

З. М. ЛЯШНЕВИЧ

МАГМАТИЗМ

**ПРИПЯТСКО-
ДНЕПРОВСКО-
ДОНЕЦКОГО
ПАЛЕО-
РИФТА**



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

З.М. ЛЯШКЕВИЧ

МАГМАТИЗМ

ПРИПЯТСКО-
ДНЕПРОВСКО-
ДОНЕЦКОГО
ПЛАВ-
РИЯТА

47 1/2

НАУКОВА ДУМКА 1987

**Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта / Ляшкевич З.М. — Киев :
Наук. думка, 1987. — 176 с.**

В монографии по магматоганным признакам доказано, что Припятско-Днепровско-Донецкая структура относится к единому палеозойскому палеорифту, и впервые выполнен общий формационный анализ магматических образований этой мегаструктуры с выделением временного ряда формаций. На основе сравнительного петрохимического и формационного анализа магматических образований древних и современных континентальных рифтов установлены основные закономерности эволюции рифтогенных магматических процессов на протяжении фанерозоя. Дана общая характеристика геодинамики, геохимии магматизма и рудогенеза рифтов как наиболее благоприятных рудоконтролирующих структур древних платформ.

Для геологов, петрографов, геохимиков, тектонистов, занимающихся проблемами рифтогенезиса.

Табл. 31, Ил. 34. Библиогр.: с. 162—175 (301 назв.).

Ответственный редактор В.А.Каляжный

Рецензенты О.И.Матковский, Е.П.Сливко

Редакция литературы о Земле

МОНОГРАФИЯ

Зоя Максимовна Ляшкевич

МАГМАТИЗМ ПРИПЯТСКО-ДНЕПРОВСКО- ДОНЕЦКОГО ПАЛЕОРИФТА

*Утверждено к печати ученым советом
Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР*

Редактор **Г.И.Селезнева**, Л.В.Сивай
Обложка художника **С.В.Назарова**
Художественный редактор **Л.А.Комяхова**
Операторы **В.Н.Курган, Т.Н.Шевченко**
Технический редактор **И.Ф.Михалкина**
Корректоры **В.Н.Семенюк, Л.Н.Вальнева**

ИБ № 8204

Подп. в печ. 20.12.86. БФ 01702. Формат 60x84/16. Бум. офс. № 1. Гарн. Универс. Офс. печ. Усл. печ. л. 10,46. Усл. кр.-отт. 10,69. Уч.-изд. л. 13,86. Тираж 500 экз. Заказ 6-597. Цена 2 р. 10 к.

Издательство "Наукова думка": 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

В начале 60-х годов установлена единая мировая система рифтов — новых тектонических структур, рассекающих материки и океаны независимо от их структурных особенностей и занимающих до 20 % всей поверхности Земли. Понятие “рифт” прочно вошло в геологическую науку и практику, привлекая внимание многочисленных исследователей: геофизиков, тектонистов, петрологов, океанологов и др.

Что же такое рифт? Слово “рифт” английского происхождения, означающее щель, трещину, борозду, впервые применено английским геологом Дж. Грегори в 1896 г. при описании Кенийской долины. В современной геологии оно приобрело новый смысл, означая характерную линейную структуру растяжения земной коры, которой свойственны высокая тектоническая подвижность и сейсмичность, тепловые потоки и специфический вулканизм. Рифтогенез сопровождается образованием разломов, уходящих в мантию, которая несколько разуплотнена и характеризуется скоростью распространения сейсмических волн от 7,0 до 7,6–7,8 км/с [93, 122, 257 и др.]. В рифтах отмечается линейно-вытянутое утонение земной коры, имеющей в разрезе вид выпукло-вогнутой линзы за счет приподнятости раздела Мохо. Движения по разрывам и раздвигам земной коры создают в рельефе системы протяженных грабенов [26, 263].

Более краткое определение рифтов как “места, где литосфера раскололась при растяжении на всю ее мощность” принято на симпозиуме в Сунволлене в 1977 г. [181]. Е.Е.Милановский [170] отмечает “раскол коры взаимно параллельными нормальными сбросами и подъем из глубин нагретого мантийного материала” как значимые признаки рифта.

Все рифтовые зоны земного шара по характеру глубинного строения делятся на три главных типа: океанические, межконтинентальные и континентальные [168]. Для первых характерно развитие коры океанического типа, для последних — утоншенной континентальной, для межконтинентальных рифтов — смешанной. Эти особенности внутреннего строения и разнообразия рифтовых структур сказываются на составе вулканических продуктов. Интересно, что в своем развитии континентальные рифты могут перейти в океанические в течение геологической истории. Так, Красноморский рифт, возникший в меловом периоде как эпиконтинентальный, примерно 4 млн. лет тому назад вступил в океаническую стадию развития с характерным толеитовым вулканизмом.

Кроме таких, сравнительно бурно эволюционирующих структур, встре-

чаются рифты как бы законсервированные, лишь время от времени подновляющиеся (Аденский рифт), и рифты, которые, пережив рифтогенный этап, заполняются осадками и превращаются в авлакогены (Днепровско-Донецкая впадина). Сложность условий заложения рифтов и их развития приводит к многообразию форм структур этого типа, поэтому их специфический магматизм имеет большое значение как опознавательный признак. Если такие признаки рифтовых структур, как повышенная сейсмичность, тепловые потоки, вздутие земной коры и пр. по мере старения структуры стираются, а в случае превращения рифтов в авлакогены практически исчезают, то магматизм, выраженный в эффузивно-пирокластических толщах, штоках, некках, дайках и др., т.е. не только в явлениях, но и в конкретных объектах, сохраняет свои признаки в течение длительного времени и служит важным индикатором прошлых тектоно-магматических процессов.

Ограничимся рассмотрением континентальных рифтов. На первых стадиях изучения рифтов считалось, что это исключительно молодые структуры, возникшие в позднем кайнозое и развивающиеся на современном этапе Земли. Вулканизм этого этапа описан Д.Бэйли, Е.Е.Милановским, Б.Броком, Н.А.Логачевым, А.Ф.Грачевым, В.И.Герасимовским, А.И.Поляковым, А.И.Киселевым и др. Однако по мере изучения геолого-структурных особенностей рифтов выделены более древние мезозойские, палеозойские и даже протерозойские структуры. При этом возникла необходимость сравнения древних палеорифтовых зон с современными для выяснения закономерностей эволюции рифтогенеза и его роли в геологической истории. Такие сравнения выполнены для отдельных рифтовых зон [66, 181], однако они не охватывают всех проблем рифтогенеза, в частности магматизма.

Знание закономерностей пространственно-временного распределения магматизма важно для прогнозирования поисков различных полезных ископаемых, прежде всего полиметаллических, редкоземельных, газонефтяных; соляных и др., которыми богаты рифтовые структуры.

В настоящее время происходит накопление фактического материала по магматизму палеорифтов, и Днепровско-Донецкая впадина является в этом отношении одним из интереснейших объектов. Ее вулканические породы стали доступны для всестороннего изучения в последнее десятилетие в связи с глубоким поисковым бурением на нефть и газ в девонских отложениях. Однако первые упоминания о присутствии магматических пород во впадине относятся еще к концу XIX в. Е.О.Соломко [222] первая назвала породу из с.Исачки диабазом, П.Я.Армашевский [6] впервые высказал мысль об их палеозойском (девонском) возрасте. Заметим, что диабазы попали в поле зрения ученых, поскольку были вынесены на поверхность соляными штоками и встречены в естественных обнажениях. Более полувека существовало мнение, что диабазы — единственные магматические породы, развитые во впадине.

Последовательность накопления сведений по вулканизму достаточно подробно описана в работе [148], поэтому отметим лишь важные вехи, к

которым прежде всего относится бурение Черниговской опорной скважины ЧОС-1, которая впервые вскрыла в коренном залегании вулканогенно-осадочную толщу девона. Материалы этой скважины, подробно описанные Л.Г.Бернадской, Ф.Е.Лапчик, И.С.Усенко [20, 18], А.М.Куцыбой [126], Е.И.Вульчиным [51] и др., послужили основой для развития представлений о вулканизме данного региона.

Большое значение имели работы, проводившиеся в соседних с Днепро-Донецкой впадиной регионах: в Припятской впадине [114, 166, 167], Донбассе [33–39, 104, 105, 71–77 и др.], Воронежской антеклизе [42, 43], на западе Восточно-Европейской платформы [48]. Они позволяют более масштабно оценить значение магматических процессов в геологической истории юга Русской плиты Восточно-Европейской платформы.

Основным материалом для исследования являлся керн, собранный нами в течение 13 лет более чем по 230 скважинам при содействии геологов объединений "Черниговнефтегазгеология", "Полтавнефтегазгеология", Прилукского и Полтавского управлений буровых работ. Изучен также каменный материал ряда скважин Припятской впадины, вскрывших вулканогенные породы девона, и большинства скважин Покрово-Киреевского, Ново-Троицкого участков в Донбассе. Для обобщений и сравнений использованы литературные данные по Байкальскому, Рейнскому, Восточно-Африканскому, Патомско-Вилкойскому рифтам, грабену Осло. Обработано около 2 000 химических анализов магматических пород.

Минерало-петрохимическое изучение пород проводилось с использованием точных современных методов, в частности рентгеноструктурного, изотопного, инфракрасной и оптической спектроскопии, ПМР, электронной микроскопии, количественного спектрального анализа, химического и др. При обработке результатов широко применялись математические методы статистики и сравнительного анализа.

Работа выполнена в отделе геологии нефти и газа Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, которым руководит академик АН УССР Г.Н.Доленко.

В экспериментальной части значительную помощь оказали научные сотрудники Т.В.Завьялова, М.А.Алехина, А.И.Марушкин, З.Й.Йорыш, Ж.М.Шлен, В.Г.Гаевский, Г.П.Мамчур и др. Автор признателна всем указанным геологам, а также А.Д.Бритченко, Л.П.Кононенко, В.И.Савченко, Г.П.Козаку, М.Б.Полищуку, В.В.Плошко, Л.Г.Винниченко, И.С.Романовичу, А.В.Майорову и многим другим, способствовавшим сбору ядерного материала.

При написании работы учтены критические замечания и советы члена-корреспондента АН УССР И.С.Усенко, докторов геолого-минералогических наук Т.И.Фроловой, Н.М.Чернышева, И.Б.Щербакова, Н.В.Бутурлинова, Б.С.Панова. Пользуясь случаем, автор выражает им, а также ответственному редактору доктору геолого-минералогических наук В.А.Калужному свою глубокую признательность.

**Глава I. ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА —
ЗВЕНО СУБШИРОТНОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО РИФТА
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО
СТРОЕНИЯ РЕГИОНА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ**

Днепровско-Донецкая впадина является наиболее крупной и хорошо изученной структурой типа авлакогена, который глубоко внедряется в южную часть Восточно-Европейской платформы. В состав авлакогена, кроме Днепровско-Донецкой впадины, занимающей среднюю часть, входят на северо-западе Припятская впадина, на юго-востоке — Донецкое складчатое сооружение. На северо-западе авлакоген затухает в теле платформы в бассейне р. Припять, с юга ограничен Украинским щитом, с севера — Воронежской антеклизой (рис. 1). На юго-востоке граница его неопределенна — зона глубинных разломов, возможно, продолжается далеко на восток, вплоть до западных отрогов Гиссарского хребта [2].

Общее простирание структуры близко субширотному, длина — около 1500 км при ширине центрального грабена 80—150 км. В последнее время центральный грабен на основе геофизических, структурных и магматических признаков [54, 144, 150, 220] называется рифтом или палеорифтом. Он выполнен мощными отложениями девона, несогласно перекрытыми каменноугольными, пермскими и мезокайнозойскими толщами. Осадочный чехол залегает на пенепленизированном кристаллическом фундаменте, общая его мощность 1—5 км на бортах и в северо-западной части, до 12—15 км — в центральной и юго-восточной частях впадины.

Вулканические породы встречаются только в составе девонских отложений. Стратиграфическое деление девона впадины весьма приближено к унифицированной стратиграфической схеме девона Восточно-Европейской платформы благодаря литолого-стратиграфическим исследованиям А.Д. Бритченко, Л.П. Кононенко, Р.М. Пистрак, А.И. Ляшенко, В.А. Хоменко, С.С. Восанчук и др., хотя в некоторых случаях имеются местные отличия и нередко сохраняются региональные термины.

Древнейшими осадочными образованиями являются среднедевонские отложения пярнуско-наровского горизонта, выделенные по палинологическим данным в северо-западной части региона [29]. Они отнесены к эйфельскому ярусу и сложены песчаниками с прослоями аргиллитов, доломитов, изредка вулканитов. Последние встречены на Грибоворуднянской площади, где зафиксирована максимальная мощность отложений этого горизонта — 50 м.

Живетский ярус представлен отложениями старооскольского горизонта, распространенного в северо-западной и центральной частях впадины. Сложен преимущественно карбонатно-глинистыми породами небольшой мощности. На Городищенской площади в них встречены эффузивы основного состава.

