные районы)</u>					
Омельникский	-	10(2)	40	40	10
Ивановский	5(I)	15(2)	40	35	5
Зеленовский	-	5	35(2)	50	10
<u>Криворожско-Кременчугская бортовая зона (пририфтовые районы)</u>					
Успенковский	-	5	40(1)	50(1)	5
Николаевский	-	10(1)	40(2)	40(1)	10
Попельнастовский**	-	-	-	-	-
Желтянский	-	20(4)	40(5)	30(2)	10(1)
Саксаганский	10(4)	30(10)	30(9)	20(4)	10(1)
Лихмановский	10(1)	30(2)	35(5)	15(2)	10
Кременчугский	10(5)	20(14)	30(21)	30(11)	10(4)
<u>Базавлукская рифтовая зона</u>					
Чертомлыкско-Соленовский	25(3)	30(2)	25(3)	20(4)	-
Верховцевский	50(12)	25(4)	15(6)	10(3)	-
Сурский	50(51)	20(33)	15(19)	15(12)	-
Конковский	30(15)	30(14)	25(7)	15(2)	-
Белозерский	25(14)	35(16)	30(8)	10(1)	-
<u>Торцевая бортовая зона КМА</u>					
Курско-Орловский	5(1)	40(3)	30(3)	20(2)	5
Велгородский	10(3)	30(2)	40(4)	10(2)	10(1)
Староскольский	-	15(1)	35(6)	35(18)	15(3)
<u>Азово-Павлоградская бортовая зона</u>					
Орехово-Павлоградский	-	5	35	50(1)	10
Корсаки-Гуляйпольский	-	5	20	60(2)	15
Западно-Приазовский	-	10(1)	25(6)	50(12)	15(2)
Восточно-Приазовский	-	5(1)	15(8)	60(16)	20(2)

* В скобках приведено количество анализов.

** Нет метабазитовой сдвиги.

Наглядной иллюстрацией разного метаморфизма пород метабазитовой формации служат кривые распределения фаций на шкале подвижных компонентов (рис. 33). Они отражают долю участия пород разных фаций в разрезах формации отдельных структур и структурно-фациальных зон. По материалам подсчетов и графических иллюстраций осуществлено схематическое районирование эвгеосинклинали на структурно-метаморфические пояса, расположившиеся симметрично по отношению к осевой линии трансгеосинклинального глубинного разлома (рис. 34).

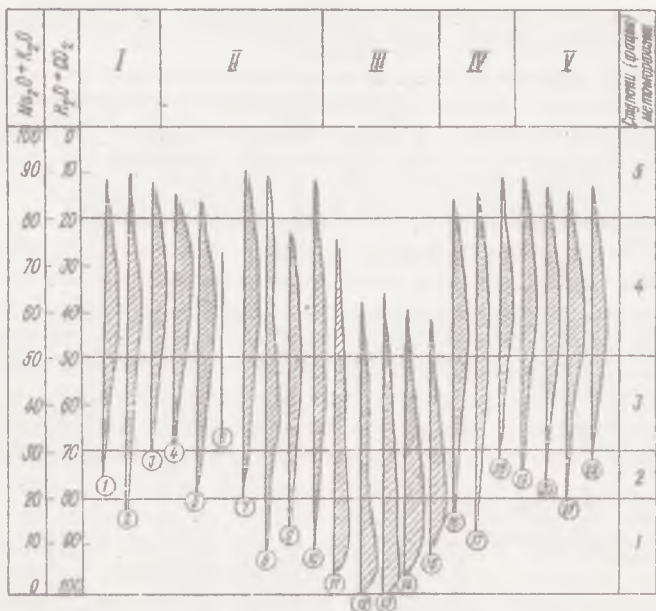


Рис. 33. Кривые распределения фаций (ступеней) метаморфизма ортопо-
род в метасазитовой среде первого флюида на шкале подвижных компонен-
тов $(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2) \rightleftharpoons (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

Ступени (фации) метаморфизма: I — аспидные сланцы; 2 — филлитовые слан-
цы, рогаки; 3 — эпидотовые амфиболиты, роговики; 4 — амфиболиты; 5 —
амфиолито-гнейсы, мигматиты. Структурно-оциальные зоны (цифры): I — Кри-
ворожско-Кременчугская бортовая (пририфтовые районы); II — Кри-
ворожско-Кременчугская бортовая (пририфтовые районы); III — Базавлу-
кская рифтовая; IV — торцевая бортовая зона КМА; V — Азово-Павло-
градская бортовая. Опорные районы и участки: 1 — Смольнический;
2 — Ивановский; 3 — Зеленковский; 4 — Успенковский; 5 — Николаевский;
6 — Попельнастовский; 7 — Желтянский; 8 — Саксаганский; 9 — Лихманов-
ский; 10 — Кременчугский; 11 — Чертомлынский; 12 — Верховцевский; 13 —
Сурский; 14 — Конкский; 15 — Белозерский; 16 — Курско-Орловский; 17 —
Белгородский; 18 — Староскольский; 19 — Орехово-Павлоградский; 20 —
Корсак-Гуляйпольский; 21 — Западно-Приазовский; 22 — Восточно-При-
азовский

Базавлукский инверсионный пояс, названный сланцево-роговигово-
спилитовым по преобладанию зеленосланцевых фаций, занимает почти всю
рифтовую зону, за исключением нешироких полос прибортовых структур.
Этот пояс является единственным во всей эвгеосинклинали, сохранившим
в депрессионных структурах метаморфическую мозаику умеренной инвер-
сионной фазы складчатости, магматизма и метаморфизма пород первого
рифтового этапа. Все остальные пояса, расположенные на бывших бортах
рифта и вторичных прогибах, испытали двойной метаморфизм — зелено-

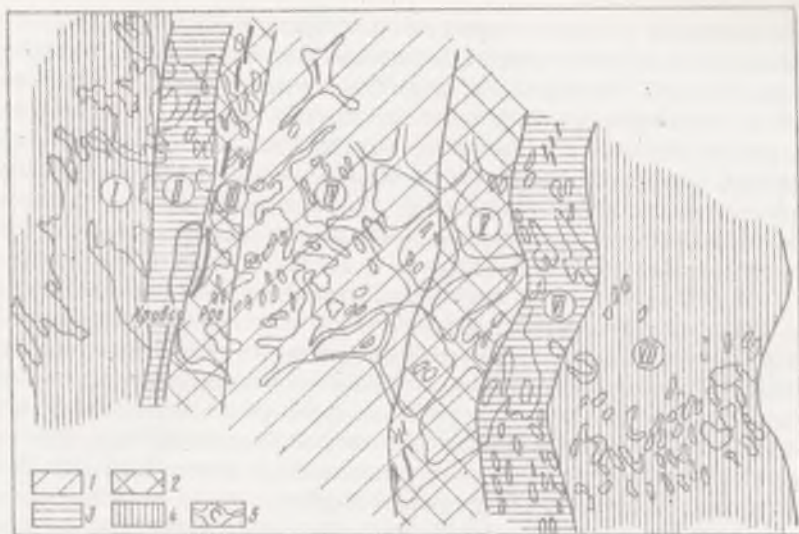


Рис. 34. Структурно-метаморфические пояса южной половины Криворожско-Курской эвгеосинклинали (Украинский щит):

I - Кировоградский; II - Западно-Криворожский; III - Криворожско-Кременчугский; IV - Базавлукский; V - Кониско-Белозерский; VI - Орехово-Павлоградский; VII - Приазовский. Метаморфические пояса: 1 - сланцево-роговиково-спилитовые; 2 - роговиково-амфиболитовые; 3 - амфиболито-гнейсовые; 4 - мигматито-гнейсовые с участием эклогито-гнейсов; 5 - современные контуры складчатых вулканотектонических депрессий

сланцево-спилитовый инверсионной фазы складчатости и наложенный амфиболито-гнейсовый орогенной фазы интенсивных складчатых и надвиговых деформаций, а также синскладчатого магматизма батолитового типа.

Вулканотектонические депрессии-синклинали инверсионного пояса характеризуются развитием сложной мозаики участков разных фаций метаморфизма с общей тенденцией снижения ступеней метаморфизма от периферии синклиналиев к ядрам этих структур. На западе и востоке этот пояс окаймляется симметрично расположенными Криворожско-Кременчугским пририфтовым и Кониско-Белозерским прибортовым структурно-метаморфическими поясами, в которых заметно увеличивается доля амфиболитов и среди них появляются локальные участки гнейсов.

Криворожско-Кременчугский пририфтовый пояс включает крупные Криворожский и Кременчугский депрессии-синклиналии и промежуточную между ними цепочку мелких депрессий-синклиналей Правобережного рай-

она. В крупных и мелких структурах, за немногим исключением, схема метаморфизма выражена расположением амфиболитовых и амфиболито-гнейсовых участков — в ядрах этих структур, в толщах второго и третьего ярусов. Отклонение от этой схемы наблюдается только в Николаевской депрессии, где она видоизменяется благодаря изоклинальной форме синклинали, в которой нормально залегающее восточное крыло имеет обычную зональность метаморфизма ярусов, а подвернутое западное крыло метаморфизовано в фации амфиболито-гнейсов по всему разрезу комплекса от первого до третьего яруса.

Конкско-Белозерский прибортовой структурно-метаморфический пояс, кроме крупных структур, использованных в названии, распространяется на Славгородскую и Дерезоватскую депрессии-синклинали среднего размера. Здесь в Белозерской и особенно в Конкской структурах метабазитовая формация на многих участках превращена в инъекционные амфиболиты и гнейсы, а вышележащие базит-ультрабазитовая и спилит-кратофир-туфовая формации представлены сланцами и микрогнейсами. Такое же расположение метаморфических фаций по разрезу наблюдается в Славгородской и Дерезоватской депрессиях-синклиналях, где они проявляются даже в маломощных разрезах комплекса.

Следующие два симметрично расположенные пояса — Западно-Кировский и Орехово-Павлоградский — принадлежат к внутренним структурно-фациальным зонам вторичных краевых прогибов. Они названы амфиболито-гнейсовыми поясами ввиду резкого преобладания амфиболитовых и амфиболито-гнейсовых ступеней метаморфизма во всех трех ярусах комплекса.

Западно-Кировский структурно-метаморфический пояс включает крупные Родионовский, Петровский, Ивановский, Омельникский депрессии-синклинории и группы мелких синклиналей Правобережного района. Всем им свойственно широкое развитие амфиболитовой и амфиболито-гнейсовой фаций метаморфизма с подчиненным проявлением на локальных участках сланцево-роговиковых фаций в ядрах крупных структур (Родионовской, Ивановской, Омельникской).

Орехово-Павлоградский структурно-метаморфический пояс представлен структурами Орехово-Павлоградского и Корсак-Гуляйпольского районов. Южная Ореховская половина этого пояса, находящаяся южнее Малотерсянских широтных разломов, характеризуется сплошным развитием амфиболитовой и амфиболито-гнейсовой фаций метаморфизма во всех трех ярусах осадочно-вулканогенного комплекса. Северная Павлоградская половина отличается более спокойной складчатостью и наличием в ядрах синклиналей филлитовых сланцев и роговиков третьего яруса, залегающих на амфиболитах и гнейсах нижних двух ярусов, принадлежащих к периферической части структур (Терсянской, Гуляйпольской).

Остальные два симметрично расположенные пояса – Кировоградский и Приазовский – занимают обширную территорию окраинных участков бывших рифтовых бортов и бортовых зон вторичных краевых прогибов. Название гнейсовых они получили в связи с развитием гнейсов во всех трех ярусах маломощного осадочно-вулканогенного комплекса. Обоим поясам свойственны малые и мелкие депрессионные структуры, разделенные крупными полями гранитов батолитового типа в купольно-складчатых блок-антиклиналях. Батолитовые граниты сопровождаются локальным проявлением щелочных гранитов и сиенитов, а местами также диапир-плутонами габбро-анортозитов и рапакиви.

Гнейсовые пояса являются самыми крупными и, очевидно, могут рассматриваться как области проявления максимального орогенеза и метаморфизма с зональным ослаблением их влияния на соседние пояса орогенного этапа. В Кировоградском орогеническом максимуме в качестве буферных образований возникли Западно-Криворожский и Криворожско-Кременчугский пояса, а в Приазовском максимуме – Орехово-Павлоградский и Конкско-Белозерский. На Базавлукский инверсионный пояс, консолидированный в инверсионную фазу складчатости, распространение орогенных процессов было минимальным.

Под влиянием крупномасштабного орогенно-гнейсового метаморфизма и корового магматизма, проявившихся на обширной территории гнейсовых и амфиболито-гнейсовых поясов, произошла перекристаллизация больших масс пород всех ранних ярусов комплекса, метаморфизованных до этого в фации зеленых сланцев инверсионной фазы складчатости. В результате новообразований породообразующих и акцессорных минералов гнейсового парагенезиса в породах ранних ярусов изменился возраст метаморфизма, соответствующий возрасту гнейсов последнего третьего яруса (1,7–2,1 млрд. лет). Это и послужило причиной разнотолков в определении первичного возраста осадочно-вулканогенных пород первого и второго ярусов, истинный возраст которых полнее сохранился в структурах Базавлукского инверсионного пояса.

Геохронология структурных ярусов и вопросы стратиграфии докембрия

При решении сложных вопросов локальной и региональной стратиграфии докембрия Украины и КМА в последние два десятилетия наряду с классическими геологическими приемами широко внедрилось определение изотопного возраста пород. Например, с его помощью были изменены давние представления о гнейсах, якобы свойственных только архею, и сланцах, принимавшихся за маркирующие толщи протерозоя. Были так-

же существенно расширены возрастные границы микроклиновых аллито-пегматойдных гранитов, среди которых наряду с традиционными протерозойскими интрузиями выявлены аркейские, относящиеся к рифтовому этапу.

Развитие работ по изотопному датированию пород с самого начала проходило под знаком массовых определений возраста калий-аргоновым методом по породам, слюдам и роговым обманкам. Выделение их в мономинеральном виде было доступнее, чем извлечение акцессорных минералов, используемых в уран-торий-свинцовом методе. Поэтому к настоящему времени сама собой возникла количественная диспропорция определений возраста пород разными методами и как следствие этого большинство определений калий-аргоновым методом оказалось не проведенным и не подкрепленным более достоверным уран-торий-свинцовым. В табл. 35 приведены усредненные определения изотопного возраста пород Криворожско-Курской эвгеосинклинали, выбранные из Каталога изотопных дат пород Украинского щита [76]. Количество определений неравномерно распределено по структурным ярусам метаморфических ортопород осадочно-вулканогенного комплекса и разновозрастным с ними гранитным интрузиям: привлекает внимание слабая изученность осадочно-вулканогенного комплекса (56 определений уран-торий-свинцовым методом). Немного больше анализов по гранитам (219), также далеко недостаточно, учитывая огромные площади их развития и часто пеструю мозаику взаимоотношений малых гранитных интрузий разного возраста, проявленных на небольшом участке.

Малое число определений возраста пород осадочно-вулканогенного комплекса уран-торий-свинцовым методом объясняется неравномерным развитием в ярусах кислых дифференциатов, несущих необходимые для этой цели акцессорные минералы. Кроме того, кислые вулканиты в отличие от гранитов очень трудоемки для извлечения мономинеральных акцессориев ввиду мелкозернистой роговиковой текстуры этих пород и тесного взаимопрорастания микрозернистых минералов, в том числе акцессорных, очистка которых вручную требует много времени при обработке проб большой массы.

Первый ярус осадочно-вулканогенного комплекса, несмотря на самую большую мощность и повсеместное развитие в рифтовой и бортовых зонах, характеризуется всего 16 определениями возраста уран-торий-свинцовым методом. Из них девять приходится на рифтовую зону, по три-четыре анализа сделано на Приазовской и Криворожско-Кременчугской бортовых зонах, а по торцевой бортовой зоне КМА пока нет ни одного определения. Между тем необходимые дополнительные определения возраста пород первого яруса уран-торий-свинцовым методом мо-

гут быть выполнены во всех структурно-фациальных зонах, особенно в тех депрессионных структурах, где хорошо развита регрессивная спилит-кератофир-туфовая формация.

Сравнивая возраст пород первого яруса (табл. 35), определенный уран-торий-свинцовым и калий-аргоновым методами, можно установить расхождения между ними, которые, очевидно, отражают активный период геосинклинальной жизни пород от первой их кристаллизации в диатенезе до последней геосинклинальной фазы складкообразования и метаморфизма.

Наиболее полная и широко проявленная в региональном плане метаморфическая перекристаллизация пород первого яруса наблюдается в гнейсовых и амфиболито-гнейсовых структурно-метаморфических поясах бывших бортовых зон эвгеосинклинали. Здесь в подавляющем большинстве депрессионных структур новообразования роговых обманок и слюд датируются временем 1,7-2,1 млрд. лет (орогенный мегацикл перекристаллизации). На узко локальных участках сохраняется роговая обманка возрастом 2,1-2,6 млрд. лет (инверсионный мегацикл перекристаллизации) и совсем редко, лишь в пяти пробах Зеленовского района на Правобережье и в районе ст. Стульнево на Приазовье, в биотит-амфиболовых и роговообманко-пироксеновых гнейсах сохранилась роговая обманка возрастом 2,86-2,97 млрд. лет, синхронная рифтогенному мегациклу кристаллизации.

Важно при этом отметить находки амфиболитов в метабазитовых толщах первого яруса Криворожско-Кременчугской бортовой зоны и торцевой бортовой зоны КМА с роговой обманкой и биотитом возрастом 2,50-2,58 млрд. лет. Время их перекристаллизации отвечает верхней возрастной границе первого яруса, отмеченной конечной фазой складчатости первого мегацикла. Эти цифры отрицают возможность отнесения метабазитов Криворожья и КМА к криворожской и курской сериям второго яруса, которые залегают на метабазитах ингрессивно с большим перерывом и структурным несогласием. К сожалению, имеется только семь определенных возраста цирконов из гнейсов Зеленовского и Родионовского районов и района ст. Стульнево. Они устанавливают первичный возраст этих пород 2,69-3,05 млрд. лет, равный возрасту накопления формаций первого яруса в рифтовой зоне.

В рифтовой зоне достоверные определения возраста пород первого яруса уран-торий-свинцовым методом проведены в Верховцевской и Сурской депрессионных структурах по цирконам из кератофиров и по галенитам из кварц-сульфидных жил. Он оказался равным 2,60-3,05 млрд. лет и был принят в качестве опорного для возрастных границ первого базит-офиолитового яруса всей территории эвгеосинклинали.

Т а б л и ц а 35. Изотопный возраст пород и их метаморфизма в структурных зонах геосинклинали

Район, участок, комплекс	Базит-офиолитовый ярус (рифтогенный метацикл)			
	Возраст пород*		Возраст метаморфизма**	
	п	От - до	п	От - до
Криворожско-Кременчугская бортовая зона (окраинные районы)				
Омельникский район	-	-	3	1,98-2,08
Ивановский район	-	-	1	2,03
Зеленовский и Родионовский районы	4	2,67-2,94	2	2,86-2,97
Базавлук-днепровские плагиограниты и гранодиориты	3	2,76-3,05	14	1,92-2,08
Кировоград-житомирские граниты, пегматиты и полимитматы	-	-	-	-
Коростенские граниты и рапакиви	-	-	-	-
Дайковые диабазы, ортофирн, сиениты, минетты	-	-	-	-
Криворожско-Кременчугская бортовая зона (пририфтовые районы)				
Успенковский участок	-	-	1	2,03
Николаевский участок	-	-	-	-
Попельнастовский участок	-	-	3	1,86-1,96
Желтянский участок	-	-	10	1,75-2,56
Саксаганский участок	-	-	7	1,96-2,54
Лихмановский участок	-	-	8	1,76-2,26
Кременчугский район	-	-	4	1,75-2,06
Базавлук-днепровские плагиограниты и гранодиориты	10	2,60-3,08	18	1,73-2,22
Днепровские аллит-пегматоидные граниты	2	2,60-2,90	5	1,92-2,17
Дайковые ультрабазиты, диабазы, габбро-диабазы	-	-	-	-
Базавлукская рифтовая зона				
Чертомлыкско-Соленовский район	-	-	34	1,83-2,80
Верховцевский район	7	2,78-3,05	15	1,70-3,30
Сурский район	2	2,60-2,90	59	1,89-3,39
Ковкский район	-	-	49	1,74-3,37
Белозерский район	-	-	22	1,62-3,40
Базавлук-днепровские плагиограниты, гранодиориты, митматы	2	2,59-3,19	119	1,65-3,43
Днепровские аллит-пегматоидные граниты, полимитматы	9	2,59-2,90	64	1,70-2,86
Дайковые ультрабазиты, диабазы, габбро-диабазы	-	-	4	2,60-3,03

Район, участок, комплекс	Базит-офиолитовый ярус (рифтогенный мегацикл)			
	Возраст пород [*]		Возраст метаморфизма ^{**}	
	п	От - до	п	От - до

Торцевая бортовая зона КМА

Курско-Орловский район	-	I	2,54
Белгородский район	-	12	1,70-2,58
Старобоскольский район	-	15	1,74-2,50
Яковлевские плагиограниты	-	7	1,71-2,00
Аплито-пегматоидные граниты	=		=

Азово-Павлоградская бортовая зона

Орехово-Павлоградский район		-	22	1,71-2,34
Корсак-Гуляйпольский район	3	2,69-2,88	27	1,73-2,86
Западно-Приазовский район		-	7	1,73-2,29
Восточно-Приазовский район		-		-
Приазовские плагиограниты	I	2,81	20	1,56-2,18
Приазовские аплито-пегма- тоидные граниты		=		=
Черниговские карбонатиты и граносиениты		=		=
Восточноприазовские сиениты и пегматоидные граниты		=		=
Дайковые диабазы, кварцевые порфиры, лампрофилы		=		=

Примечание. * Определения уран-торий-свинцовым и руби

Примечание. ** калий-аргоновым методом.
Один прочерк в графе означает, что нет
оных не развиты.