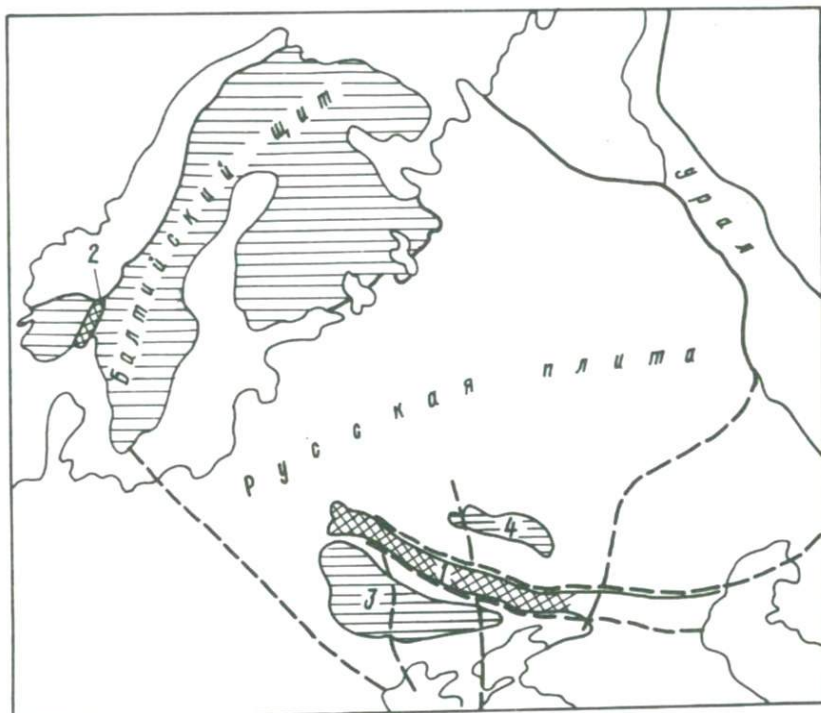


Рис. 1. Обзорная карта расположения палеорифтов:
 1 — Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт, 2 — грабен Осло, 3 — Украинский щит, 4 — Воронежская антеклиза

Наиболее распространены во впадине верхнедевонские отложения, представленные всеми горизонтами унифицированной схемы девона. Они делятся на франские и фаменские образования, в объеме которых выделяются более мелкие стратиграфические единицы. Франский ярус включает ниже- и верхнефранский подъярусы. В объеме нижнефранского подъяруса выделяются нижнещигровский (аналог пашийско-кыновских слоев), верхнещигровский (аналог саргаевских) и рудкинско-семилукский горизонты. Отложения нижнещигровского горизонта представлены преимущественно пестроцветной терригенной толщей с пропластками доломитов, охарактеризованы фаунистически [190]. Среди осадочных пород Белоцерковской пло-

щадя встречаются брекчии, где наряду с обломками известняков развиты обломки эффузивов.

Верхнешигровский горизонт сложен главным образом доломитизированными известняками с пропластками аргиллитов общей мощностью 30—80 м. Наиболее полный разрез его описан на Белоцерковской и Калайдинцевской площадях. Для рудкинско-семилукского горизонта характерны глинисто-карбонатные отложения, известные лишь на северо-западе впадины. Среднедевонские и нижнефранские отложения, вероятно, являются платформенными образованиями, очень близкими по своему литолого-фациальному облику девонским толщам центральной части Восточно-Европейской платформы [192].

В районе Белоцерковского выступа синхронная рудкинско-семилукским слоям белоцерковская свита представлена мощной вулканогенно-осадочной толщей. В прослоях осадочных пород обнаружена фауна семилукского возраста, среди эффузивов развиты главным образом крупнообломочные разновидности.

Верхнефранский подъярус включает алатырский, воронежский и евлановско-ливенский горизонты. Алатырский горизонт выделен по фауне брахиопод [142]. Его пестроцветные отложения в северо-западной части залегают на размытой поверхности верхнешигровских толщ, в них возможна примесь туфогенного материала (скв. Репки-219, Пакуль-217). В южной краевой зоне условным возрастным аналогом алатырского горизонта является богочанская свита, лежащая с размывом на белоцерковской свите. Для нее характерен резкий перепад мощностей, нередко в пределах одной площади, например Белоцерковской, от 37 до 294 м. Нижняя часть этой свиты сложена глинисто-песчанистыми породами, содержащими туфогенную примесь, в верхней появляются сульфатные и галогенные породы.

Воронежский горизонт выделен на северо-западе региона, где он составляет большую часть разреза подсолевой части девона. Нижняя часть горизонта представлена темноцветными глинисто-карбонатными отложениями, содержащими прослой туфов и туффитов. Верхняя — преимущественно эффузивно-пирокластическая.

В полных разрезах девона на воронежских толщах залегают соленосные отложения евлановско-ливенского горизонта с мощностью до 1000 м и более. Известны также смешанные туфогенно-галогенные типы разрезов (Ведильцевская, Ладинская площади) и терригенно-туфогенные (Талалаевская площадь). На юге впадины выделена исачковская серия [192], отвечающая воронежскому и частично евлановскому горизонтам. Разрез ее представлен ритмично переслаивающимися карбонатно-глинистыми, терригенными и галогенными породами. Возможно, в северо-западной части впадины исачковской свите отвечают верхнефранские вулканогенные образования.

Фаменский ярус представлен терригенными, соленосными и вулканогенно-терригенными породами. В его объеме выделены нижне- и верхнефаменский подъярусы, включающие задонский, елецкий, данковский и лебедянский горизонты. Задонско-елецкий горизонт прослежен на многих пло-

щадях, однако состав его отложений не постоянен. Встречаются терригенный глинистый (Калайдинцевская, Олишевская и другие площади), карбонатный (Борковская, Новотроицкая) и терригенно-вулканогенный (Седневская, Березнянская и др.) типы разрезов.

Елецкий горизонт представлен верхней соленосной толщей, распространенной в прибортовых прогибах (Березнянская, Максаковская, Адамовская и другие площади). На Богдановской структуре среди елецких солей встречены дайки диабазов. Разрез девонских отложений завершается данковско-лебедянским горизонтом, выделенным в северо-западной части впадины (Анисовская, Ладинская, Ведильцевская и др.). Это главным образом мощные эффузивно-пирокластические толщи разнообразного состава и красноцветные отложения разномеристых песчаников, гравелитов, алевролитов.

В целом девонские разрезы характеризуются большим непостоянством состава и мощностей отложений. Среди них выделено одиннадцать осадочных формаций, не считая магматических, накопление которых отвечает двум главным этапам развития региона в девоне [243]. Первый — с эйфеля по среднефранское время — отвечает условиям осадконакопления платформенных областей. Второй — с начала алатырского времени и до конца фаменского века — является наиболее активным тектоно-магматическим этапом развития структуры, связанным с формированием рифта в теле платформы на фоне продолжающегося ее общего поднятия. Условия осадконакопления этого этапа не имеют аналогов в пределах всей Восточно-Европейской платформы, за исключением Припятского прогиба [243]. В это время формируются мощные соленосные, карбонатные, аркозовые, вулканогенные, красноцветные формации, отражающие активную тектонику региона. Их суммарная мощность составляет 7000—8000 м, а во Львовском прогибе и в центральной части платформы накопились отложения мощностью 700 и 400 м соответственно.

Геологическая история Днепровско-Донецкой впадины начинается с момента образования девонского рифта. Имеется мнение, основанное на данных глубинного сейсмозондирования [218], что существовал еще один более древний рифтогенный этап — в рифее, однако о нем пока нет достаточного количества геологического материала.

Формирование главных структурных особенностей впадины связано с герцинским этапом тектогенеза. Ее важнейшими тектоническими элементами являются поперечная и продольная зональности. Четко выражены северный и южный борты впадины с глубоко погруженным по разломам центральным грабеном, имеющим северо-запад—юго-восточное простирание. Борты одновременно являются склонами Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, а в центральном грабене различаются дополнительно краевые и осевые части. Характерна интенсивная нарушенность рельефа фундамента и дислоцированность осадочного чехла внутри центрального грабена при моноклинальном залегании пород на бортах.

По простиранию структуры наблюдается чередование крупных выступов и впадин. Они выделяются на всех структурно-тектонических схемах региона, однако строгих границ и установившихся названий не имеют. Так, И.В.Высочанский [52] выделяет семь мегаблоков: Припятский, Черниговский, Лохвицкий, Зеньковский, Карловский, Изюмский и Донецкий; С.А.Варичев [89] — четыре мегаблока (своего рода тектонопары, включающие смежные поднятия и депрессии): Черниговский, Лохвицкий, Полтавский и Изюмский. В общем виде продольная зональность выражена в чередовании Припятского грабена, Черниговско-Брагинского выступа, Днепровского грабена, северо-западного погружения Донбасса (зоны сочленения) и Донецкого складчатого сооружения [247].

По С.А.Варичеву [89], мегаблоки, представляя собой структуры одного ранга, различаются по истории развития и деталям геологического строения. Черниговский мегаблок, включая Черниговское поднятие и Нежинскую депрессию, на западе примыкает к Припятскому грабену, а с востока ограничен Кировоградско-Драбовским глубинным разломом. На Черниговском поднятии поверхность фундамента залегает на глубине 1–6 км. В Нежинской депрессии — свыше 7 км. Характерна напряженная дизъюнктивная тектоника и широкое развитие вулканогенных толщ при обеднении разрезов галогенными породами.

Лохвицкий мегаблок, состоящий из Гмырянского поднятия и Роменской депрессии, ограничен на юго-востоке Петрицевско-Синевской зоной разломов. Здесь в приподнятой части фундамент погружен на глубину 4,5–6 км, в депрессии — на 6,5–10 км. Разрез палеозойских отложений более полный по сравнению с Черниговским мегаблоком.

Полтавский мегаблок выделен по Харьковскому разлому на юго-востоке и состоит из Лютенского поперечного поднятия и Полтавской депрессии. Как и следующий за ним Изюмский мегаблок имеет глубоко погруженный фундамент, на котором развиты не только палеозойские, но предположительно и рифейские отложения [218].

Продольная и поперечная зональности в значительной мере обусловлены развитием зон глубинных разломов, которые играют важную роль и в вулканических процессах. Имеется два основных направления глубинных разломов: продольные и поперечные. Они прослеживаются в пределах впадины, ее бортов и секут кристаллический фундамент. Поперечные разломы, по-видимому, более долгоживущие, возникли еще до образования впадины и неоднократно подновлялись в течение ее геологического развития.

Глубинное строение впадины отличается большой сложностью. Сейсмондирование, проведенное по поперечным профилям, позволило В.Б.Соллогу [218, 247] создать сейсмическую модель земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена (рис. 2). Для Днепровско-Донецкой впадины характерно общее утонение коры, наличие "гранитного", "базальтового" слоев и неоднородное строение подошвы консолидированной коры — раздела Мохорвичича (Мохо). В общем виде раздел имеет форму антиклинального

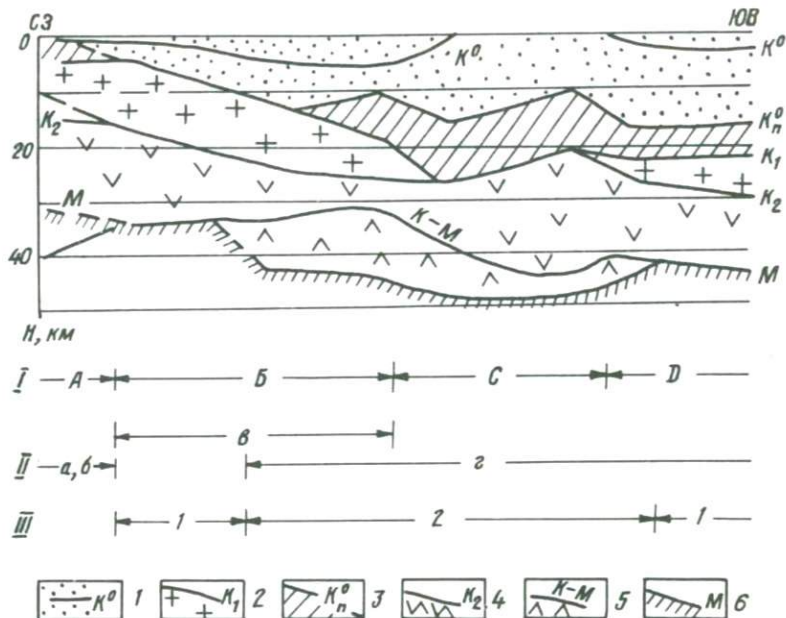


Рис. 2. Сейсмическая модель земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена [218]: 1 – кровля каменноугольных отложений, 2 – поверхность дорифейского фундамента, 3 – отложения рифея, 4 – поверхность “базальтового” слоя, 5 – поверхность коро-мантийного слоя, 6 – раздел Мохо. Районирование авлакогена: I – по геологическим данным: А – Припятская впадина, Б – Днепровско-Донецкая впадина, С – Донецкое складчатое сооружение, Д – вал Карпинского; II – по данным ГСЗ: а, б – герцинская структура, в – среднепалеозойская рифтовая зона, г – рифейская рифтовая зона; III – по данным глубинного строения земной коры: 1 – пассивная рифтовая зона, 2 – активная рифтовая зона

вздутия. На северо-западе отмечается подъем раздела Мохо до 34–35 км по ограничивающим грабен глубинным разломом. Такой тип коры прослеживается до Криворожско-Кременчугского поперечного разлома, к востоку от которого прослеживается узкий и глубокий “грабен в грабене”, возможно, выполненный рифейскими породами. Кровля ее выделена на глубине 11–12 км и характеризуется скоростью распространения сейсмических волн 5,7–6,0 км/с. В нижней части коры прослежены два раздела: первый на глубине 35–45 км с $V = 7,6–7,8$ км/с и более глубокий второй с $V = 8,1–8,2$ км/с, отвечающий собственно разделу Мохо. Между ними находится слой несколько разуплотненного коро-мантийного вещества, который характерен для рифтовых континентальных зон.