В инверсионном зеленосланцево-спилитовом структурно-метаморфическом поясе в отличие от гнейсовых поясов бортовых зон среди метабазитов первого яруса сохранились многие реликты спилитов с роговой обманкой первичной кристаллизации рифтогенного мегацикла возрастом 2,6-3,1 млрд. лет, а также крупные участки амфиболитов инверсионного мегацикла перекристаллизации с роговой обманкой 2,1-2,6 млрд. лет. В редких пробах обнаруживается также и более молодая роговая обманка, соответствующая перекристаллизации метабазитов в орогенном мегацикле (1,7-2,1 млрд. лет).

Кроме того, в Белозерской, Конкской, Сурской и Верховцевской депрессионных структурах и окаймляющих группах дайко-ксенолитов выявлены амфиболиты с роговой обманкой возрастом 3,1-3,4 млрд. лет (10 определений калий-аргоновым методом). К сожалению, ни одна из этих цифр не подтверждена анализом акцессориев уран-торий-свинцовым методом и поэтому достоверность их пока остается под вопросом. Известно

Порфирит-железисто-кремнистый ярус (инверсионный мегацикл)				Известково-кремнистый ярус (орогенный мегацикл)			
Возраст пород		Возраст метаморфизма		Возраст пород		Возраст метаморфизма	
<i>n</i>	От - до	<i>n</i>	От - до	<i>n</i>	От - до	<i>n</i>	От - до

	—	6	1,90-2,02		—	2	1,90-1,93
	—	2	1,90-2,27		—	1	2,20
	—	6	1,71-2,33		—	3	1,42-1,45
2	2,14-2,23	10	1,78-2,30		—	10	1,78-2,30
3	2,32-2,53	5	1,84-2,18	5	1,70-2,14	5	1,84-2,18
	—	13	1,50-2,43		—	9	1,73-1,85
1	2,50	16	1,70-2,14	2	1,83-2,07	12	1,70-1,89
	—	—	—		—	—	—
2	2,40-2,64	12	2,00-2,35	20	1,64-2,27	72	1,37-2,00
	—	—	—	7	1,99-2,19	28	1,82-2,17
	—	—	—	13	1,60-2,37	50	1,60-2,21
	—	—	—	1	1,40	13	1,03-1,59
	—	—	—		—	2	1,71-1,91
	—	—	—		—	29	1,05-1,56

дий-стронциевым методами;

анализов, двойной прочерк — породы данного яруса в зоне или рай-

только, что все роговые обманки этого возраста отличаются низким содержанием К (0,2-0,5%) и повышенным содержанием Δg , высокая концентрация которого может быть обусловлена также газовой миграцией.

Если применить метод датирования метаморфизма по амфиболам и слюдам к находящимся в блок-антиклиналях плагиогранитам и гранодиоритам саялы, то увидим, что они так же, как и метабазитовая формация первого яруса, претерпели длительную и многофазную метаморфическую перекристаллизацию в инверсионном и особенно в орогенных гнейсовых поясах. Об этом можно судить по распространенным в этих породах директивным текстурам и по большой разнице возраста их акцессорных и породообразующих минералов.

Определенный уран-торий-свинцовым методом возраст плагиогранитов равен 2,6-3,2 млрд. лет. Он почти полностью совпадает со временем вулканизма и метаморфизма первого рифтогенного мегацикла, что объясняется включением в эту группу пород не только догеосинклиналь-

ных плагиигранитов и гранодиоритов, но и альбит-олигоклазовых плагиигранитов малых контактных интрузий первого мегацикла. Последние, к сожалению, в ряде публикаций геосхронологического характера не обособлены в отдельную петрографическую и генетическую группу подобно днепровским аплито-пегматоидным гранитам, многие малые интрузии которых также датируются возрастом 2,6-2,9 млрд. лет (см. табл. 35).

Наибольшее число определений уран-торий-свинцовым методом древних плагиигранитов (32) сделано по Базавлукской рифтовой зоне, где эти породы образуют ряд крупных блок-антиклиналей почти однородного состава (Аульский, Днепропетровский, Запорожский, Базавлукский, Демурицкий, Саксаганский, Галещинский, Кременчугский). В гнейсовых и амфиболито-гнейсовых структурно-метаморфических поясах бортовых зон эвгеосинклинали эти породы встречаются реже в виде реликтовых ксенолитов среди молодых гранитов и мигматитов батолитового типа. Малое число определений их возраста отражает малую встречаемость этих пород в обнажениях и скважинах названных поясов.

По аналогии с метаморфическими породами осадочно-вулканогенного комплекса возраст слюд и роговых обманок плагиигранитов и гранодиоритов нами принимается за возраст метаморфизма этих пород, переживших стадии погружений и поднятий, фазы инверсионной и орогенной складчатости и метаморфизма всех трех ярусных мегациклов.

В Базавлукском инверсионном структурно-метаморфическом поясе, несмотря на общий слабый метаморфизм пород, слюды и роговая обманка плагиигранитов и гранодиоритов принадлежат к разным генерациям перекристаллизации. Из 119 определений возраста этих минералов калий-аргоновым методом (табл. 35) в 53 пробах плагиигранитов они оказались синхронными первому мегациклу (2,6-3,1 млрд. лет); 57 проб плагиигранитов из других участков содержали роговую обманку возрастом 2,1-2,6 млрд. лет, синхронную второму ярусному мегациклу. И только 9 проб плагиигранитов представляли участки перекристаллизации слюд и роговых обманок в последний - третий орогенный мегацикл.

В плагиигранитах гнейсовых и амфиболито-гнейсовых метаморфических поясов повсеместно преобладает последняя генерация роговых обманок и слюд, синхронная орогенной фазе третьего ярусного мегацикла (1,6-2,3 млрд. лет). Эта дата определена по 13 пробам плагиигранитов из Кривсорожско-Кременчугской бортовой зоны, по 7 пробам пород из яковлевских плагиигранитов КМА и по 20 пробам приазовских плагиигранитов.

Большой интерес представляют аплито-пегматоидные микроклин-олигоклазовые розовые граниты первого ярусного мегацикла возрастом 2,6-2,9 млрд. лет. Как и малые интрузии альбит-олигоклазовых серых плагиигранитов того же возраста, они большей частью приурочены к контактам амфиболитов первого яруса с плагиигранитами и гранодиоритами сиа-

лических блок-антиклиналей. В Сурской и Кременчугской депрессионных структурах и в дайко-ксеролитах амфиболитов из карьерных обнажений по рекам нами наблюдались активные взаимоотношения обоих типов гранитов с вмещающими амфиболитами и плагиогранитами, а также секущие жилы гранитов в малых интрузиях серых альбит-олигоклазовых плагиогранитов. Определенное положение указанных двух типов гранитов в контактах депрессий, их форма и размеры определяют их особую роль в геосинклинальном процессе Криворожско-Курской эвгеосинклинали. Это были первые хотя и малообъемные интрузии корового гранитного магматизма геосинклинального генезиса.

Сравнивая малые масштабы их проявления с крупнообъемным затопляющим вулканизмом первого базит-офиолитового яруса, находим количественную оценку интенсивности глубинного вулканического и корового гранитного геосинклинального магматизма в первом рифтогенном мегацикле. А сопоставляя малые гранитные интрузии первого мегацикла со все возрастающими массами корового магматизма во втором и третьем ярусных мегациклах, получим представление об активизации последнего во времени в связи с перемещением тектоно-магматических процессов из мантии к земной коре. Такая исходная позиция позволяет понять причину затухания глубинного вулканического (симатического) вулканизма и компенсирующую активизацию корового гранитного магматизма.

Аплито-пегматоидные розовые граниты первого рифтогенного мегацикла положили начало развитию калиевой ветви гранитов геосинклинального генезиса, которая в отличие от малозначащей кальций-натриевой получила большое количественное и качественное развитие от малых контактных интрузий до батолитов кировоград-житомирского типа, щелочных гранитов и сиенитов Приазовья. В рифтовой зоне многие тела розовых гранитов первого мегацикла остались неметаморфизованными, сохранившими слюды и роговую обманку возрастом 2,60-2,86 млрд. лет. Лишь редкие тела испытали метаморфизм и перекристаллизацию с новообразованием породообразующих минералов в третьем орогенном мегацикле 1,70-2,15 млрд. лет. Такой же возраст метаморфизма установлен во всех опробованных телах гранитов Криворожско-Кременчугского структурно-метаморфического пояса, содержащих слюды и роговую обманку возрастом 1,92-2,17 млрд. лет.

Второй ярус осадочно-вулканогенного комплекса датируется временем 2,1-2,6 млрд. лет. Эти цифры базируются на достоверных определениях уран-торий-свинцовым методом, дополненным калий-аргоновым, по всем структурно-фаціальным зонам эвгеосинклинали.

В окраинных районах Криворожско-Кременчугской бортовой зоны в пределах Кировоградского гнейсового метаморфического пояса нахо-

дятся ксенолиты амфибол-биотитовых гнейсов криворожской серии возрастом 2,29-2,57 млрд. лет (по сфену и циркону, обн. с. Чечелевски и р. Аждамка). В прибортовых депрессионных структурах этой зоны, принадлежащих к Криворожско-Кременчугскому роговиково-амфиболитовому метаморфическому поясу, А.И.Тугариновым с соавторами [76] определен возраст уранослюдковых новообразований в цементе базальных конгломератов криворожской серии возрастом 2,28-2,67 млрд. лет. А модельный возраст галенита из кварцитовых галек тех же конгломератов равен 2,3-2,8 ± 0,1 млрд. лет.