Для Донбасса моделируется иной тип коры. Здесь также вырисовывается рифейский грабен, но выклинивается “гранитный” слой, и под осадочными породами сразу залегают базальты с $V = 7,0$ км/с, что напоминает строе-

ние геосинклинальных структур. На его территории выделяется только рифейский рифт, а герцинский доводится лишь до переходной зоны Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины, с чем нельзя согласиться, так как магматические процессы герцинского этапа этих областей были сходными, что указывает на идентичность геодинамических условий регионов будущих Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса в палеозойскую эру (см. гл. III).

2. ВУЛКАНИЗМ И РИФТОГЕНЕЗ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Для характеристики геотектонического режима впадины важно оценить роль магматических процессов в развитии данной структуры. Задача осложняется тем, что с поверхности вулканогенные толщи совершенно не картируемы, погружены на глубины 3000—12000 м, в значительной мере стратифицированы и при этом обладают крайней неравномерностью развития. Достоверная информация может быть получена лишь при обработке керна, однако до сих пор почти не охарактеризована центральная и юго-восточная части впадины, где девонские отложения залегают на глубинах свыше 5000 м. По геофизическим данным хорошо выделяются основные породы, однако в случае туфов, кислых разностей и гидротермально замещенных пород результаты очень разноречивы.

Вулканогенные толщи, в основном, отнесены к верхней части девонских разрезов, поэтому вулканическая деятельность считается позднедевонской [19, 31, 148], ограниченной достаточно узким интервалом позднефранского — позднефаменского времени. В северо-западной части впадины вулканы найдены в пярнуско-наровских отложениях эйфеля [30], в центральной части формирование эффузивов Остапьевско-Белоцерковского выступа сопоставимо по времени с образованием семилукского и цигровского горизонтов [49], так что первые вспышки вулканизма относятся, по видимому, к более ранней эпохе, отвечающей границе среднего и верхнего девона.

Имеются сведения о случаях более молодого, каменноугольного, проявления вулканизма во впадине [50], однако речь идет о туфогенных породах верхнебашкирского горизонта, которые трудно отличимы от переотложенных туфов.

Главную роль при выделении фаз вулканизма играет стратиграфическая привязка вулканогенных разрезов. А.Д.Бритченко и др. [31] для северо-западной части впадины, где наиболее разбурены и изучены девонские отложения, выделили две эффузивно-пирокластические толщи: нижнюю, соответствующую воронежско-евлановским отложениям верхнефранского подъяруса (подсолевой комплекс) и верхнюю, отвечающую лебедянско-данковским отложениям верхнефаменского подъяруса (надсолевой комплекс).

Данные абсолютного возраста, широко применяемые для расчленения вулканических комплексов в областях современного вулканизма, к сожалению

нию, пока не дают убедительных цифр для детализации извержений внутри девонского периода. Возможно, это объясняется незначительным объемом подобных исследований. Из опубликованной литературы, включая наши данные, известно 73 определения абсолютного возраста вулканитов впадины, большая часть которых выполнена в изотопной лаборатории Института геохимии и физики минералов (ИГФМ) АН УССР.

Исходя из изотопного возраста вулканитов Днепровско-Донецкой впадины, Н.П.Щербак и др. [254] выделяют древние породы трапповой формации (600–530 млн.лет), ранне- (400–350 млн. лет) и позднегерцинские (340–280 млн. лет) вулканиты. Однако геологически ранне- и позднегерцинские вулканические породы трудно различимы, поскольку нередко они находятся в одних и тех же вулканогенно-осадочных толщах девона. Используя приведенные в этой работе данные абсолютного возраста и дополнив их своими материалами, попытаемся несколько иначе интерпретировать имеющиеся цифры.

Данные изотопного возраста были разделены на три группы с учетом положения пород в стратиграфическом разрезе и их фациальной принадлежности. Таким образом, из общего числа данных в одну группу вошли те, которые характеризуют нижнюю эффузивно-пирокластическую толщу, в другую – верхнюю эффузивно-пирокластическую толщу и в третью – жильные, дайковые породы (табл. 1).

Для нижней эффузивно-пирокластической толщи реперные величины абсолютного возраста отвечают 414–298 млн. лет, среднее значение \bar{x}_{23} соответствует 344 млн. лет, для верхней соответственно – 399–234 млн. лет, $\bar{x}_{22} = 296$ млн. лет, т.е. несмотря на близость, а в отдельных случаях совпадение цифр, как реперные, так и средние величины возраста верхней эффузивно-пирокластической толщи значительно меньше.

Среди дайковых пород выделяются две возрастные группы: одни – более древние диабазы, отвечающие трапповым излияниям венда с реперными величинами возраста 600–497 млн. лет, $\bar{x}_8 = 566$ млн. лет, другие – синхронные позднедевонскому вулканизму впадины со значительным колебанием реперных цифр 220–408 млн. лет, $\bar{x}_{18} = 324$ млн. лет.

Таким образом, абсолютный возраст позволяет расчленить вулканогенные толщи и надеемся, что с накоплением фактических данных все выделенные геологические объекты будут иметь конкретные возрастные привязки.

Необходимо, однако, иметь в виду, что не всегда данные абсолютного возраста указывают момент образования исходной породы. В нашем случае цифры 234–220 млн. лет, отвечающие поздней перми, нельзя считать реальными и сопоставлять с верхней возрастной границей вулканизма впадины, поскольку все геологические наблюдения свидетельствуют о затухании вулканических процессов к концу позднего девона, и красноцветные континентальные отложения верхней перми не содержат каких-либо продуктов синхронного вулканизма. Омоложение возраста вулканитов, по всей вероят-

Таблица 1. Абсолютный возраст магматических пород Днепровско-Донецкой впадины, по данным калий-аргонового метода

| Порода | Место отбора (скв., глубина, м) | Возраст, млн. лет | Литературный источник, лаборатория |
|---|----------------------------------|------------------------|--|
| <i>Нижняя эффузивно-пирокластическая толща</i> | | | |
| Базальт | Брусилев-2, 2520 | 318 | Наши материалы |
| | То же, 2574 | 338 | Лаборатория ИГФМ АН УССР |
| Авгитит | Борковка-10, 3852 | 320 | То же |
| | Белоцерковская-231, 1887 | 317 | " " |
| Кластолава | То же, 1885 | 310 | " " |
| | Ортофир | Грибовая Рудня-7, 2053 | 318 |
| Базальт | Ивашки-3, 2316 | 360 | " " |
| | Березна-205, 2988—2998 | 315 | Н.П.Щербак и др. [254] |
| | ЧОС-1, 2257—2265 | 385 | Л.Г.Бернадская, И.С.Усенко [22] |
| | То же, 2311—2319 | 370 | То же |
| | " " 2362—2370 | 332 | " " |
| | " " 2509—2517 | 298 | " " |
| | " " 2521—2525 | 402 | " " |
| | Червонопартизанская-2, 1690—1691 | 364 | Н.П.Семененко и др. [208] |
| Порфирит | Каплинцы-174, 711—715 | 334 | Н.П.Щербак и др. [254] |
| Базальтовый туф | Белоцерковская-232, 2170—2175 | 352 | В.А.Хоменко, Б.Б.Зайдис [244] |
| | То же, 2040—2045 | 353 | То же |
| | " " 2115—2120 | 325 | " " |
| | " " 2457—2472 | 352 | " " |
| Трахит | Брусилев-2 | 313±13 | В.І.Кітик та ін. [109] |
| Основной туф | Седнев-213 | 384±9 | То же |
| Кислый туф | Ведильцы-1 | 414±14 | " " |
| <i>Верхняя эффузивно-пирокластическая толща</i> | | | |
| Кварцевый порфир | Ладинка-231, 2000 | 360 | Наши материалы, лаборатория ИГФМ АН УССР |
| Дацит | Ведильцы-4р, 2105 | 257 | То же |
| Кварцевый порфир | Горбово-208, 3203 | 320 | " " |
| Ортофир | Олишевка-7, 2539 | 250 | " " |
| Андезитовый туф | Довжик-1, 2370 | 294±9 | То же, лаборатория Льв. гос. ун-та |
| Базальтовый туф | Гадяч-3, 4890 | 290±18 | Лаборатория Кировск. геол. экспед. |
| Андезит | Тимофеевка-3, 4948 | 256±17 | То же |
| Базальт | Ново-Троицкая-13, 3486 | 234±15 | " " |
| | Анастасьевская-17, 5078 | 260±17 | " " |
| Риолит | Анисово-1, 2778—2782 | 303 | Н.П.Семененко и др. [208] |
| | То же, 2068—2074 | 332 | То же |
| | " " 2080—2085 | 328 | Л.Г.Бернадская, И.С.Усенко [22] |

| Порода | Место отбора (скв., глубина, м) | Возраст, млн. лет | Литературный источник, лаборатория |
|---------|---------------------------------|-------------------|-------------------------------------|
| | Анисово-207, 2225–2228 | 292 | Н.П.Щербак и др. [254] |
| | Анисово-1р, 2188–2189 | 399 | Л.Г.Бернадская, И.С.Усенко [22] |
| Базальт | Ведильцы-1р, 1564–1568 | 271 | Н.П.Щербак и др. [254] |
| | Ведильцы-2р, 1856–1865 | 271 | То же |
| Туфзит | Ведильцы-1, 1688–1694 | 319 | Н.П.Семеновко и др. [208] |
| Базальт | То же, 1564–1568 | 311 | То же |
| Диабаз | Логовики-1, 207–208 | 596 | Л.Г.Бернадская, Ф.И.Котловская [21] |
| | То же, 229 | 549 | То же |
| | " " 94 | 600 | " " |
| | " " 100 | 577 | " " |
| | Логовики-4, 238 | 588 | " " |
| | Машевка-1, 1740 | 404 | Л.Г.Бернадская, И.С.Усенко [22] |
| | Ивашки-1 | 350±14 | В.І.Кітик та ін. [109] |

ности, связано с постмагматической гидротермальной переработкой этих пород, широко развитой в пределах региона. Несмотря на значительный разброс цифр, большая часть укладывается в пределы девонского периода, что согласуется с геологическими наблюдениями.

Стратиграфическое положение верхней и нижней эффузивно-пирокластических толщ описано и проиллюстрировано серией стратиграфических колонок в предыдущих работах [148, 150], где обобщен материал более чем по 230 скважинам, вскрывшим вулканогенный девон. Накопление нижней толщи (площадью около 7800 км²) приурочено к прибортовым зонам, верхней толщ (площадью 7200 км²) — к центральной части крупных поперечных поднятий. Мощность толщ непостоянна: нижней — 100–900 м, верхней — 300–500 м, и возрастает до 1500–2700 м вблизи вулканических построек.

По положению в разрезах нижняя эффузивно-пирокластическая толща соответствует воронежско-евлановским отложениям верхнефранского подъяруса, залегая непосредственно на докембрийском фундаменте, либо на маломощных глинисто-карбонатных отложениях нижнефранского и живетского ярусов. Перекрывается породами евлановско-ливенского горизонта. В зависимости от строения фундамента и полноты разреза подстилающих пород глубина залегания нижней вулканогенной толщ меняется от 1900 до 4300 м и более.

Верхняя эффузивно-пирокластическая толща по времени соответствует отложениям данково-лебедянского горизонта. Перекрыта каменноугольными отложениями или песчано-глинистой пачкой верхнего фамена, подстилается аргиллито-песчаниковыми породами нижнего фамена.

Положение вулканогенных толщ в разрезах несколько меняется по простиранию Припятско-Днепровско-Донецкой структуры (рис. 3). В Дон-

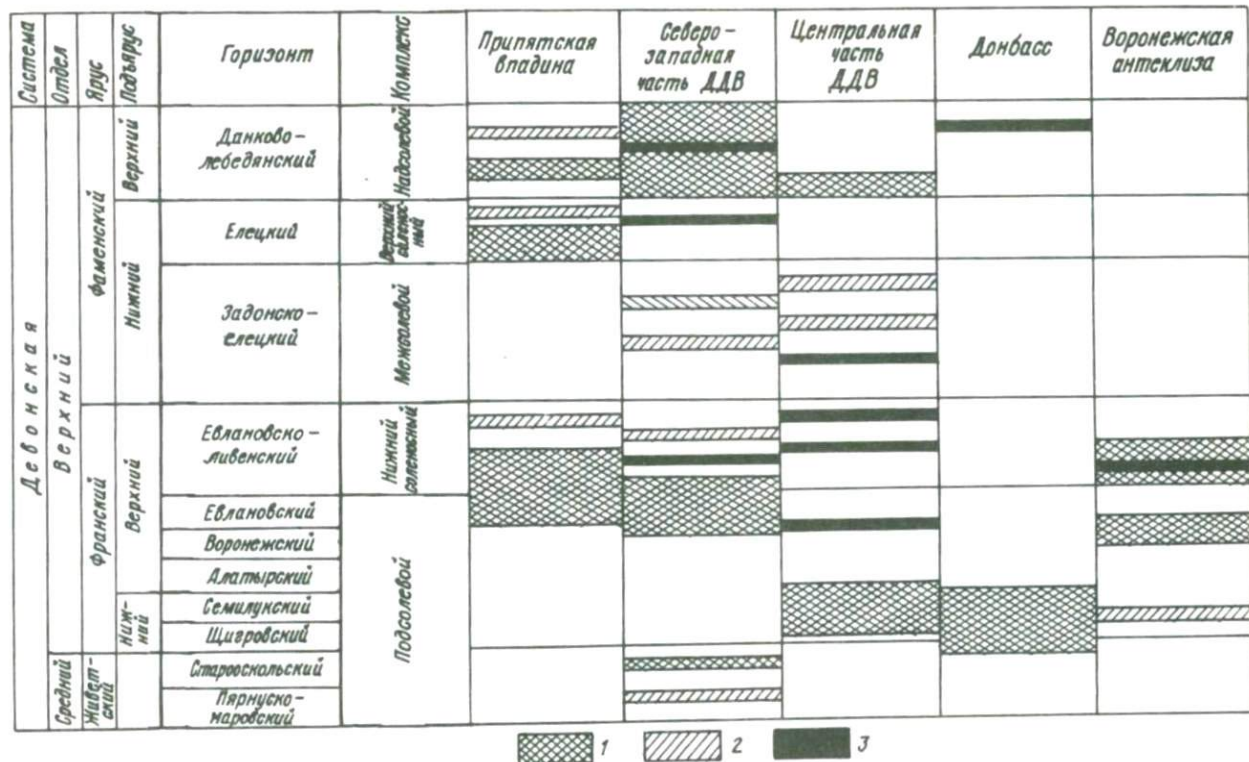


Рис. 3. Схема распространения вулканогенных толщ в девонских разрезах Припятско-Днепровско-Донецкой мегаструктуры:

1 — эффузивно-пирокластические породы, 2 — туфы, 3 — дайки диабазов

бассе девонский вулканизм проявился в формировании на границе D_2-D_3 нижней эффузивно-пирокластической толщи. Верхняя — не развита, вместо нее известны отдельные субвулканические тела на границе D_3-C_1 [39, 129].

В центральной части Днепровско-Донецкой впадины преимущественным развитием пользуется также нижняя вулканогенная толща. Верхняя, очевидно, размыта, вследствие чего многие разрезы девона этой части впадины заканчиваются терригенной калайдинской свитой нижнего фамена [191]. Тем не менее в северной прибортовой зоне на Тимофеевской, Новотроицкой, Глинско-Розбышевской площадях известны вулканы позднефаменского времени. Образование нижней эффузивно-пирокластической толщи Остапьевско-Белоцерковского выступа сопоставляется по времени с семилюкским и даже щигровским горизонтом [49, 192]. Несмотря на то, что главная масса вулканитов центральной части накопилась до отложения нижнего соленосного комплекса, практически во всем разрезе вышележащих девонских толщ встречаются отдельные прослои базальтовых туфов и дайки диабазов.

Наиболее вулканически активной была северо-западная часть Днепровско-Донецкой впадины, где в одинаковой мере накопились нижняя и верхняя эффузивно-пирокластические толщи. Первые следы вулканической деятельности зафиксированы здесь в среднем девоне, однако мощные извержения начались в позднефранское время и продолжались с небольшими перерывами до позднефаменского времени.

В Припятской впадине выделяются две эффузивно-пирокластические толщи. Накопление нижней отвечает евлановско-ливенскому горизонту, верхней — елецкому, причем в нижней развиты преимущественно туфы, в верхней — туфобрекчии и лавы значительной мощности [114, 165].

Занимая разный стратиграфический уровень, указанные толщи несколько отличаются и по своему составу. Нижняя сложена различными производными основной и щелочно-ультраосновной магм в виде агломератов, туфов, реже лав, для нее характерен высокий коэффициент эксплозивности (табл. 2). В верхней толще наряду с основными лавами широко развиты средние и кислые разности, причем роль пирокластических образований заметно сокращается.

Кроме четко фиксируемых нижней и верхней собственно вулканогенных толщ, в межсолевом комплексе верхнедевонских отложений нередко присутствуют небольшой мощности прослои эффузивов, свидетельствующих о перманентности вулканической деятельности в позднем девоне. Однако с наибольшей активностью вулканизм проявился в позднефранском и позднефаменском подъярусах, соответствующих двум его главным фазам, которые прослеживаются во многих вулканогенных разрезах северо-западной части впадины, ее центральной части и в Припятской впадине [116], имея региональное значение. Довольно часто (скв. Леяки-500, Шарпиловская-Р1 в Припятской впадине) намечается третья фаза — в фамене, однако проследить ее на значительных площадях не удастся, возможно, из-за недос-

Таблица 2. Состав главных типов вулканогенных разрезов Днепровско-Донецкой впадины

| Скважина | Формула* | Стратиграфическое положение |
|--------------------|--|--|
| Брусилор-2 | $\frac{УОЭ_7 П_{38}}{СКЭ_6 П_{21}} O_{28} E_{82}$ | Нижняя эффузивно-пирокластическая толща (D ₃ fr) |
| Борковка-10 | $УОЭ_{23} П_{53} O_{24} E_{70}$ | То же |
| Берестовец-222 | $УОЭ_5 П_{95} E_{95}$ | " " |
| Пакуль-227 | $\frac{ОЭ_{12} П_0}{СКЭ_{71} П_{17}} E_{17}$ | " " |
| ЧОС-1 | $\frac{ОЭ_{53} П_{31}}{СКЭ_2 П_0} O_{14} E_{36}$ | " " |
| Грибовая-Рудня-217 | $СКЭ_{14} П_{24} O_{12} E_{85}$ | " " |
| Грибовая-Рудня-7 | $\frac{ОЭ_{30} П_4}{СКЭ_{12} П_{54}} E_{58}$ | " " |
| Ладинка-1 | $\frac{ОЭ_{33} П_{14}}{СКЭ_{13} П_{10}} O_{30} E_{34}$ | Верхняя эффузивно-пирокластическая толща (D ₃ fm) |
| Ладинка-231 | $\frac{ОЭ_{25} П_{10}}{СКЭ_{45} П_{13}} O_7 E_{25}$ | То же |
| Анисово-207 | $\frac{ОЭ_{36} П_{38}}{СКЭ_{16} П_{10}} E_{48}$ | " " |
| Горбово-208 | $\frac{ОЭ_5 П_0}{СКЭ_{60} П_{20}} O_{15} E_{24}$ | " " |
| Ивановка-1 | $\frac{ОЭ_{70} П_{10}}{СКЭ_{20} П_0} E_{10}$ | " " |
| ЧОС-1 | $\frac{ОЭ_{55} П_{18}}{СКЭ_0 П_{12}} O_{15} E_{35}$ | " " |
| Леяки-500 | $ОЭ_{50} П_{40} O_{10} E_{44}$ | " " |

* УОЭ — щелочно-ультрасосновые лавы, ОЭ — основные лавы, СКЭ — средние и кислые лавы, П — пирокластика соответствующего состава, О — осадочные породы, Е — коэффициент эксплозивности, равный отношению пирокластики ко всему объему вулканических продуктов. Цифры — процентное содержание данного компонента в разрезе скважины.

таточной изученности и детализации девонских отложений. Поэтому считаем, что на современном уровне знаний достоверно выделение во впадине лишь двух главных фаз вулканизма в позднем девоне — позднефранской и позднефаменской.

До недавнего времени предполагалось, что вулканическая деятельность в пределах Днепровско-Донецкой впадины была сосредоточена главным образом на Брагинско-Черниговском выступе и отсутствовала в центральной и юго-восточной частях, где отмечались лишь диабазы и, как исключение, эффузивно-пирокластические толщи в районе Белоцерковского выступа

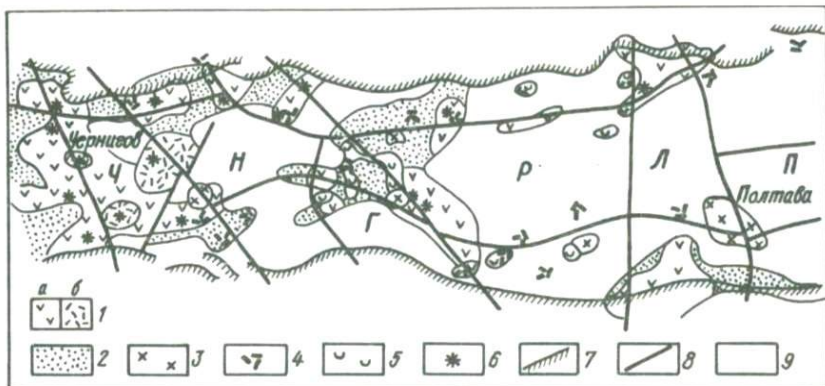


Рис. 4. Схематическая палеовулканологическая карта Днепровско-Донецкой впадины для позднедевонского времени:

1 — эффузивно-пирокластические толщи: а — пикритовые, базальтовые и андезитобазальтовые, б — трахитовые и риолитовые; 2 — осадочно-вулканогенные толщи; 3 — штоки габбро-диабазов; 4 — диабазовые дайки; 5 — солянокупольные структуры; 6 — палеовулканы; 7 — краевые глубинные разломы; 8 — глубинные разломы; 9 — карбонатно-терригенные толщи позднего девона. Поперечные структуры: поднятия (Ч — Черниговское, Г — Гмырянское, Л — Лютенское) и депрессии (Н — Нежинская, Р — Роменская, П — Полтавская)

[49]. По мере разбуривания девонских отложений стало ясно, что вулканические процессы были развиты гораздо шире. Это отражено на схематической палеовулканологической карте (рис. 4), представляющей генерализованный вариант двух палеовулканологических карт, составленных нами для позднефранской и позднефаменской фаз вулканизма [150], с которыми связано накопление нижней и верхней эффузивно-пирокластических толщ. Кроме Брагинско-Черниговского блока образование довольно мощных эффузивно-пирокластических отложений зафиксировано на площади Гмырянского и Лютенского поднятий фундамента и в прибортовых зонах.

Особенности пространственного развития каждой вулканогенной толщи подробно освещены в работах [149, 150], поэтому здесь отметим лишь главные черты, присущие вулканизму впадины в целом. К их числу относятся значительные мощности вулканогенных толщ, сопоставимые с мощностями активных геосинклинальных областей, обилие пирокластических продуктов, большое разнообразие пород, гомодромный порядок излияния от щелочнультраосновных, основных расплавов к средним, среднекислым, присутствие карбонатитовых туфов и многочисленных диабазовых даек, наконец, щелочной характер магм. Уже по этим признакам, не касаясь деталей петрохимического состава, магматизм впадины сопоставим с магматизмом современных рифтовых континентальных зон.

Вокруг древних центров извержения прослеживаются своего рода "шлейфы" вулкаников различного фациального облика: поля преимущественно лав с агломератовыми туфами основного и среднего состава, слагаю-

щие собственно вулканическую постройку, сменяются полями средне- и мелкообломочных туфов и, наконец, терригенно-вулканогенных толщ, образующихся на значительном удалении от предполагаемых палеовулканов.

Вокруг одного из самых крупных вулканов – Ладинка в течение обеих фаз вулканизма на площади примерно 400 км² накопилось свыше 740 км³ эффузивно-пирокластических продуктов. Современные вулканы-гиганты Килиманджаро и Кения в Восточно-Африканской рифтовой зоне выбросили приблизительно по 4 тыс. км³ каждый. Однако если учесть, что значительная часть постройки древнего вулкана подверглась размыву, его можно считать крупным сооружением.

Кроме центрально-вулканических построек во впадине встречаются магматические тела трещинного типа, характерным примером которых может служить Анастасьевское субвулканическое тело основного состава, вытянутое параллельно Лоевско-Глинскому разлому. Встречаются также субвулканические тела типа малых штоков, которые, по-видимому, имеют рвущие контакты. Тела сложены крупнозернистыми габбро-диабазами и вызывают значительные приконтактные изменения вмещающих толщ (Переходовский, Исачковский, Тыщенковский и другие штоки). Многочисленна жильная диабазовая фация пород, которая устанавливается на площадях развития вулканогенно-терригенных толщ, и в особенности соленосных.

Лавы и грубообломочные туфы накапливались главным образом вблизи вулканических центров, более тонкий взрывчатый материал разносился на десятки километров, образуя ареалы вокруг вулканических построек, а в соседние с вулканами депрессионные участки внедрялся по многочисленным трещинам базальтовый расплав, образуя дайки и силлы в соленосных толщах. Следы вулканической деятельности не обнаружены только на выступах фундамента типа Кошелевского и Старохуторского, которые, вероятно, представляли собой в девоне высоко поднятые блоки фундамента подобно блоку Рувензори в Западной ветви Восточно-Африканской рифтовой зоны, вытолкнутому на высоту 5 км.