В рифтовой структурно-фациальной зоне определения возраста пород второго яруса уран-торий-свинцовым методом пока не сделаны. Сравнительно достоверными здесь могут быть определения калий-аргоновым методом возраста роговых обманок и слюд (2,0-2,7 млрд. лет), извлеченных из порфиритов и туфосланцев туфо-железисто-кремнистой, порфиритовой, порфирит-ультрабазитовой и порфирит-туфовой формаций. Последний широко проявленный в региональном плане метаморфизм этих формаций приходится на регрессивно-инверсионную стадию второго ярусного мегацикла возрастом 2,1-2,6 млрд. лет. Возможности подтверждения этого возраста уран-торий-свинцовым методом здесь имеются во всех крупных депрессионных структурах по кислым дифференциатам вулканитов (включая туфы) и кварц-сульфидным жилам с галенитом.

В Азово-Павлоградской бортовой зоне второй ярус находится в составе нерасчлененной центральноприазовской серии, включающей также третий известково-кремнистый ярус. Здесь сделаны шесть определений возраста пород уран-торий-свинцовым методом, который укладывается в интервал времени второго яруса - 2,1 - 2,6 млрд. лет. Из них два анализа Орехово-Павлоградского района принадлежат кварцитам с.Васильковка. Еще три анализа Корсак-Гуляйпольского района выполнены по биотитовым и силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовым гнейсам, а одно определение из Восточного Приазовья датирует время первой кристаллизации известково-силикатного сланца.

Метаморфизм пород второго яруса датируется слюдами и амфиболами. Их возраст большей частью отражает проявление последней интенсивной фазы геосинклинального складкообразования. В метаморфических поясах Азово-Павлоградской и торцевой бортовой зоны КМА возраст этих минералов из пород второго яруса отвечает третьему мегациклу I_{n7} - 2,2 млрд. лет. В Базавлукской рифтовой зоне последняя интенсивная складчатость регионального плана обязана инверсионной стадии второго ярусного мегацикла и поэтому возраст слюд и роговой обманки из пород второго яруса в большинстве проб находится в пределах 2,1 - 2,6 млрд. лет.

В бортовой Криворожско-Кременчугской зоне с ее орогенными амфи-

болито-гнейсовым и гнейсовым метаморфическими поясами последним интенсивным актом метаморфизма служил весь орогенный мегацикл возрастом 1,7-2,1 млрд. лет. На это указывает возраст слюд и амфиболов, извлеченных из пород единой сланцево-железисто-кремнистой формации второго яруса.

К числу синхронных и синскладчатых гранитных интрузий второго яруса относятся серые альбит-олигоклазовые плагиограниты, объемы которых сократились по сравнению с первым мегациклом, и розовые олигоклаз-микроклиновые аплиты-пегматоидные граниты, масштабы проявления которых, наоборот, значительно выросли. По определениям уран-торий-свинцовым методом акцессорных минералов возраст обоих типов гранитов находится в интервале второго инверсионного мегацикла (2,1-2,6 млрд. лет). К этому времени относятся также первые внедрения кировоград-житомирских гранитов на территории Кировоградского срединного массива. В табл. 35 серые альбит-олигоклазовые плагиограниты, как и аналогичные плагиограниты первого мегацикла, традиционно объединены с базавлук-днепровской группой плагиогранитов и гранодиоритов сиала, от которых они отличаются молодым возрастом (2,1-2,6 млрд. лет) и петрографическими особенностями, в частности наличием альбита.

В окраинных районах Криворожско-Кременчугской бортовой зоны, входящих в Кировоградский метаморфический пояс, альбит-олигоклазовые плагиограниты выделены по двум определениям уран-торий-свинцовым методом (2,20-2,54 млрд. лет). В Западно-Криворожском метаморфическом поясе также обнаружены две находки этих гранитов, обладающих возрастом 2,0-2,76 млрд. лет. Такое же незначительное их развитие зафиксировано в Базавлукской рифтовой зоне, где к настоящему времени имеется четыре находки альбит-олигоклазовых плагиогранитов возрастом 2,17-2,69 млрд. лет.

Большие площади массивов и большое число определений возраста свидетельствуют о том, что розовые олигоклаз-микроклиновые граниты второго мегацикла развиты гораздо шире, чем серые альбит-олигоклазовые плагиограниты того же возраста. Особенно много их в Базавлукской рифтовой зоне, претерпевшей во втором инверсионном мегацикле последнюю интенсивную фазу складчатости, метаморфизма, синскладчатых гранитных интрузий и послеперинверсионную консолидацию в виде Приднепровского мегантиклинория.

Многочисленные выходы разовых гранитов второго мегацикла известны по рекам Днепр, Базавлук, Каменка, Саксагань, Сура, Волнячка, Мокрая Московка. По этим массивам рифтовой зоны имеется 20 определений возраста акцессорных минералов уран-торий-свинцовым методом - 2,24-2,66 млрд. лет. В бортовых зонах эвгеосинклинали степень развития гранитов этой возрастной группы заметно ослабевает, как, оче-

видно, ослабевает по сравнению с рифтовой зоной интенсивность всех инверсионных преобразований. Развитие аплито-пегматоидных гранитов второго мегацикла ограничивается в бортовых зонах двумя-тремя на-ходками. Характерен слабый метаморфизм обоих типов гранитов второ-го ярусного мегацикла, сохранивших массивные текстуры, непрерывно-сталлизированные слюды и амфиболы, возраст которых в подавляющем боль-шинстве тел соответствует времени образования самих гранитов — 2,00–2,65 млрд. лет.

Третий ярус осадочно-вулканогенного комплекса представлен поро-дами возрастом 1,7–2,1 млрд. лет. Опорными достоверными данными это-го возраста служат 16 определений по акцессорным минералам уран-то-рий-свинцовым методом из пород разных структурно-фациальных зон.

В окраинных районах Криворожско-Кременчугской бортовой зоны, на территории Кировоградского метаморфического пояса имеется пять определений возраста циркона (1,81–2,01 млрд. лет), добытого из биотитовых и биотит-пироксен-роговообманковых гнейсов третьего яру-са. В прибортовых районах этой зоны (Саксаганский участок) определен по апатиту возраст апатит-кремнистой осадочной породы ингулецкой серии, равный 1,78–1,86 млрд. лет [152]. Кроме того, предпринята попытка выяснить время седиментации доломитовых мраморов этого яру-са свинцово-изохронным методом по породе в целом. По отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ получен возраст 1760 ± 230 млн. лет, а по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ он равен 1810 ± 190 млн. лет [76].

В Азово-Павлоградской бортовой зоне определен по монациту и сфену возраст гнейсов и кальцифиров третьего яруса, который оказал-ся равным 1,70–2,14 млрд. лет в Корсак-Гуляйпольском районе и 1,83–2,07 — в Восточном Приазовье. Все определения возраста пород третье-го яруса находятся в границах 1,7–2,1 млрд. лет.

Определения возраста метаморфизма пород третьего яруса по слю-дам и амфиболам (1,63–2,2 млрд. лет) соответствует третьему орогенно-му ярусному мегациклу, время проявления которого близко совпадает с возрастом образования (первой кристаллизации) самих пород. Наряду с этим в гнейсовых поясах экстремального проявления орогенных текто-но-магматических максимумов встречаются участки перекристаллизиро-ванных паропород третьего яруса со слюдами и амфиболами возрастом 1,1–1,6 млрд. лет. Они датируют послеорогенный мегацикл постепенной кон-солидации горно-складчатых областей с затухающей тенденцией проявле-ния всей гаммы тектоно-магматических процессов.

Гранитные интрузии третьего ярусного мегацикла наиболее широко развиты в гнейсовых и амфиболито-гнейсовых метаморфических поясах. Здесь они часто имеют батолитную форму проявления и большое разно-

образии петрографических и генетических типов. Наиболее распространенными и своеобразными являются кировоград-житомирские порфиновые и приазовские аплиты-пегматоидные граниты, граниты и рапакиви габбро-анортозитового комплекса, щелочные граниты и сиениты, черниговские и сорокинские карбонатиты и граносиениты. Рифтовая зона с ее инверсионным метаморфическим поясом содержит только малые гранитные интрузии аплиты-пегматоидных гранитов третьего мегацикла возрастом $1,89 \pm 0,13$ млрд. лет.

По всем типам гранитов третьего мегацикла сделано 140 определений возраста акцессорных минералов, устанавливающих время их внедрения и протокристаллизации в границах $1,64-2,28$ млрд. лет (см. табл. 35). Их метаморфизм (по возрасту слюд и амфиболов) принадлежит к двум ярусным мегациклам - третьему орогенному возрастом $1,6-2,2$ млрд. лет и четвертому послеорогенному возрастом $1,0-1,6$ млрд. лет. К магматическим образованиям последнего (четвертого) тектономагматического мегацикла, очевидно, относятся часто встречаемые на Кировоградщине и в Приазовье дайковые диабазы, кварцевые порфиры, ортофиры, сиениты, лампрофиры и минетты возрастом $1,0-1,5$ млрд. лет (определения калий-аргоновым методом по породам).

Проведенный геохронологический анализ структурных ярусов и синхронных им гранитных и иных интрузий показывает какие большие возможности таит он в себе, если применяется в сочетании с классическими геологическими методами исследований: ритмо-фациальным, структурно-фациальным, структурно-магматическим, формационным, структурно-метаморфическим, мощностей и др. Вместе с ними он способен определять время первого рождения геологических тел разных пород и руд, проследить историю их геосинклинальной жизни с выяснением наложенных возрастных фаз активной перекристаллизации пород и выявлять в каждой фазе мозаику участков разных фаций и поясов метаморфизма. В связи с этим следует подчеркнуть необходимость интенсификации работ по изотопному датированию и повышению качества этого метода за счет массового внедрения комплексных изотопных анализов акцессорных и породообразующих минералов в каждой отдельной пробе.

На рис. 35 приведены хроно-геохимические диаграммы возраста пород Криворожско-Курской эвгеосинклинали. Верхняя диаграмма (а) отражает хроно-геохимические особенности минералов, извлеченных из метаморфических пород осадочно-вулканогенного комплекса; диаграмма б - минералов гранитных интрузий, а диаграмма в - возрастные отрезки трансгрессивных и регрессивных стадий трех ярусных мегациклов - рифтогенного, инверсионного и орогенного.