Распространенными формами вулканических образований, которые удается распознать в стратифицированных разрезах девона, являются потоки лав, туфовые слои, пирокластические агломератовые потоки, трубки взрыва (скв. Леляки-500), некки (скв. Анисово-207), т.е. формы проявления наземного вулканизма. В наземных условиях формировались такие сравнительно крупные стратовулканы, как Ладинский, Анисовский, Грибоворуднянский, где нередки прослои красных окаленных лав и буроокрашенных туфов основного состава. Однако наряду с наземными происходили подводные излияния, примером которых может быть палеовулкан на Тимофеевской площади, где в скв. 4 прослеживается переслаивание базальтовых лав с аргиллитами, и нередко можно наблюдать их контакты. В подводных условиях формировался Припятский вулканогенный комплекс [116] и, возможно, вулканические продукты в отложениях северной прибортовой

зоны в позднем фране, где встречаются лавы с шаровой отдельностью. Все это свидетельствует о многообразии форм проявления вулканизма во впадине.

Объем вулканических продуктов в пределах Днепровско-Донецкой впадины подсчитывался по макетам масштаба 1:200000, исходя из площади и мощности вулканических толщ [150]. Определено, что вулканогенные толщи распространены на площади примерно 16 тыс. км² и их объем равен 6 тыс. км³, что сопоставимо с объемом магматических пород Байкальского рифта и в 20 раз меньше объема вулканитов Кенийского рифта [132]. Площади развития нижней и верхней вулканогенных толщ приблизительно равны, однако во вторую позднефаменскую фазу вулканизма было извергнуто в два раза больше вулканического материала, накопившегося вблизи крупных палеовулканов.

Объемы толщ не могут полностью охарактеризовать силу вулканических процессов, так как большое значение имеют длительность и масштабы проявления вулканизма, что учтено в понятии удельной плотности энергии вулканического процесса [40, 140]. Последняя выражает количество суммарной тепловой энергии, выделившейся на площади 1 км² в течение 1 млн. лет. Подсчет ее показал [150], что активность вулканизма в Днепровско-Донецкой впадине была в 45 раз выше, чем в Байкальском рифте, хотя объемы толщ вулканитов этих областей примерно равны, и в 6 раз выше, чем в Кенийском рифте, являющимся примером рифта с максимальным вулканизмом.

Кроме магматизма о рифтовом этапе свидетельствуют особенности глубинного и тектонического строения региона, прежде всего наличие утоненной коры, слоя разуплотненного коро-мантийного вещества [218, 247] и взаимно параллельных протяженных разломов. Глубинность последних устанавливается на многочисленных профилях ГСЗ [57]. Они рвут и осложняют раздел Мохо, все основные горизонты коры и имеют повсеместное падение по направлению к оси рифта, что позволяет предположить предшествующее вздутие земной коры [57, 89], характерное для большинства рифтовых зон.

Показателем растягивающих усилий, обязательных при формировании рифтов, являются многочисленные рои диабазовых даек, распространенных по всей площади впадины и имеющих более широкий диапазон времени внедрения.

Приведенные сведения указывают, что Днепровско-Донецкая впадина в течение среднего палеозоя являлась активной тектоно-магматической областью, развивающейся в режиме рифта. Располагая новыми данными по вулканизму этой структуры, постараемся внести дополнения в познание общих закономерностей рифтогенеза Земли, в частности магматических процессов.

3. РИФТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ, ДОНБАССА, ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Вулканические процессы девонского периода охватывали территорию не только Днепровско-Донецкой впадины, но и прилегающих регионов: Припятской впадины, Донбасса, Воронежской антеклизы, причем характер вулканизма того времени был однотипен для всей мегаструктуры. Схематически распространение вулканогенных образований в пространстве и времени изображено на рис. 3, где отображены некоторые местные особенности распределения вулканогенного материала и дается представление о большой насыщенности девонского разреза магматическими породами.

Припятская впадина

В восточной части впадины, в непосредственной близости от границы с Днепровско-Донецкой впадиной зафиксировано проявление исключительно позднедевонского вулканизма. Временное и пространственное совпадение вулканических процессов, естественно, приводит к мысли об их единстве. Однако резко выраженный щелочно-ультраосновной, щелочной характер вулканических пород, отличный от трахибазальтов, трахиандезитов соседнего Брагинско-Черниговского выступа, вызвал представление об исключительности магматических процессов Припятской впадины [166].

Первые сведения о них получены в 60-е годы, когда в скв. Борщевская-Р1 была встречена мощная эффузивно-пирокластическая толща в разрезе верхнего девона. Детальному изучению вулканитов посвящены многие работы А.С.Махнач, В.П.Корзуна [116, 165–167], В.П.Корзуна [114, 115], В.С.Гладких [68] и др., которые дают представление об особенностях их формирования, залегания, состава.

Мощность девонских отложений во впадине достигает 3–4 км, на долю позднедевонских вулканитов приходится иногда 1–1,5 км. Отмечается такая закономерность — чем ближе к Днепровско-Донецкой впадине, тем мощнее вулканогенные толщи и крупнее пирокластическая, хотя примесь эффузивно-пирокластического материала отмечается во многих участках, начиная с воронежского горизонта. Распределение вулканогенного материала в разрезах неравномерное, сопоставление последних позволило выделить две вулканогенные толщи и наметить третью [116]. Нижняя толща сформировалась в евлановско-ливленское время, мощность ее колеблется от 172 до 769 м. Верхняя — накопилась в елецкое время, мощность толщи 111–604 м. Третья толща встречена лишь в скв. Шарпиловская-Р1, которая расположена в крайней северо-восточной части района. Образование толщ, по-видимому, связано с проявлением двух главных фаз вулканизма, имевших место в позднефранское и позднефаменское время.

Вулканогенные толщи по простиранию с востока на запад замещаются галогенными либо терригенными отложениями. В последних отмечается интенсивное окремнение пород, особенно в елецком горизонте [232]; что связано с влиянием синхронного вулканизма.

Вещественный состав выделенных толщ весьма близок. Фациально в них различаются пирокластические, эффузивные, субвулканические и жерловые образования, с явным преобладанием пирокластической фации. Пирокластические породы нижней толщи представлены туфами щелочных трахитов, трахибазальтов, реже нефелинитов, верхней — туфами и туффитами трахитов и нефелинитов, изредка лимбургитов. Эффузивы встречаются в разрезах на различных стратиграфических уровнях, образуя маломощные покровы, потоки разнообразного щелочного состава: нефелиниты, лейцититы, трахибазальты, трахиты, анкаратрит-пикриты.

Предполагается, что вулканическая деятельность носила подводный и островной характер [116], о чем свидетельствуют такие наблюдения: чередование туфов с известковыми туффитами, находки морской фауны в туфах, туффитах, слоистость тонкообломочных туфов, окремнение нормально-осадочных толщ, синхронных с вулканогенными.

Наиболее распространенными типами пород являются щелочные трахиты и нефелиниты. Щелочные трахиты встречаются почти исключительно в виде туфов, окрашенных в розово-серые, зеленовато-розовые цвета. В крупных обломках щелочные трахиты имеют порфириковую структуру с фенокристами клинопироксенов, роговой обманки, щелочных полевых шпатов. Основная масса трахитовая, состоящая главным образом из ортоклаза. Нефелиниты слагают туфы и лавы мощностью от 4 до 116 м. Они, как правило, сильно замещены и окрашены в темные зеленоватые тона. Состоят из нефелина, клинопироксена, оливина, рудного минерала и стекловатого базиса, чаще всего развиты не первичные минералы, а псевдоморфозы вторичных продуктов. Нефелин распознается по характерным таблитчатым, близким к квадратным сечениям зерен. Им сложена основная масса, а также часть вкрапленников. Иногда в основной массе наряду с нефелином развивается замещенный лейцит, занимая до 30 % ее объема; такие породы относятся уже к нефелиновым лейцититам — более редким разновидностям щелочных пород.

Из группы щелочно-ультраосновных пород в Припятской впадине встречаются анкаратрит-пикриты и лимбургиты. Анкаратрит-пикриты содержат 5–7 % нефелина, остальное — клинопироксен; в подчиненном количестве — оливин и рудные. В основной массе много полуразложившего стекла. Для лимбургитов характерны стекловатые структуры и преимущественное развитие оливина во вкрапленниках.

Следует отметить, что трахибазальты не столь широко распространены в Припятской впадине, как в Днепровско-Донецкой. Обычно они обладают порфировой структурой с вкрапленниками пироксена и оливина. Основная масса состоит из андезина, клинопироксена, магнетита и хлорит-кальцитовых агрегатов.

В большинстве перечисленных пород клинопироксен приближается по составу к эгирин-авгиту либо титанавгиту, оливин представлен хризолитом с 14–18 % железистого компонента. Среди полевых шпатов преобладают

плагиоклаз, ортоклаз, анортотоклаз, альбит. Главными породообразующими минералами щелочных базальтоидов являются нефелин, лейцит и эгирин-авгит. Из акцессорных минералов наиболее распространены в вулканитах титаномагнетит, сфен, апатит, из вторичных — анальцит, натролит, кальцит.

К геохимическим особенностям вулканических пород относится их высокая щелочность, повышенное содержание титана и некоторая обедненность кальцием. В породах отмечаются повышенные количества ниобия, циркония, лантана — характерных элементов щелочных ассоциаций. Петрохимически вулканиты Припятской впадины близки щелочным породам Маймеча-Котуйской провинции и отнесены к щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации [166]. Последняя характерна для периодов активизации платформенных областей, сопровождающихся выплавлением наиболее глубоких магм.

Донбасс

Магматическая деятельность Донбасса была сложней, разнообразней и длительней, чем в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах, что связано с многоэтапной геологической историей развития этого региона. Начавшись в девоне, вулканизм прослеживается вплоть до юры, однако мы кратко охарактеризуем лишь девонский цикл, отвечающий рифтогенному периоду. Согласно Н.В.Бутурлинову [33, 37], в Донбассе установлены три этапа магматической деятельности: доскладчатый среднепалеозойский, складчатый позднепалеозойский и послескладчатый мезозойский. Доскладчатый среднепалеозойский отвечает заложению и развитию единого Припятско-Днепровско-Донецкого рифта с общим для всей структуры магматизмом, который является предметом наших исследований. В позднепалеозойское время Донбасс как самостоятельное звено прежней рифтовой системы вступил в стадию субгеосинклинального развития с автономным вулканизмом.

Магматизм рифтогенного этапа соответствует в основном позднему девону, хотя значение его абсолютного возраста колеблется от 300 до 365 млн. лет [72]. Он проявился в виде вулканогенной и гипабиссальной фаций. Вулканогенными образованиями сложен преимущественно волновахско-еланчикский базальтоидный комплекс в юго-западной части Донбасса, гипабиссальными — очень интересный и разнообразный покрово-киривский комплекс щелочных пород. Толеит-базальтовый комплекс, который выделил Н.В.Бутурлинов [37] главным образом по материалам переходной зоны от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине, отнесен к платформенному этапу, сменившему рифтогенный. Пользуясь теми же материалами и данными по всей Днепровско-Донецкой впадине, где толеит-базальтовый вулканизм проявился шире, мы пришли к мнению, что он не завершает, а предшествует этапу рифтогенного магматизма и частично сопровождает его.

Волновахско-еланчикский базальтоидный комплекс залегает среди девонских отложений в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом. Он занимает определенное стратиграфическое положение

и выделен в антонтарамскую свиту – $D_2-D_3^{at}$ [71]. Вулканогенные породы слагают сложный покров мощностью 300–350, максимумом 500 м, протягивающийся в виде полосы длиной примерно 60 км при ширине 6–8 км в бассейне р. Мокрая Волноваха. В покрове преобладают лавы основного и переходного к ультраосновному составов, чередующиеся с количественно подчиненными вулканокластическими породами. Вся вулканогенная толща в значительной мере эпигенетически изменена, альбитизирована. Наряду с эффузивами в ней встречаются дайки и малые штоки базальтов, лимбургитов, трахитов [129].

Вулканическая деятельность развивалась в основном на суше и в незначительной мере на дне неглубокого моря. Это были главным образом трещинные излияния, однако в ряде случаев установлены центральные вулканы с сохранившимися реликтами построек [104].

Среди пород преобладают оливиновые и щелочные базальты, отчасти согендалиты (анкарамиты), лимбургиты, авгититы. Средние и кислые породы (трахиты, риолиты) составляют меньшинство. Характерно, что пирокластические продукты развиты в подчиненном количестве, слагая не более 30 % объема комплекса [103]. Они представлены агломератовыми туфами основного состава, изредка кислого.

Оливиновые базальты – плотные тонкозернистые породы, нередко порфировой структуры и миндалекаменной текстуры. Вкрапленники сложены клинопироксеном, оливином, реже плагиоклазом, в основной массе преобладают клинопироксен, плагиоклаз, магнетит, титаномagnetит, с постоянной примесью вторичных хлорита, эпидота, карбоната, серицита. В щелочных базальтах обязательно присутствие анальцима, фельдшпатидов, в лимбургитах возрастает общее содержание мафических минералов и характерны стекловатые структуры основной массы. Трахиты – светлоокрашенные породы порфировой структуры, сложенные главным образом калиевым полевым шпатом и одним из мафических – клинопироксеном или роговой обманкой. Последние, как правило, замещены псевдоморфозами хлорита и карбоната.

Плагиоклазы в породах в значительной мере альбитизированы, калиевый полевой шпат представлен анортитом и санидином, оливин – хризолитом с 15 % железистого компонента, клинопироксен – титанавгитом. По нефелину развиваются канкринит, натролит, томсонит [35].

Специфической чертой химического состава пород является повышенное содержание в них калия, магния, и в особенности титана. Из редких элементов породы наиболее обогащены ниобием, цирконием, редкими землями, тогда как никель и хром отвечают, примерно, кларку.

По составу пород, их петрохимическим особенностям и структурному положению волновахско-еланчикский комплекс отнесен к оливин-базальтовой (трахибазальтовой) формации континентов [37, 129].

Покрово-киреевский комплекс щелочных пород представлен штокообразными телами малинитов, нефелиновых сиенитов, многочисленными

дайкама тингуаитов, микросиенитов, тефрифенолитов и лавами пикритов, авгититов, лимбургитов. Эти породы прорывают эффузивную антонтарамскую свиту, а их обломки встречаются в базальных конгломератах нижнего карбона [91]. С данным комплексом тесно связана кимберлитоподобная формация [73, 76].

Характерно, что покрово-киреевский комплекс приурочен к пересечению региональных тектонических нарушений. Все фациальные разновидности слагающих его пород имеют резко повышенную щелочность и одинаковую геохимическую специализацию в отношении редких и рассеянных элементов, прежде всего ниобия, циркония, фосфора, редких земель и бария [39]. Предполагается, что формирование комплекса произошло в несколько фаз с чередующимися внедрением гипабиссальных тел и излиянием эффузивов, тесно связанных между собой генетически.

Наиболее распространенными породами комплекса являются малиньиты, ювиты, нефелиновые сиениты, авгититы, пикриты и эруптивные брекчии смешанного базальт-трахитового состава [27, 143]. В их сложении участвуют санидин, анортоклаз, нефелин, псевдолейцит, эгирин-авгит, титанавгит, биотит, щелочной амфибол, кальциевый ринколит, сфен. Для всего комплекса характерна флюоритовая и редкометалльная минерализация. Изучение метасоматической околорудной зональности, связанной с флюоритовыми рудами, показало, что процесс происходил в условиях низкотемпературного околотрещинного метасоматоза при понижающейся кислотности растворов [143]. При этом во вмещающих магматических породах широко проявилась ортоклазизация.

Щелочные породы покрово-киреевского комплекса отнесены к самостоятельной формации щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных пород, в которой в качестве субформации выделены кимберлитоподобные породы, имеющие много сходных геохимических черт [73, 76]. Последние образуют трубчатые тела, выполненные брекчиями ультраосновных пород, среди которых выделены оливиниты, пироксениты, перидотиты. Цементом служит карбонат-хлорит-серпентиновое вещество. Размер обломков 0,5–20 см, иногда до 50 см. Среди минералов определены оливин-хризолит, титанавгит, диоксид, магнетит, хромшпинелиды, микроильменит, гранат альмандин-пиропового состава, флогопит и биотит. В протоlochках дополнительно обнаружены перовскит, циртолит, хромит, анатаз, пирохлор [74]. Алмазы в коренных породах не были встречены, отдельные обломки их найдены в древнем аллювии каменноугольного возраста совместно с пиропами [102]. Предполагается, что источником их были эруптивные брекчии щелочно-ультраосновного состава, так называемые кимберлитоподобные породы позднедевонского возраста.

Воронежская антеклиза

Среди девонских отложений юго-востока Воронежской антеклизы развиты базальты, которые, по-видимому, имеют связь с процессом общего рифтогенеза и являются магматическими образованиями плечей Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта.

Базальты встречены на шести площадях на глубине 17–230 м от поверхности (мамоновские) и 220–400 м (казанские, мигулинские и др.), занимающая площадь в 1860 км² с общим объемом примерно 73 км³ [41, 43]. Первая примесь вулканогенного материала отмечена в ястребовском горизонте нижнефранского подъяруса, однако массовые излияния базальтов произошли несколько позже – в позднефранское время. По положению в стратифицированных толщах выделены лавы петинского и евлановско-ливенского горизонтов, отвечающие двум фазам позднефранского вулканизма. Проявление максимального вулканизма совпало с моментом максимального воздымания региона предположительно на границе средне- и позднефранского времени.

Морфологически базальтовые тела имеют вид покровов более-менее изометричной формы. По-видимому, они связаны с вулканическими центрами извержений, которые находились в узлах пересечения разломов. Центры распознаются по развитию лавобрекчий и крупнообломочных туфов, а также по куполовидному характеру кровли. Излияние базальтов происходило в континентальных условиях, так как под базальтовыми покровами находятся континентальные толщи петинского горизонта и среди эффузивов нет подушечных лав.

Базальты довольно однообразны по составу и структурам. Это главным образом порфировые миндалекаменные породы, которые состоят из плагиоклаза-лабрадора (35–34 %), авгита (35–55), оливина, обычно замещенного (1–7), палагонита (4–20), рудных (5–12 %) [42]. Из рудных обычно титаномагнетит и ильменомангнетит, из вторичных, кроме палагонита, широко развиты идингсит, цеолиты, карбонаты, хлорит, халцедон, селадонит. Авгит имеет состав: $\text{En}_{33-39}\text{Fs}_{18-25}\text{Wo}_{38-44}$; оливин относится к гортонолиту – $\text{Fa}_{65}\text{Fo}_{35}$ [45].

Из петрохимических особенностей следует отметить низкую степень дифференцированности описываемых базальтов, несколько повышенное содержание TiO_2 , MgO и пониженное FeO , K_2O . Характерно также повышенное содержание В, Cu , Ta , в два-три раза превышающие соответствующие кларки, в то время как содержание Ni , Ba , Cr , Sr , Nb в два раза меньше кларковых.

По петрохимическим показателям базальты Воронежской антеклизы относятся к толеитовому типу [67] и входят в состав позднедевонской трапповой формации. Предполагается, что выплавление соответствующих магм происходило на глубине 70–85 км [41].

Глава II. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

1. МИНЕРАЛО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Описанные нижняя и верхняя эффузивно-пирокластические толщи Днепровско-Донецкой впадины, выделенные по возрастному принципу и используемые в практике нефтепоисковых геологических работ, имеют не только определенный стратиграфический уровень, но площадную привязку и некоторые отличия вещественного и фациального составов. По местоположению, особенностям состава, строению, возрасту и соотношению с вмещающими породами они отнесены нами к двум различным магматическим комплексам: белоцерковскому и черниговскому. Белоцерковский комплекс соответствует нижней эффузивно-пирокластической толще, черниговский — верхней.

Кроме того, широко развитые в пределах всей впадины дайки и малые тела диабазов, габбро-диабазов выделены в третий самостоятельный комплекс, которому ввиду его повсеместности трудно было дать название по географической привязке и оставлено наименование "дайковый".

Черниговский комплекс развит преимущественно на Брагинско-Черниговском выступе, наряду с базальтами содержит много разновидностей среднего и кислого составов, туфы и лавы в нем играют примерно одинаковую роль, способ образования — вулканы центрального типа, время формирования — позднефаменское.

Белоцерковский комплекс распространен на Белоцерковском выступе и в северной прибортовой зоне впадины. Сложен преимущественно пикритовидными и базальтовыми разновидностями в виде пирокластических образований с резко подчиненным количеством лав. Формирование его происходило главным образом в позднефранскую эпоху. Третий, дайковый, комплекс прост по составу, распространен повсеместно в регионе и имеет отличный от первых двух комплексов способ образования в виде внедрений малых порций расплава в различного рода трещины земной коры. Вероятно, он образовывался в течение всего позднего девона.

Систематизация минерало-петрографического и петрохимического материала по данным комплексам послужила основой для дальнейшего сравнения и формационного анализа магматических образований региона.

Черниговский комплекс

В его составе установлены эффузивные, пирокластические и кислые разновидности примерно с равным соотношением двух первых фаций и подчиненным значением третьей. Среди лав определены базальты, мелафиры, анкарамиты, 28

анальцимовые базальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахиты и риолиты.

Наиболее распространенным и определяющим типом лав являются базальты. Это однообразные по составу и структуре породы темно-серого до черного цвета, макроскопически афанитовые, плотной или миндалекаменной текстуры. Под микроскопом устанавливаются афировые, нечетко порфировые, иногда стекловатые структуры. Во вкрапленниках развиты клинопироксен, псевдоморфно замещенный оливин, реже плагиоклаз-лабрадор. Клинопироксен образует идиоморфные, правильно ограниченные призмы чуть желтоватой и сиреневой окраски. В замещенных породах по нему развиваются карбонат-хлоритовые и монтмориллонитовые агрегаты. Свежий оливин чрезвычайно редок, однако его присутствие распознается по характерным разрезам, заполненным серпентином и монтмориллонитом.

Основная масса чаще всего раскристаллизованная, микрофитовая или интерсертиальная, сложенная клинопироксеном, плагиоклазом, магнетитом, мелкими зернами замещенного оливина. В виде примеси в ней встречается калиевый полевой шпат и отдельные чешуйки рыжевато-красного биотита, указывающего на повышенную щелочность базальтов.

Миндалекаменные текстуры характерны для базальтов, они свидетельствуют о первоначальной насыщенности магм газами. Форма миндалин самая разнообразная: округлая, овальная, амебообразная. Полости их выполнены карбонатом, хлоритом, анальцимом, монтмориллонитом, палагонитом, а кое-где пронизаны тонкими иглами апатита. Иногда насыщенность миндалинами столь велика, что структура приобретает пузыристый характер, а порода становится шлакообразной. В ней, как правило, стекло участками раскристаллизовано, имея в общем темный красновато-серый цвет за счет обильного наполнения рудным веществом.

Базальты со стекловатой структурой основной массы (гиалобазальты) имеют порфировые структуры и нередко гломеропорфировые скопления вкрапленников. В участках раскристаллизации стекла различимы магнетит, лейсты плагиоклаза, клинопироксен.

С увеличением количества мафических минералов породы переходят в анкарамиты. В них примерно 80–85 % объема породы приходится на клинопироксен, оливин и магнетит, а плагиоклаз имеет явно подчиненную роль. Эти породы близки к пикритам, но по химическому составу относятся к базальтовой группе.

Часто в составе комплекса встречаются анальцимовые базальты, в которых анальцим выполняет миндалины, замещает основную массу и иногда вкрапленники плагиоклаза. В этих породах нередки пилотакситовые и гиалопилитовые структуры со значительным содержанием стекла. Среди лав основного состава распространены кластолавы трахибазальтов, в которых обломки образованы анальцимовым базальтом, пикритобазальтом, оливиновым миндалекаменным базальтом, гиалобазальтом. Цементом служит также базальт, только иной структуры. В обломочной части различимы

отдельные осколки моноклинного пироксена, оливина, плагиоклаза, магнетита. Эти породы обычно плотнее туфов, они как бы более надежно сцементированы лавами и более крупнообломочные с величиной отдельных обломков до 150—200 мм. Очевидно, они возникли на месте или вблизи вулканических центров девонских вулканов. :

С увеличением числа вкрапленников плагиоклаза базальты переходят в трахиандезитобазальты и трахиандезиты. Нужно отметить, что щелочной характер этих пород улавливается лишь по данным химических анализов и не проявляется в минералогическом составе. Очевидно, присутствующее во всех породах остаточное полурасложенное стекло при раскристаллизации могло дать ряд щелочных минералов, прежде всего калиевый полевой шпат. В андезитах исчезает из состава вкрапленников оливин, часты невадитовые структуры, для которых характерно возрастание фенокристов до 50 %. Вкрапленники иногда сбиваются в гломеропорфировые скопления, где кроме плагиоклаза присутствуют клинопироксен, сфен, апатит, магнетит, карбонат. Размер плагиоклазовых таблиц варьирует от 2 до 10 мм, они четко сдвойникованы, нередко зональны. В зависимости от интенсивности вторичных процессов плагиоклаз бывает либо пятнисто замещен хлоритом, каолинитом, либо нацело разложен в смесь карбоната, каолинита, адуляра. Основная масса — андезитовая, сложенная войлоком плагиоклазовых лейст, округлыми зернами пироксена и насыщенным рудной пылью стеклом. Встречаются также пилотакситовые, гиалопилитовые разновидности структур. В андезитах много апатита, иногда он окрашен в розовый цвет с заметным плеохроизмом и близок подолиту.

Среди андезитов встречаются стекловатые разновидности — гиалоандезиты. Они имеют порфировую структуру за счет идеально правильных таблиц плагиоклаза, которые погружены в замещенное палагонитом и монтмориллонитом стекло. Кое-где в нем просматриваются микролиты полевого шпата, отдельные зерна клинопироксена и сфена. Иногда гиалоандезиты встречаются в виде лавобрекчий. В них различные по структуре и размеру обломки гиалоандезитов сцементированы стеклом, сохранившим следы течения, оттекания обломков.