Диаграмма в отражает неравномерное во времени распределение

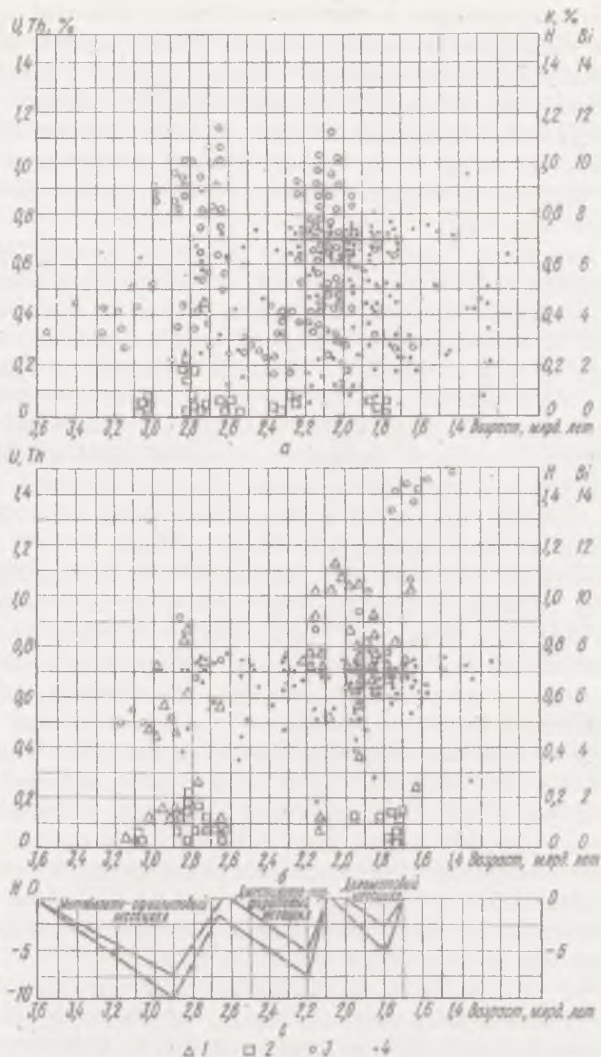


Рис. 35. Хроно-геохимические диаграммы тектонических стадий и ярусных мегациклов эвгеосинклинали: а - метаморфические породы; б - граниты; в - тектонические мегациклы (нижняя линия - в рифтовой зоне, верхняя линия - в бортовых зонах эвгеосинклинали). Минералы: 1 - монацит, ортит, цирколит, ксенотим; 2 - пиркон, апатит, уранинит; 3 - роговая обманка и другие амфиболы (Н), 4 - биотит (Bi) и другие слюды

гранитов. Синскладчатые интрузии гранитов большей частью связаны с регрессивными стадиями и конечными фазами ярусных мегациклов. Поэтому на горизонтальной возрастной оси чередуются отрезки безграницитных трансгрессивных стадий мегациклов с регрессивными стадиями, отмеченными максимальной концентрацией фигуративных точек анализов акцессорных минералов гранитов. В частности, к регрессивным относятся возрастные отрезки 2,9–2,6 в первом; 2,2–2,1 – во втором и 1,9–1,7 – в третьем ярусном мегацикле.

На диаграмме *а* (осадочно-вулканогенного комплекса) трансгрессивные и регрессивные стадии ярусных мегациклов синхронно повторяются в виде разной концентрации фигуративных точек анализов роговой обманки, в частности той ее разновидности, которая обладает повышенным ($>0,5\%$) содержанием калия. Так, регрессивной стадии первого ярусного мегацикла возрастом 2,9–2,6 млрд. лет на диаграмме *а* соответствует тот же отрезок времени, отличающийся максимальной концентрацией точек анализов роговой обманки, обогащенной калием до 1,1%. Второй отрезок густо расположенных фигуративных точек высококалиевой роговой обманки приходится на возраст 2,2–2,0 млрд. лет, а регрессивная стадия третьего ярусного мегацикла отмечена максимальной концентрацией точек анализов биотита возрастом 1,8–1,7 млрд. лет.

Заметное расхождение возрастных интервалов гранитов (диаграмма *а'*) и высококалиевых роговых обманок (диаграмма *а*) наблюдается в первом ярусном мегацикле, что объясняется нахождением в этом возрастном отрезке двух генетических типов гранитов. Первый представлен метаморфизованными плагиогранитами и гранодиоритами сиала возрастом 3,2–2,9 млрд. лет, а второй тип – розовыми микроклин–олигоклазовыми гранитами и серыми альбит–олигоклазовыми плагиогранитами геосинклинального генезиса возрастом 2,9–2,6 млрд. лет.

Дата внедрения геосинклинальных гранитов и плагиогранитов (2,9–2,6 млрд. лет) подтверждена на диаграмме *а* одновозрастной концентрацией точек роговых обманок с повышенным содержанием калия (0,5–1,1%), а время метаморфизма плагиогранитов и гранодиоритов сиала (3,2–2,9 млрд. лет) такого подтверждения не имеет. Это обстоятельство в сочетании с данными структурно-фациальных и геолого-структурных исследований позволило определить догеосинклинальный статус плагиогранитов и гранодиоритов, по разному метаморфизованных в первом рифтогенном и последующих геосинклинальных мегациклах.

Суммируя геологические и геохронологические данные по Криворожско-Курской эвгеосинклинали, можем записать для нее основные рубежи геосинклинальных событий в цифровом выражении возраста (млрд. лет):

образование глобальной архейской плагиогранит-гранодиоритовой сиалической коры - 3,6-3,2; догеосинклинальный этап океанизации (аульская серия) - 3,2-3,1; первый геосинклинальный рифтогенный ярусный мегацикл (трансгрессивно-рифтовая стадия) - 3,1-2,9; то же - регрессивная стадия - 2,9-2,6; второй геосинклинальный инверсионный ярусный мегацикл (трансгрессивная стадия) - 2,6-2,3; то же - регрессивно-инверсионная стадия - 2,3-2,1; третий геосинклинальный орогенный ярусный мегацикл (трансгрессивная стадия) - 2,1-1,8; то же - регрессивно-орогенная стадия - 1,8-1,7; четвертый послегеосинклинальный мегацикл консолидации горно-складчатой области - 1,7-1,0.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные всестороннего геологического анализа древней Криворожско-Курской эвгеосинклинали позволяют сделать ряд общих выводов глобального характера по истории развития Земли как планеты.

1. Гидросфера Земли времен становления Криворожско-Курской эвгеосинклинали и Криворожско-Кольской геосинклинальной системы заполняла не только крупные прогибы типа Базавлукского рифта, но распространялась далеко за пределами всех известных архейских геосинклинальных систем, лишенных на начальных стадиях прибрежных терригенных осадков, т.е. она представляла собой крупное глобальное образование океанического типа.

2. По развитию красноцветных осадочных железистых фаций в самых низах первого яруса эвгеосинклинали можно предполагать преимущественно кислородный состав атмосферы того времени, близкий к современному составу. Как и сейчас, он определялся интенсивным кислородным обменом с обширной океанической гидросферой и ее водно-паровой оболочкой.

3. Земная кора времен становления Криворожско-Курской эвгеосинклинали была достаточной, чтобы экранировать повсеместные глубинные тепловые потоки и аккумулировать их в отдельные энергетические очаги. Последние разряжались в виде магм и газов лишь в тектонически нарушенных рифтовых и сопряженных подвижных зонах глобальных геосинклинальных систем. Причем в земной коре кроме базальтового слоя существовали кроющие сиалические горизонты гранодиоритов и плагиогранитов, вмещающие сейчас вулcano-тектонические депрессии Криворожско-Курской эвгеосинклинали. Их глобальное образование связано с диффузионной дифференциацией планетного сиалического вещества, несущего к коре тепловые потоки, т.е. его зонной переплавкой в участках накопления тепловой энергии под корой.

4. Архейским геосинклинальным системам, как и современным, были свойственны широкие (200–250 км) и протяженные на тысячу и более ки-

лометров рифтовые зоны типа Базавлукской. Они были главными определяющими элементами архейских глобальных геосинклинальных систем, простиравшихся на многие тысячи километров. В современном виде архейские рифты очерчены железорудными поясами магнетовых кварцитов окисной железистой фации бортовых зон.

В рифей-фанерозойское время архейские горно-геосинклинальные системы эродировались, пересекались молодыми геосинклинальными и геосинеклизными системами другого направления, дробились на массивы и щиты, связь между которыми сейчас бывает не просто установить без всестороннего геологического и геофизического анализа. Эти разобщенные фрагменты древних геосинклинальных систем были использованы сторонниками нуклеарной гипотезы для трактовки особой нуклеарной (изометричной) формы древних геосинклиналей.

5. Трехъярусный осадочно-вулканогенный комплекс древней Криворожско-Курской эвгеосинклинали и развитие в каждом ярусе пластовая и полифациальная ритмичность, смена характера магматической дифференциации, чередование рифтогенных структур растрескивания со структурами скалывания другого плана – все это отражает сложный тектонический режим развития древних геосинклиналей, переживших три и более мегацикла ярусообразования со стадиями глобальных растяжений и погружений, сжатий и поднятий.

6. В Криворожско-Курской эвгеосинклинали от нижнего яруса к среднему и верхнему падает доля вулканитов и возрастает количество терригенных и пирокластических пород, снижается полярность магматической дифференциации вулканических очагов и растут объемы гранитных интрузий от малых контактных до батолитовых. Во всех магматических породах, включая граниты, от яруса к ярусу увеличиваются железистость, известковистость и щелочность в ущерб магнезиальности. С последним третьим метациклом ярусообразования связан орогенез геосинклинальной системы и гнейсовый метаморфизм.

Все это подтверждает общий вывод С.И.Субботина о зарождении на больших глубинах и перемещении в каждом метацикле наиболее активных тектоно-магматических очагов из нижних геосфер мантии в верхние и, наконец, в кору и за ее пределы. Так начинались и заканчивались архейские геосинклинальные геоциклы, так они развиваются и сейчас, т.е. от архея до наших дней выдерживается принцип актуализма.

7. Метод хроно-геохимического анализа минералов, использованных для изотопного датирования пород и процессов, как и другие геологические методы анализа, отражает метациклическую историю развития трехъярусного осадочно-вулканогенного комплекса, трехстадийный метаморфизм пород и трех-четырёхфазовый гранитный магматизм древней Криворожско-Курской эвгеосинклинали.

8. Криворожско-Курская звгеосинклиналь, как и Криворожско-Кольская геосинклинальная система, несмотря на их глобальную масштабность и внутриокеаническое положение, не могут считаться шовными структурами литосферных плит с однозначной тенденцией к растяжению в условиях беспределельного раздвигания последних. Развитие архейских структур было подчинено закону единства и борьбы противоположностей, который четко проявился в пачковых ритмах, ярусных мегациклах и геосинклинальных этапах. Во всех этих тектонических процессах разного ранга противостояли друг другу трансгрессивные и регрессивные тектоно-осадочные и тектоно-магматические стадии. Рифтовому мегациклу преимущественных растяжений, растрескивания, погружений и просадок противостояли инверсионный и орогенный мегациклы преимущественных сжатий, складчатости, надвиговых структур скалывания и общего орогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров И.В. Об особенностях эволюции пород криворожской серии при щелочном метасоматозе. - Геохимия, 1959, № 4, с. 35-40.
2. Бабков Ю.Б., Булаевский Д.С., Зайцев А.А. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. - Геол. журн., 1970, 30, вып. 4, с. 139-148.
3. Безбородько Н.И. Этапы вулканизма и эпохи докембрия УССР. - В кн.: Проблемы советской геологии. М. : Изд-во АН СССР, 1935, с. 11-18.
4. Безбородько М.І. Петрогенезис й петрогенічна карта кристалічної смуги України. - К. : Вид-во АН УССР, 1935. - 35 с.
5. Белевцев Р.Н. Проблемы метаморфической зональности докембрия. - Киев: Наук. думка, 1975. - 232 с.
6. Белевцев Я.Н., Скуридин С.А. История формирования пород криворожской серии. - В кн.: Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М. : Госгеолтехиздат, 1957, с. 80-103.
7. Белевцев Я.Н., Сиротан Р.И., Фоменко В.Ю. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений : В 2-х т. - Киев: Изд-во АН УССР, 1962. - Т. 1. 480 с. Т. 2. 565 с.
8. Белевцев Я.Н., Веригин М.И., Епатко Ю.М. и др. Прогнозная оценка железорудного сырья района Правобережных магнитных аномалий. - Геол. журн., 1975, 35, вып. 5, с. 28-38.
9. Белоусов В.В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3, с. 3-8.
10. Берзенин Б.З. О металлогении докембрия района Славгород-Синельниковских магнитных аномалий. - Геол. журн., 1974, 34, вып. 1, с. 107-111.
11. Берзенин Б.З. Геологическое строение и металлоносность Дерзаватской и Славгородской структуры. - Геохимия и рудообразование, 1976, вып. 5, с. 38-40.
12. Бойко В.Л. Геология осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района. - В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1967, с. 82-231.
13. Бойко В.Л. Чертомлыкско-Соленовский район. - В кн.: Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1979, с. 189-264.
14. Бойко В.Л. Ультрабазитовые формации Восточно-Саксаганской зоны. Высокопольский район. - В кн.: Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1979, с. 353-358.
15. Бойко В.Л. Ультрабазитовые формации Приднепровской зоны. - В кн.: Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1979, с. 359-366.
16. Бойко В.Л., Бордунов И.Н., Довгань М.Н. и др. Восточно-Саксаганская провинция. - В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев : Наук. думка, 1975, с. 26-29.

17. Бойко В.Л., Бордунов И.Н., Струева О.М. и др. Новые данные по геохронологии Среднего Приднепровья. - В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М. : Наука, 1976, с. 103-112.

18. Бойко В.Л., Кутин В.В. Чертомлыкско-Соленовский район. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита. В 2-х т. - Киев : Наук. думка, 1978, т. 1, с. 114-177.

19. Бордунов И.Н. Геология Кременчугского железорудного района. - Киев : Наук. думка, 1964. - 218 с.

20. Бордунов И.Н. Геология осадочно-вулканогенных формаций Кременчугского района. - В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1967, с. 39-82.

21. Бордунов И.Н. Базавлукская провинция : Сурский район. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита. В 2-х т. Киев : Наук. думка, 1978, т. 1, с. 98-114.

22. Бордунов И.Н. Криворожско-Кременчугская провинция : Кременчугский район. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита. В 2-х т. Киев : Наук. думка, 1978, т. 2, с. 10-104.

23. Бордунов И.Н. Ультрабазитовые формации Базавлукского синклиналия : Сурский район. - В кн.: Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1979, с. 54-128.

24. Бордунов И.Н. Ультрабазитовые формации Кременчугского района. - В кн.: Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1979, с. 367-384.

25. Бордунов И.Н., Половко Н.И., Сиростан Р.И. Метаморфические формации Криворожско-Кременчугской складчатой зоны. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 105-115.

26. Бордунов И.Н., Монахов В.С. Туфолавы ультрабазитов в Сурском районе. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1980, № 10, с. 3-6.

27. Бутримов Л.П., Кутин В.В., Ходял Л.Я. Аутигенно-минералогическая зональность железистых кварцитов Чертомлыкского месторождения. - В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, 1973, вып. 6, с. 54-63.

28. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. - М. : Мир, 1969. - 247 с.

29. Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3-18.

30. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии / Под ред. В.Д.Полищука. - М. : Недра, 1970. - Т. 1. Кн. 1. - 440 с.

31. Геология железисто-кремнистых формаций Украины / Под ред. Н.П.Семененко. - Киев : Изд-во АН УССР, 1959. - 688 с.

32. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть) / Под ред. Н.П.Семененко. - Киев : Наук. думка, 1967. - 337 с.

33. Геохимические особенности ультраосновных и основных комплексов Украинского щита (в связи с оценкой их никеленосности) / З.А.Бурцева, М.М.Ильвицкий, Р.В.Колбачев и др. - Л. : Недра, 1976. - 153с.

34. Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона / Отв. ред. А.И.Богачев. - Тр. Кол. фил. АН СССР, 1971, вып. 9. - 140 с.

35. Гершойт Ю.Г. К характеристике железистых хлоритов Криворожья. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1949, № 3, с. 165-175.

36. Гершойт Ю.Г. Генетическое истолкование особенностей текстурно-структурного рисунка железистых роговиков и джеспилитов Кривого Рога. - Геология руд. месторождений, 1968, 10, № 1, с. 90-102.

37. Гершойт Ю.Г. Признаки и особенности слоистости железистых роговиков и джеспилитов Кривого Рога. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев : Наук. думка, 1969, с. 207-210.

38. Гершойт Ю.Г. Метаморфогенные особенности железных руд Кривого Рога. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев : Наук. думка, 1972, ч. 2, с. 38-53.

39. Глевасский Е.Б. Восточно-Приазовская провинция. -- В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита: В 2-х т. Киев : Наук. думка, 1978, т. I, с. 305-325.
40. Глевасский Е.Б., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Петрография и генезис железисто-кремнистых сланцев Приазовья. -- В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев : Наук. думка, 1971, с. 160-173.
41. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов. -- Геотектоника, 1977, № 6, с. 103-117.
42. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. -- М. : Гостеоиздат, 1959. -- 68 с.
43. Голынкин Н.И., Клагин Б.Д. Старооскольский и Новооскольский железорудные районы. -- В кн.: Геология, гидрогеология и железные руды Курской магнитной аномалии. М. : Недра, 1970, т. I, кн. I, с. 296-428.
44. Грицай Ю.Л., Педан М.В., Шапошников В.А. Литолого-фациальная ритмичность железисто-кремнистых пород Южного района Кривбасса и критерии их гипергенного и метаморфогенного преобразования и рудообразования. -- В кн.: Геологическое строение и перспективы рудоносности Кривого Рога на больших глубинах. Киев : Наук. думка, 1973, с. 75-81.
45. Гришков Я.М., Половко Н.И. Геологическое строение Попельнявского железорудного месторождения и некоторые соображения о его генезисе. -- В кн.: Железистые кварциты и богатые железные руды Курской магнитной аномалии. М. : Изд-во АН СССР, 1955, с. 49-167.
46. Гришков Я.М., Половко Н.И. Геология железисто-кремнистых формаций Правобережного района. -- В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1959, с. 48-213.
47. Гузенко Г.Ф. Сопоставление разрезов и сводная стратиграфическая схема конско-верховцевской серии Среднего Приднепровья. -- Геол. журн., 1972, 32, вып. 5, с. 78-85.
48. Гузенко Г.Ф., Коршевер А.И., Щербакова К.Ф. Ультраосновные интрузивные породы района Белозерской магнитной аномалии. -- Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1932, ч. 91, № 3, с. 315-324.
49. Гузенко Г.Ф., Ганюцкий В.И., Частий Р.А. Геологическое строение и железистые кварциты Чертомлыкского месторождения. -- В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М. : Недра, 1971, вып. 4, с. 97-112.
50. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионально-го метаморфизма умеренных широт. -- М. : Недра, 1972. -- 286 с.
51. Доброхотов М.Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. -- М. : Недра, 1964. -- 221 с.
52. Доброхотов М.Н., Щербакова К.Ф., Халло В.Ф. и др. Формация и железорудные месторождения Белозерского района. -- Геология руд. месторождений, 1960, № 6, с. 12-29.
53. Докучаев В.С., Ланев В.С. Юго-западная контактная зона Мончегорского плутона. -- В кн.: Основы и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л. : Недра, 1976, с. 62-80.
54. Дуброва В.С. Железистые кварциты и руды западной части Мариупольского и восточной части Медитопольского округов УССР. -- Изв. Геол. ком., 1929, № 10, с. 55-73.
55. Евсевич С.Г., Журавлев С.И. Обогащение магнитных руд. -- М. : Недра, 1972. -- 389 с.
56. Зайцев Н.С. Белгородский железорудный район. -- В кн.: Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М. : Недра, 1970, т. I, кн. I, с. 208-286.
57. Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля / Зарипкий А.И., Каныгин Л.И., Кирикилипа С.И. и др. -- М. : Недра, 1974. -- 151 с.
58. Железисто-кремнистые формации Украинского щита: В 2-х т. / Отв. ред. Н.П.Семененко -- Киев : Наук. думка, 1978. -- Т. I. 328 с., Т. 2. 368 с.