Трахиты пользуются широким распространением среди вулканитов. Ввиду значительной замещенности они назывались ортофирами, однако по современной номенклатуре магматических пород [110], не выделяющей палеотипные разновидности, они соответствуют трахитам. Это хорошо раскристаллизованные породы розово-красного цвета, порфирового сложения, обычно с небольшим количеством фенокристов плагиоклаза, калиевого полевого шпата и разложенных мафических минералов. Судя по формам разрезов это был пироксен, в настоящих породах превращенный в смесь хлорита, карбоната, магнетита. Основная масса трахитовая, иногда бостонитовая. Калиевый полевой шпат в ней окрашен в красноватый цвет за счет пелита и образует достаточно крупные в 0,2x0,02 мм лейсты, в промежутках которых накапливаются хлорит, апатит, магнетит, иногда плагиоклаз-альбит в виде узких

мелких лейст. Плаггиоклаз во вкрапленниках в той или иной мере замещен, в редких свежих зернах представлен андезин-лабрадором № 40–50. В красно-вато-буром пелитизированном калиевом полево-шпате имеются пертитовые прорастания.

Риолиты (или кварцевые порфиры) характерны только для данного комплекса и являются типоморфными образованиями. Имеют порфировую структуру и раскристаллизованную основную массу. Вкрапленники сложены идиоморфными таблицами калиевого полевого шпата, зернами кварца, и в меньшей мере хлоритизированными мафическими. Нередко калиевый полево-шпат представлен прозрачным санидином, имеющим малый отрицательный угол оптических осей ($-$) $2V = 28-32^\circ$. Количество вкрапленников невелико, а в фельзитах уменьшается до нуля. Встречаются также типично перлитовые разности, в которых хорошо выражены скорлуповато-овальные центры раскристаллизации стекла. Для основной массы характерна микропойкилитовая структура, при этом калиевый полево-шпат образует удлиненные идиоморфные таблички, наполняющие более крупные зерна ксеноморфного кварца. В риолитах наблюдаются флюидальные текстуры, иногда очень тонкие, плейчатые, свидетельствующие о вязкости лавы и магматогенном характере кислых дифференцитов. В виде акцессорной примеси встречаются ортит, ксенотим, магнетит.

Широкое развитие пирокластических продуктов — одна из особенностей девонского вулканизма впадины. В составе черниговского комплекса встречаются туфы основные, средние, реже кислые, кристаллолитокластические, значительно замещенные слюдами и карбонатом. Размер обломков варьирует от 0,1 до 200 мм. Базальтовые туфы в основном литокластические, сложенные обломками разнообразных по структуре базальтов, сцементированных пеплом, альбит-карбонатным и хлоритовым веществом. Обломки имеют неправильно-округлую, изогнутую форму, иногда напоминают закрученные бомбочки, реже представлены осколками кристаллов пироксена, плаггиоклаза. Среди разновидностей базальтов, слагающих обломочную часть туфов, преобладают полнокристаллические микрофитовые разности, но встречаются также полустекловатые шлаковидные базальты, весьма насыщенные пустотами. Последние обычно выполнены хлоритом, альбитом, кальцитом, а стекло превращено в непрозрачную массу тонких слюд и гидроксидов железа.

Андезитовые туфы — более редкие образования, чем базальтовые туфы. Обладают литокластической псефитовой структурой. В обломках развиты андезиты с хорошо выраженной пилотакситовой либо андезитовой структурой основной массы. Встречаются немногочисленные обломки плаггиоклазов. Как правило, туфы замещены минералами пропилитовой ступени метасоматоза, иногда превращены во вторичные кварциты (скв. Довжик-1).

Трахитовые туфы имеют кристаллолитокластическую структуру. Обломки представлены различными по структуре и степени разложения породами существенно калиево-полевошпатового состава и осколками калиевого по-

левого шпата, реже плагиоклаза. Часть из них интенсивно замещена гидроксидами железа и имеет красно-бурый цвет. В других отчетливо видны следы течения и даже расщепления на концах, в третьих характерна сферолитовая или трахитовая структура. В качестве цемента служит каолинизированное пепловое вещество, насыщенное рудной пылью.

Туфы риолитов встречаются реже, они обычно мелкообломочные, пепловые. По структурным особенностям в обломках удается различить риолиты с кварцем во вкрапленниках и микропойкилитом в основной массе, афировые фельзиты, фельзиты со сферолитовой структурой и, наконец, дациты, в микропойкилитовой массе которых развиты отдельные лейсты плагиоклаза. Цементированы обломки красноватым пеплом и мелкими осколками стекла.

В разрезах вулканогенного девона нередки туфы смешанного состава, в которых обломки представлены осколками кристаллов плагиоклаза, калиевого полевого шпата, а также породами кислого и основного составов. Основные породы относятся к ряду базальтовых, сильно замещенных разностей с микроофитовой и интерсертальной структурой основной массы. Кислые — к риолитам, сильно гематитизированным стеклам и трахитам с характерным трахитовым рисунком структуры. Микроскопически кислые обломки розовые, а обломки базальтовых пород темно-зеленые, зеленовато-серые, и это придает туфам пеструю окраску.

Жильная фация описываемого комплекса представлена диабазами, реже спессартитами и сиенитами.

Диабазы исключительно однородны по минерало-петрографическому составу, своим офитовым среднезернистым структурам, свидетельствующим о гипабиссальных условиях кристаллизации. Главными порообразующими минералами диабазов являются клинопироксен и плагиоклаз, рудными — титаномагнетит, ильменит, аксессуарными — сфен, апатит. Из вторичных широко развиты хлорит, пренит, кальцит, эпидот, альбит, пирит. Соотношение минералов, %: плагиоклаз 45—55, клинопироксен 35—40, рудные 3—5, вторичные 5—15. По мере усиления замещенности пород содержание вторичных минералов возрастает, вплоть до образования типичных пропилитов.

Спессартиты — меланократовые зеленовато-серые породы среднезернистой, иногда порфировой структуры, массивной текстуры. Вкрапленники образованы керсутитом, изредка клинопироксеном и плагиоклазом. Основная масса, имеющая типичную лампрофировую структуру, сложена плагиоклазом, керсутитом и рудными минералами, среди которых различимы титаномагнетит, ильменит, пирит. Много в породе апатита, хлорита, эпидота, альбита, кальцита.

Содержание клинопироксена во вкрапленниках колеблется от 0 до 8—19 %. При заметном его количестве образуются единиты — более основные разности лампрофиров. Амфибол развит в виде длинных шестоватых кристаллов, пятнисто окрашенных в бурый цвет и в краях переходящих

в актинолит. Оливин псевдоморфно замещен хлорит-кальцит-тальковыми псевдоморфозами. Общее содержание мафических минералов около 50 % объема породы.

Сиениты — серые, иногда розово-серые, от крупно- до среднезернистых. Рисунок структуры определяется удлиненно-таблитчатыми, почти призматическими кристаллами полевых шпатов размером 0,3х4 мм, сросшихся napодбие офитовых структур. Содержание мафических минералов колеблется от 8 до 15 %. Представлены они оранжево-красным керсутитом, отчетливо сиреневым зональным титанавгитом. Много в породе скелетного магнетита (1—2 %) и апатита. Полевые шпаты сильно замещены: калиевый полевой шпат пелитизирован, альбитизирован, плагиоклаз превращен в смесь альбита, пренита, цоизита.

Белоцерковский комплекс

Представлен главным образом обломочными образованиями, реже маломощными лавами базальтов, авгититов, нефелинитов, трахитов, фонолитов. В грубообломочных кластолавах обломки и цементирующая масса сложены лавами щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного состава. Породы всегда в той или иной мере замещены вторичными продуктами. Среди обломков определены щелочные базальты, авгититы, меймечиты, нефелиниты, лейцититы, фонолиты, трахиты, слюдяные пикриты, глубинные полнокристаллические ювиты, ийолиты, мельтейгиты, карбонатиты, метаморфические породы типа эклогитов, гнейсов.

Встречаемые в составе комплекса базальты и анальцимовые базальты петрографически не отличимы от аналогичных пород черниговского комплекса. В трахитах, имеющих порфиоровое сложение, калиевый полевой шпат и альбит играют примерно одинаковую роль. Такие породы прежде относились к кератофирмам. В них не сохраняются первичные мафические минералы, лишь развиты псевдоморфозы карбоната в смеси с флюоритом, лейкоксеном и бурыми оксидами железа. Структура основной массы трахитовая.

Авгититы — наиболее распространенные породы, слагающие не только обломки, но и маломощные потоки лав, имеют порфиоровую структуру, где вкрапленники образованы авгит-диопсидом, титаномагнетитом и в основной массе присутствуют пироксен и магнетит. Структура основной массы призматически-зернистая. Встречаются бурый гранат (меланит), апатит, идеальные разрезы замещенного нефелина. Много в основной массе анальцима, шабазита, хлорита, кальцита, в виде примеси развит красный биотит. Изредка встречаются округлые миндалины, выполненные хлоритом и кальцитом. Их развитие подчеркивает эффузивную природу данной породы.

В пикритах наряду с пироксеном во вкрапленниках развит замещенный оливин, а основная масса полустекловатая, обогащенная пироксеном, рудным минералом и хлоритизированным нефелином.

Меймечиты характеризуются порфиоровой структурой с оливином в виде вкрапленников, изредка клинопироксеном. Основная масса состоит из

призм пироксена, идиоморфного магнетита, примеси анальцима, биотита, калиевого полевого шпата и хлоритизированного стекла. Оливин в краях замещен ярко-рыжим боулингом, по трещинкам — бирюзовым селадонитом, центральные части зерен — светлые прозрачные; составляет около 30 % породы.

Иногда встречаются витрофировые порфиновые породы типа лимбургита. Вкрапленники сложены серпентинизированным оливином и свежим авгитом, в основной массе присутствует коричневатое стекло; наполненное микролитами клинопироксена и рудной пылью. Кое-где наблюдаются пустоты, выполненные анальцимом.

Фонолиты — редкие породы, которыми в скв. Петrivцы-5 сложены крупнообломочные туфы мощностью около 250 м, кое-где перемежающиеся с лавами. Обломки представлены нефелиновыми и лейцитовыми фонолитами. Это порфиновые породы с микротрахитоидной, участками микролитовой основной массой. Вкрапленники сложены очень свежим прозрачным санидином, густо окрашенным зеленым эгирин-авгитом, идиоморфным сфеном и замещенными нефелином, реже лейцитом. Два последних минерала определяются по характерным сечениям зерен: квадратные, гексагональные разрезы нефелина замещены анальцимом, восьмиугольные, нередко округлые разрезы лейцита — смесью анальцима и ортоклаза с зонально расположенными включениями. В более мелких зернах встречаются магнетит и гаюин с характерными темными ободками в краях. В основной массе различимы микролиты альбита, лейсты калиевого полевого шпата, анальцим, магнетит, апатит и сфен в виде правильных мелких табличек, замещенных лейкоксеном.

Среди фойдитовых пород встречаются нефелиниты и лейцититы. В нефелинитах главным салическим минералом является идиоморфный в квадратных и гексагональных разрезах нефелин, в лейцититах — лейцит. Обычно минералы замещены анальцимом в смеси с либнеритом и распознаются по своим характерным сечениям зерен. Мафическая часть породы представлена эгирин-авгитом, заметно окрашенным в зеленый цвет, плеохроирующим.

Изредка встречающиеся в обломках разности глубинных пород представлены ийолитами, ювитами, пироксенитами. Структуры пород полнокристаллические, равномернозернистые, гипидиоморфнозернистые. В ийолитах присутствуют нефелин и эгирин-авгит, содержащиеся почти в равных количествах. В ювитах среди салической части различимы нефелин и калиевый полевой шпат, темноцветный минерал тот же — эгирин-авгит. Породы значительно обогащены сфеном, магнетитом, апатитом, меланитом.

Пироксениты — практически мономинеральные породы, состоящие из клинопироксена и незначительной примеси керсутита, красновато-бурого лепидомелана. В них содержится много титаномагнетита (3—5 %).

Среди пород белоцерковского комплекса широко развиты туфы. Они обладают псевдитовыми или псаммитовыми структурами. Как правило, сильно разложены, замещены вторичными продуктами, что вызывает характерную сизую синевато-зеленую окраску пород.

В связи с интенсивным замещением минералов более точная диагностика туфов щелочно-ультраосновных пород затруднительна. Иногда удается выделить агглютинаты, фонолитовые, тефритовые, нефелинитовые туфы, эруптивные брекчии, карбонатитовые туфы.

Туфы щелочно-ультраосновных пород имеют обычно литокластическую и кристаллолитокластическую структуру. Обломки пород представлены различными по структуре разностями, среди которых отмечаются авгититы, анальцимовые базальты, меланефелиниты, пикритовые порфириты. В виде обломков кристаллов встречаются зеленый эгирин-авгит, магнетит, хлорит, кальцит, лейкоксенизированный сфен, анальцит. Цементом служит зелено-вато-бурый пепел, состоящий из стекла, осколков клинопироксена, реже оливина, замещенного монтмориллонитом, анальцима, псевдолейцита, апатита, магнетита. Стекло повсеместно замещено тонкочешуйчатым хлоритом, нередко с примесью анальцима и адуляра. Кое-где процесс столь интенсивен, что адуляр не только развивается в цементе, но выполняет пустоты и замещает обломки пород.