59. Железородные месторождения Кривого Рога / Н.И.Свицальский, Э.К.Фукс, Ю.Ир.Половинкина и др. - М.: Л. : ОНТИ, 1932. - 283 с.
60. Жуков Г.В. Геология железисто-кремнистых формаций Западно-Приазовского района. - В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев : Изд-во АН УССР, 1959. - 557-625.
61. Жуков Г.В. Геологические формации Орехово-Павлоградской области второго структурного яруса. - В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев : Наук. думка, 1975, с. 123-126.
62. Жуков Г.В., Андрущенко И.Л., Кривонос В.П. Корсак-Стульневская железорудная провинция. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита: В 2-х т. Киев: Наук. думка, 1978, т. I, с.272-304.
63. Жуков Г.В., Киктенко В.Ф., Качанов Е.Н., Мотилевец И.И. Орехово-Павлоградская железорудная провинция. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита: В 2-х т. Киев : Наук. думка, 1978, т. I, с. 253-271.
64. Жуков Г.В., Настенко А.А. Стратиграфия железорудной серии Гуляйпольской магнитной аномалии. - Докл. АН УССР, 1953, № I, с. 66-68.
65. Жуков Г.В., Настенко А.А. Геология железисто-кремнистых формаций Гуляйпольского района. - В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев : Изд-во АН УССР, 1959, с. 625-640.
66. Муравлев А.С., Шапошников В.А. Скелеватское Центральное месторождение гематитовых джеспилитов и джесперов. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита. В 2-х т. Киев : Наук. думка, 1978, - Т. 2, с. 248-251.
67. Казаков Л.Р. Орехово-Павлоградская металлогеническая зона. - В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев : Наук. думка, 1975, с. 267-269.
68. Калкхия Л.Т., Сологуб В.Б., Чекунов А.В. Характеристика упругих волн от границ раздела в кристаллическом фундаменте кпа Белоцерковского железорудного района и его глубинное строение. - В кн.: Геофизические исследования строения земной коры. Киев : Наук. думка, 1964, с. 40-45.
69. Калыев Г.И. Орехово-Павлоградский рудный пояс. - Геол. журн., 1961, 31, вып. 6, с. 43-55.
70. Калыев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. - Киев : Наук. думка, 1965, - 220 с.
71. Калыев Г.И. Тектонические элементы Украинского щита и их рудоконтролирующая роль. - В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев : Наук. думка, 1975, с. 136-241.
72. Калыев Г.И., Кобзарь В.Н., Димитров Г.Х. Белоцерковский блок. - В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев : Наук. думка, 1975, с. 248-249.
73. Каневский А.Я., Гинтов О.Б. Находка новой разновидности железных руд на Ущ в районе Среднего Побужья. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 5, с. 133-134.
74. Каньгин Л.И., Кирикилица С.И., Левинштейн Л.М. О новом месторождении мраморов и кальцифиров в Центральном Приазовье. - Геол. журн., 1969, 29, вып. 4, с. 143-145.
75. Каньгин Л.И., Кирикилица С.И., Левинштейн Л.М. и др. К вопросу о перспективах железорудного месторождения Кукусуриг в Западном Приазовье. - Геол. журн., 1971, 31, вып. 2, с. 113-116.
76. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Отв. ред. Н.П.Щербак. - Киев : Наук. думка, 1978, - 222 с.
77. Клагин Б.Д. О природе талько-амфиболитовых сланцев в метаморфической толще Курской магнитной аномалии. - Докл. АН СССР, 1953, 107, № 6, с. 877-881.

78. Клагин Б.Д. О магнетит-карбонатных рудах в толще железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (КМА). — Геология руд. месторождений, 1959, № 2, с. 81–93.
79. Книппер В.И. Петрология карбонатных пород Ладужской формации. — М. : Изд-во АН СССР, 1963. — 172 с.
80. Книппер А.Д. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — М. : Наука, 1975. — 207 с.
81. Коржинский Д.С. Проблемы изучения Кривого Рога и Курской магнитной аномалии. — Геол. журн., 1954, 14, вып. 4, с. 11–22.
82. Коробко Н.И., Морохов Н.М., Хитрон Б.Е. Геологическая позиция и промышленное значение Петровского месторождения железистых кварцитов. — Геол. журн., 1971, 31, вып. 5, с. 117–122.
83. Кравченко Г.Л., Щербаков Л.Б. Вапняки та вапняково-сілікатні сланці Приазов'я. — Геол. журн., 1967, 27, вип. 3, с. 30–39.
84. Кравченко Г.Л. Новые данные о составе и возрасте железисто-известково-силикатных сланцев Приазовья. — Геол. журн., 1970, 30, вып. 6, с. 53–61.
85. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления / Отв. ред. Н.П.Семененко. — Киев : Наук. думка, 1975. — 560 с.
86. Крутиковская З.А. Глубинные структуры северо-западной части Большого Кривого Рога. — Геофиз. сб., 1967, вып. 19, с. 38–48.
87. Крутиковская З.А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции. — Киев : Наук. думка, 1971. — 207 с.
88. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М. : Недра, 1964. — 387 с.
89. Курепин В.А. Об условиях равновесия оливина, гиперстена и кварца. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев : Наук. думка, 1970, с. 24–26.
90. Ладиева В.Д. Метаморфические породы Конкского района. — В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев : Изд-во АН УССР, 1956, с. 215–342.
91. Ладиева В.Д. Геология железисто-кремнистых формаций Конкского района. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украинн. Киев : Изд-во АН УССР, 1959, с. 420–556.
92. Ладиева В.Д. Ультрабазиты железисто-кремнистых формаций Украины и связанные с ними асбестопроявления, месторождения талькомагнезитового камня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М. : Наука, 1962, т. 6, с. 61–75.
93. Ладиева В.Д. Геология осадочно-вулканогенных формаций Белозерского района. — В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1967, с. 280–374.
94. Ладиева В.Д. Конкско-Белозерская провинция. — В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита: В 2-х т. Киев : Наук. думка, 1978, т. 1, с. 42–97.
95. Ладиева В.Д. Ультрабазитовые формации Конкско-Белозерского синклинали. — В кн.: Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1979, с. 265–334.
96. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии. — М. : Наука, 1975. — 167 с.
97. Макаров В.Н. Хлориты из железисто-кремнистых и некоторых других рудных формаций. — Л. : Наука, 1971. — 116 с.
98. Макаров М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. и др. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 15–31.
99. Макухина А.А. Метаморфические породы Верховцевского района. — В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев : Изд-во АН УССР, 1956, с. 343–485.
100. Макухина А.А. Геология железисто-кремнистых формаций Верховцевского района. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украинн. Киев : Изд-во АН УССР, 1959, с. 261–414.

101. Макухина А.А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Сурского района. - В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1967, с. 232-279.
102. Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. - М. : Недра, 1977. - 216 с.
103. Маллас Д., Стевенс Р.К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда. - Геотектоника, 1977, № 6, с. 83-102.
104. Маракушев А.А. Парагенезисы пересыщенных глиноземом аржейских кристаллических сланцев Алданского щита. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд: В 2-х т. М. : Наука, 1961. - Т. I, с. 265-282.
105. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. - М. : Изд-во Моск. ун-та, 1973. - 322 с.
106. Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железистых руд. - Киев : Наук. думка, 1972. - 195 с.
107. Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. - Киев : Наук. думка, 1973. - 287 с.
108. Мельничук Э.В., Слышко П.И. Некоторые вопросы литологии, метаморфизма и полезных ископаемых центральной и северо-восточной части Украинского щита. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М. : Наука, 1967, вып. 2, с. 204-210.
109. Метабазитовые и выветриваемые алкмосиликатные формации центральной части Украинского щита / Н.П.Семененко, В.Л.Бойко, И.Н.Бордунов и др. - Киев : Наук. думка, 1982. - 378 с.
110. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. - М. : Мир, 1976. - 535 с.
111. Морковкина В.Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. - М. : Наука, 1964. - 243 с.
112. Педан М.В. Ингулецкое магнетитовое месторождение. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита: В 2-х т. Киев : Наук. думка, 1978. - Т. 2, с. 324-339.
113. Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами: Главнейшие типы глубинных разломов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № I, с. 90-105; № 3, с. 57-71.
114. Петрография железисто-кремнистых формаций УССР / Н.П.Семененко, Г.В.Жуков, Н.И.Половко и др. - Киев : Изд-во АН УССР, 1956. - 536 с.
115. Пирогов Б.И. Геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов. - М. : Недра, 1969. - 239 с.
116. Плаксенко Н.А. О геологическом положении в разрезе среднего отдела докембрия КМА и стратиграфическом значении железистых кварцитов, содержащих магнезиально-железистые амфиболы. - Тр. Воронеж. ун-та, 1957, вып. 58, с. 79-87.
117. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии Воронежского массива. - Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. - 264 с.
118. Полищук В.Д. Общая геологическая характеристика докембрия КМА. - В кн.: Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М. : Недра, 1970, т. I, кн. I, с. 7-77.
119. Полищук В.Д., Полищук В.И. Курско-Орловский железорудный район. - В кн.: Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М. : Недра, 1970, т. I, кн. I, с. 78-208.
120. Половинкина Ю.Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. - М. : Госгеолиздат, 1951. - 94 с.
121. Половинкина Ю. Ир. Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение. - Петрограф. сб., 1955, № I, с. 5-13.
122. Половинкина Ю. Ир. О гиперстенитах Корсак-Аогилы и Каманной Могилой в Западном Приазовье. - Петрограф. сб., 1962, № 4, с. 217-225.

123. Половко Н.И., Жуков Г.М. Метаморфические породы Правобережного района. - В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. - Киев : Изд-во АН УССР, 1956, с. 81-214.

124. Проскуряков В.В. Геологическое строение и особенности дифференциации основной интрузии Панских высот на Кольском полуострове. - В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л. : Наука, 1967, с. 40-54.

125. Пятницкий П.П. Исследование кристаллических сланцев степной полосы Уфа России. - Харьков, 1898. - 122 с. (Тр. О-ва испытателей природы при Харьк. ун-те; Т. 32).

126. Проблемы образования железистых пород докембрия. - Киев : Наук. думка, 1969. - 312 с.

127. Рудницкий П.М. Предварительные результаты изучения Володарской группы магнитных аномалий. - Геол. журн., 1961, 21, вып. 6, с. 44-55.

128. Рябоконь С.М. Рудные минералы в метаморфических породах Сурской и Конюсской магнитных аномалий. - Конституция и свойства минералов, 1966, т. I, с. 95-109.

129. Рябоконь С.М. Парагенетические ассоциации рудных минералов и типы сульфидных проявлений в породах Среднего Приднепровья. - Геол. журн., 1975, 35, вып. 4, с. 123-129.

130. Семененко Н.П. Месторождения железистых кварцитов как рудная база. - Горн. журн., 1934, № 7, с. 38-40.

131. Семененко Н.П. Структура рудных полей Криворожского железорудного месторождения: В 2-х т. - Киев : Изд-во АН УССР, 1946. - Т. I. 264 с.

132. Семененко Н.П. Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья. - Киев : Изд-во АН УССР, 1949. - 112 с.

133. Семененко Н.П. Парагенетический анализ и систематика метаморфических пород. - Киев : Изд-во АН УССР, 1959. - 59 с. - (Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. петрографии, минералогии, геохимии; Вып. Вып. 2).

134. Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. - Киев : Наук. думка, 1966. - 380 с.

135. Семененко Н.П. Континентальная кора. - Киев : Наук. думка, 1975. - 198 с.

136. Семененко Н.П. Проблемы использования железистых кварцитов Днепропетровской области. - В кн.: Тр. I конф. по обогащению криворож. железистых кварцитов. Днепропетровск : Днепропетр. горн. ин-т, 1934, с. 3-14.

137. Семененко Н.П., Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В. и др. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Т. 2. Описание рудников. - Киев : Изд-во АН УССР, 1953. - 697 с.

138. Семененко Н.П., Суботин С.И., Соллогуб В.Б. и др. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита. - Сов. геология, 1961, № II, с. 48-60.

139. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. Новые данные по соотношению осадочно-вулканогенных пород Криворожско-Кременчугской и Базавлукской зон с гранитоидами. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М. : Наука, 1974, с. 47-67.

140. Славутский М.Б., Шалыт Е.С. Минералогия коры выветривания Девладовского месторождения силикатных никелевых руд. - Вопр. минералогии осадоч. образований, 1961, кн. 6, с. 216-244.

141. Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. - Геохимия, 1969, № 8, с. 32-43.

142. Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. - М., 1947. - 276. - (Тр. / Ин-т, геол. наук. АН СССР. Сер. геол.: Вып. 73, № 22).

143. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М. : Изд-во АН СССР, 1960. - 212 с.

144. Страхов Н.М., Залмадзон Э.С. Распределение аутигенно-минеральных форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № I, с. 34-51.

145. Строна А.А. Криворожско-Кременчугские магнитные аномалии. - Сов. геология, 1939, № 10 / 11, с. 73-93.

146. Струева О.М. Метабазитовые и кератофировые формации Базав-лукского синклинали: Верховцевский район. - В кн.: Метабазитовые и кератофировые аллювиальные формации Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1982, с. 32-71.

147. Стрыгин А.И., Ярошук М.А. Петрография и генезис пород Воло-дарской группы магнитных аномалий. - Геол. журн., 1964, 21, вып. 4, с. 36-50.

148. Стрыгин А.И. Петрология и рудные формации докембрия Украин-ского щита. - Киев : Наук. думка, 1978. - 258 с.

149. Стульчиков В.А., Гаев И.А. Ультрабазитовые формации Базав-лукского синклинали: Верховцевский район. - В кн.: Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1979, с. 128-189.

150. Тектоника Украинского щита / Г.И.Калиев, З.О.Крутиховська, Г.В.Жуков та ін. - К. : Наук. думка, 1972. - 300 с.

151. Тітянов А.А. Сидероплезит у залізистих роговиках Кривого Рогу. - Геол. журн., 1964, 24, вип. 4, с. 80-86.

152. Тутаринов А.И., Зыков С.И., Выходова Е.В. О возрасте пород криворожской серии. В кн.: Тр. X сессии Комис. по определению абсо-лют. возраста геол. формаций. М., 1962, с. 78-85.

153. Ультрабазитовые формации центральной части Украинского ши-та. - Киев : Наук. думка, 1979. - 412 с.

154. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приа-зовья. - Киев : Изд-во АН УССР, 1960. - 179 с.

155. Федорченко В.С. "Осадочные" сидериты в среднем отделе Криво-рожской свиты, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 12, с. 69-81.

156. Федорченко В.С. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности докембрийских железистых пород низкой ступени метамор-физма (фаши железистых сланцев). - В кн.: Проблемы образования же-лезистых пород докембрия. Киев : Наук. думка, 1969, с. 168-177.

157. Харкер А.А. Метаморфизм. - М. : Изд-во иностр. лит., 1937. - 371 с.

158. Хартанович П.Н. Месторождения Первомайской флексур и Аннов-ской полосы. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского ши-та: В 2-х т. Киев : Наук. думка, 1978. - Т. 2, с. 147-179.

159. Хартанович П.Н. и др. Вещественный состав и обогатимость же-лезистых роговиков Первомайского месторождения. - Тр. Ин-та Механообр-чермет, 1969, т. 10, с. 130-136.

160. Ходжи Л.Я. О сидероплезите из железистых кварцитов Белозер-ского железорудного месторождения. - Докл. АН СССР, 1962, 146, № 5, с. 42-47.

161. Ходжи Л.Я. Состав и генезис карбонатов из железистых квар-цов Белозерского железорудного района. - Литология и полез. ископае-мые, 1966, № 5, с. 90-99.

162. Ходжи Л.Я. Полосчатая текстура железистых кварцитов и ее происхождение. - В кн.: Проблемы образования железистых пород до-кембрия. Киев : Наук. думка, 1969, с. 242-258.

163. Ходжи Л.Я. Вопросы петрологии железистых пород докембрия Среднего Приднепровья и Мариупольского железорудного района. - Гео-логия и рудоносность юга Украины, 1971, вып. 4, с. 73-85.

164. Чернышов Н.М. Сульфидные и медно-никелевые месторождения то-востока Воронежского кристаллического массива. - Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1971. - 312 с.

165. Четвертая геологическая конференция "Степановские чтения" : Тез. докл. - Артемовск, 1970. - 151 с.

166. Шапошников В.А. Скелетовое магнетитовое месторождение. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита: В 2-х т. Киев : Наук. думка, 1978, т. 2, с. 201-217.

167. Шатский Н.С. К вопросу о периодичности и методе актуализма в геологии. - В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М. : Изд-во АН СССР, 1951, с. 10-25.

168. Шатский Н.С. О длительности складкообразования и фазах складчатости - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1, с. 29-35.

169. Шатский Н.С. Избранные труды: В 4-х т. - М. : Наука, 1965. - Т. 1. 545 с.; Т. 2. 720 с.; Т. 3. 348 с.; Т. 4. 398 с.

170. Шейнман Ю.М. О связях между типами магм и тектоникой. - Сов. геология. 1964, № 2, с. 3-17.

171. Шейнман Ю.М. Очерки глубинной геологии. - М. : Недра, 1968. - 154 с.

172. Шковира Ю.Д., Миткеев И.В., Семеренко А.Г. Геология и рудоносность района Гуляйпольской магнитной аномалии. - Геол. журн., 1979, 39, № 1, с. 56-64.

173. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. - Киев : Наук. думка, 1975. - 270 с.

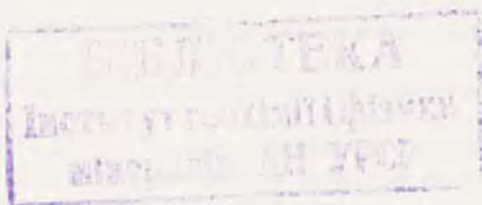
174. Ярошук М.А., Бабенко О.В. Полевые шпаты в Криворожских железисто-кремнистых породах средней свиты. - Геол. журн., 1971, 31, № 1, с. 132-135.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА	3
ПРЕДИСЛОВИЕ	5
СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ (ТЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ) ЗОНЫ И ГЛАВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ	10
Базавлукская рифтовая зона	14
Криворожско-Кременчутская бортовая зона	20
Азово-Павлоградская бортовая зона	28
Торцевая бортовая зона КМА	35
Рифтогенные вулкано-тектонические депрессии и сателлитные структуры	44
Гранитные блок-антиклинали	48
Орогенные зоны сдвига-надвигов	52
ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЙ ТРЕХЪЯРУСНЫЙ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС ЭВГЕОСИНКЛИАЛИ	57
Текстульная полосчатость железистых пород	59
Пластовая ритмичность комплекса	62
Ритмо-фациальный и структурно-фациальный анализ пластовой ритмичности	67
Ритмо-пачки третьего известково-кремнистого структурного яруса	68
Ритмо-пачки второго порфирит-железисто-кремнистого структурного яруса	71
Ритмо-пачки первого базит-офиолитового структурного яруса	91
Ритмо-тектоника, осадки и вулканизм пластообразо- вания	126
СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ И ЯРУСНЫЕ МЕГАЦИКЛЫ	133
Тектоно-осадочные мегациклы структурных ярусов	134
Осадочно-геохимические фации железисто-кремнистых пород	135

Мегациклы Базавлукской рифтовой зоны	146
Мегациклы Криворожско-Кременчугской бортовой зоны	164
Мегациклы торцевой бортовой зоны КМА	180
Мегациклы Азово-Павлоградской бортовой зоны	186
Мегациклы третьего яруса вторичных краевых прогибов эвгеосинклинали	188
Корреляция осадочных мегациклов разных зон по индексу сероцветности железистых пород	196
Корреляция структурных ярусов по мощности	202
Тектоно-магматические мегациклы структурных ярусов	206
Петрохимическая классификация пород осадочно- вулканогенного комплекса	208
Высокоградиентная полярность магматической диф- ференциации вулканизма в ярусах рифтовой зоны	216
Средне- и низкоградиентная полярность магматической дифференциации вулканизма в ярусах бортовых зон	221
Полнота магматической дифференциации и эксплозив- ности в двух нижних ярусах рифтового этапа	235
Средний химический состав вулканогенных формаций двух нижних ярусов рифтового этапа	239
Внутриярусная дифференциация и петрохимическая эволюция вулканизма	246
Межъярусная и межэтапная петрохимическая эволюция вулканизма	250
Рифтовый и орогенный геосинклинальные этапы	258
Структурно-метаморфические пояса эвгеосинклинали	265
Геохронология структурных ярусов и вопросы страти- графии докембрия	273
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	289
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	292

24961



Иван Никифорович Бордунов

КРИВОРОЖСКО-КУРСКАЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Утверждено к печати ученым советом
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Л.Н.Полетаева

Оформление художника Н.И.Козакова

Художественный редактор И.П.Савицкая

Технический редактор Т.М.Зубрицкая

Корректоры С.Т.Евещкая, В.М.Лесникова

Информ. бланк № 5558

Подп. в печ. 15.09.83. БФ 01961. Формат 60х84/16. Бумага офс. № 1.
Офс. печ. Усл. печ. л. 18, 14. Усл. кр.-отт. 18, 49. Уч.-изд. л. 20, 92.
Тираж 500 экз. Заказ 3-748 Цена 2 р. 70 к.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