Изредка встречаются кристалловитрокластические туфы щелочно-ультраосновного состава, в которых обломки представлены главным образом пемзой и значительно разложенным непрозрачным пузыристым стеклом. Многочисленные пустоты выполнены анальцимом. Обломки сцементированы кальцитом.

К разновидностям основных туфов относятся агглютинаты, встреченные в скв. Леяки-500. Они представлены агломератовыми палагонитовыми темно-зелеными породами литовитрокластической псефитовой структуры, плотной вязкой текстуры. Крупные обломки (30–100 мм), составляющие около 15 % объема пород, сложены базальтами, реже кластолавами, ороговикованными аргиллитами, пятнистыми карбонатитами. Мелкие обломки (3–5 мм) состоят исключительно из замещенного стекла, обнаруживающего следы спекания и ориентированного уплотнения. Эти обломки – лопилли слагают около 70 % объема породы и сцементированы белым кальцитом.

В шлифах агглютинат имеет вид “персидских тканей” за счет ярко-зеленой, нередко зональной окраски замещенных обломков стекла, имеющих рогульчатую или угловатую форму. Стекло разложено в палагонит с последующим переходом в хлорит и монтмориллонит. Иногда в центре обломков развиваются анальцит с кальцитом. Среди мелких обломков в туфах встречаются грязно-желтый гранат, магнетит и калиевый полевой шпат. Связующей массой являются пепловые частицы стекла, полевых шпатов, кальцита. Очевидно за счет раскристаллизации стекла образуются значительные массы анальцима. Более редки в цементе чешуйки хлорита, изометрические зерна пирита, магнетита.

Фонолитовые туфы характеризуются преимущественным развитием в обломках фонолитов, сцементированных пеплом. Последний состоит из остроугольных, рогульчатых обломочков хлоритизированного стекла, осколков кристаллов нефелина, альбита, калиевого полевого шпата, сфена, магнетита. Связующей массой служит анальцит.

Иногда встречаются тефритовые туфы, имеющие литокластическую структуру. Среди пород различимы стекловатые разности, которые в виде вкрапленников содержат замещенный слюдами нефелин, плагиоклаз-лабрадор и эгирин-авгит. Много магнетита. В цементе туфов в больших количествах развиты анальцит с хлоритом.

Нефелинитовые туфы — породы литокластической структуры, сложенные зеленоватоокрашенными обломками нефелиновых пород, сцементированных пепловой бурой массой. В обломках различимы нефелиниты четко порфировой структуры с крупными таблицами псевдоморфно замещенного нефелина, меланефелиниты, до 75 % обогащенные эгирин-авгитом, тонкозернистые ийолиты. В буром пепле много оксидов железа, хлорита, кальцита, осколков авгита, магнетита.

Эруптивные брекчии описаны в скв. Белоцерковская-232 в инт. 2155—2220 м. Это пирокластические породы псефитовой структуры с угловатыми обломками эффузивов и пород фундамента. Содержание чуждого материала составляет 30—50 % объема пород. К нему относятся обломки гранат-биотитовых гнейсов и отдельных минералов — кварца, микроклина, биотита, гроссуляра, серицитизированного плагиоклаза. Обломки сильно замещенных эффузивных пород сложены нефелиновым базальтом, нефелинитом, мелафиром, ийолитом. Обломки сцементированы бурым, сильно разложившим пеплом, в составе которого различимы карбонат, хлорит, адуляр.

Карбонатитовые туфы встречены во впадине в единственном случае в скв. Леяки-500 на глубине 5000 м. Вскрытая часть разреза девона представлена снизу вверх: в инт. 5625—5400 м аргиллитовой, в инт. 5400—5060 м пирокластической и, наконец, в инт. 5060—4060 м мощной терригенно-вулканогенной толщей с базальтовыми лавами. По возрасту обе вулканогенные толщи отвечают фаменскому ярусу и будучи разделенными между собой аргиллито-песчанниковой пачкой мощностью 300 м, вероятно, связаны с двумя подфазами фаменского вулканизма.

Карбонатиты входят в состав пирокластической толщи, которая, очевидно, сформировалась в результате эксплозивной деятельности зарождающегося вулкана. В нижней ее части отмечено развитие ксенотуфов, состоящих из обломков вулканических, метаморфических и осадочных пород, выше — агломератовых витрокластических (палагонитовых) туфов и далее карбонатных туфов мощностью около 100 м. Заканчивается толща базальтовыми туфами.

Многие исследователи [100, 101, 229] считают наличие карбонатитов характерным признаком вулканизма рифтовых зон, поэтому мы попытались как можно шире изучить их минералогический и химический составы, а также изотопный состав углерода. Карбонатитовые туфы имеют агломеративную структуру и пеструю окраску. Светло-серые до розовых обломки средней величины 10—20 мм, максимально 50—80 мм, погружены в темно-серую, почти черную цементирующую массу. Форма обломков угловатая, неправильная, без признаков окатанности. Сложены они кальцитом,

отчасти ангидритом, а также различными породами: карбонатитами, альбититами, основными эффузивами.

Карбонатиты в обломках — это равномернозернистые породы полосчатой текстуры, состоящие на 80—90 % из кальцита с примесью полевых шпатов, диопсида, хлорита, анатаза, пирита, магнетита и очень редко сфена, граната, апатита, ангидрита.

Цементирующая масса туфов под микроскопом обнаруживает обломочное сложение. Самые крупные практически мономинеральные обломки ее (1—3 мм) состоят из кальцита, ангидрита, пирита, реже альбита, карбоната, замещенного базальта. В еще более мелких до 0,8 мм обломках наряду с кальцитом встречаются калиевый полевой шпат, альбит, хлорит, гранат, апатит, биотит. Тончайший агрегат цемента кроме перечисленных минералов содержит пирит, сфен, голубой хлорит, кварц (рис. 5).

Мономинеральные карбонатные обломки представлены кальцитом ($n_o = 1,657$; $n_e = 1,486$), иногда доломитом ($n_o = 1,679$; $n_e = 1,502$), ангидритовые — сложены короткопризматическими кристаллами ангидрита, имеющего $n'_g = 1,612$, $n'_p = 1,570$ и дифрактограмму: 0,347 (10) — 0,282 (7) — 0,231 (5) — 0,219 (5) — 0,186 (5) — 0,164 (9) (нм). В ряде обломков наблюдаются октаэдрические кристаллы перовскита, окрашенные в буроватый цвет и замещенные псевдоморфозами монтмориллонита.

Валовый химический состав данных туфов обнаруживает значительные колебания в зависимости от характера обломков и общей замещенности пород (табл. 3). Полосчатые карбонатиты, образующие обломки в туфах, характеризуются минимальным содержанием SiO_2 и максимальным CaO . Они, по-видимому, отвечают первичному карбонатитовому расплаву, застывшему на глубине. Интересно отметить, что подобные карбонатитовые обломки встречаются и в палагонитовых туфах наряду с обломками разложенного стекла и основных пород.

Присутствующие в туфах минералы: кальцит, доломит, альбит, ангидрит, калиевый полевой шпат, хлорит, биотит, диопсид, сфен, анатаз, пирит, халькопирит, перовскит, апатит, гранат, кварц — свойственны типичным карбонатитам [100]. Исключение составляет ангидрит, который в изученных туфах играет заметную роль, а в типичных карбонатитах встречается в качестве примеси. Геологическое положение описываемых туфов в разрезе вулканической толщи (они залегают на палагонитовых туфах и перекрываются базальтовыми) дает право предполагать их генетическую близость. Характерно, что в палагонитовых туфах присутствуют обломки карбонатитов, а в карбонатитовых туфах — палагонитовые обломки, что можно рассматривать как свидетельство существования сложного карбонатно-силикатного расплава.

Среди вулканокластических пород, кроме туфов, встречаются туффиты, в которых содержится значительная примесь терригенного материала (до 50 %). Как правило, туффиты среднеобломочные псаммитовые или гравийные. Угловатые обломки преимущественно сложены андезитами, трахитами,

Таблица 3. Химический состав карбонатитовых туфов, %

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 24,84 | 24,46 | 24,54 | 19,10 | 36,62 | 10,76 | 13,38 |
| TiO ₂ | 0,73 | 0,36 | 0,40 | 0,29 | 0,95 | 0,27 | 0,26 |
| Al ₂ O ₃ | 7,64 | 6,89 | 7,01 | 5,38 | 11,46 | 4,82 | 3,89 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,47 | 3,36 | 3,43 | 3,30 | 2,53 | 1,57 | 1,06 |
| FeO | 2,51 | 1,04 | 1,15 | 1,11 | 1,69 | 1,76 | 1,26 |
| MnO | 0,26 | 0,17 | 0,24 | 0,18 | 0,15 | 0,20 | 0,20 |
| CaO | 23,73 | 27,73 | 28,52 | 33,16 | 21,53 | 37,30 | 43,22 |
| MgO | 3,96 | 2,35 | 3,96 | 3,10 | 0,12 | 5,94 | 1,24 |
| K ₂ O | 0,69 | 0,24 | 0,69 | 0,43 | 0,22 | 0,14 | 0,21 |
| Na ₂ O | 1,75 | 2,16 | 1,55 | 1,55 | 6,19 | 0,43 | 1,09 |
| H ₂ O ⁻ | 0,61 | 1,33 | 0,54 | 0,56 | 0,37 | 1,02 | 0,26 |
| П.п.п. | 5,62 | 0,82 | 2,54 | 2,48 | 1,02 | 2,82 | 4,16 |
| CO ₂ | 13,16 | 14,46 | 15,37 | 20,49 | 16,61 | 27,67 | 28,03 |
| SO ₃ | 8,37 | 13,24 | 6,86 | 6,44 | Сл. | 4,26 | 1,69 |
| P ₂ O ₅ | 0,20 | 0,16 | 0,14 | 0,17 | 0,17 | 0,08 | 0,06 |
| S _{np} | 1,54 | 1,55 | 1,71 | 0,96 | 0,12 | 0,47 | 0,27 |
| Cl | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,08 | 0,18 | 0,11 | 0,08 |
| Сумма | 100,09 | 100,32 | 98,39 | 98,79 | 99,75 | 99,51 | 100,36 |

Примечание. Анализы 1—4 — карбонатитовые туфы; 5 — альбитизированный карбонатитовый туф; 6, 7 — карбонатитовые обломки в туфах. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, аналитики Ж.М.Шлаен, Б.А.Грabcак.

базальтами, а также алевролитами, известняками, аргиллитами. Они цементированы тонкозернистой ожелезненной массой.

В стратифицированных толщах туффиты трудно отличимы от вулканогенного материала. За счет разрушения первичного вулканогенного материала. За счет размыва щелочно-ультраосновных пород образуются туфопесчаники, весьма обогащенные магнетитом. В породах отчетливо выражена слоистость, зерна более-менее окатаны. Кроме магнетита присутствуют полевые шпаты, хлорит, кварц, пироксен, апатит, анатаз, кальцит, изредка обломки эффузивов. Цемент монтмориллонитовый, участками карбонатный. Помимо туфопесчаников известны туфоалевролиты, туфоаргиллиты и туфогравелиты, в которых содержание вулканогенного переотложенного материала не превышает 40—50 %.

Гипабиссальными дериватами щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной магмы описываемого комплекса являются жилы щелочных сиенитов, камитонитов, мончикитов и эссекситов.

Щелочные сиениты макроскопически ничем не отличаются от сиенитов черниговского комплекса: та же крупнозернистая равномернoзернистая структура с идиоморфными таблицами полевых шпатов, образующих как бы каркас породы. Размер таблиц 0,5x3 мм, размер зерен мафических минералов в среднем 0,1 мм, на их долю приходится 7—12 % породы. Щелочные сиениты сложены главным образом калиевым полевым шпатом (75 %),

анальцимом (5–15 %), ярко-красным биотитом, авгитом, эгирином, из аксессуарных – сфеном, апатитом. Вторичные минералы, кроме анальцима, представлены хлоритом, клиноцоизитом, кальцитом.

Камптониты – меланократовые темно-зеленые породы порфиридной структуры с многочисленными крупными (0,5–0,8 см) вкрапленниками авгита, керсутита, замещенного оливина. Основная масса достаточно крупнозернистая (0,6–1 мм), сложенная обильным призматически-зернистым керсутитом, авгитом, магнетитом, альбитизированным плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Она интенсивно замещена смесью пренита, эпидота и слюды, среди которых различимы хлорит, каолинит, донбассит. Внутренние части пренитовых масс нередко выполнены галитом, который придает породам значительную вязкость и сопротивляемость при ударе.

В псевдоморфозах по оливину различается светло-зеленый монтмориллонит, в котором рассеяны многочисленные изометричные зернышки буровато-желтого граната размером в среднем 0,02 мм. Они собраны в цепочки вдоль трещин отдельности или образуют кайму во внутреннем контуре бывшего оливинового зерна. По данным микрорентгенометрического анализа гранат относится к андрадиту. В породе много тонких игл апатита, пронизывающих ее во всех направлениях.

Мончикиты характеризуются отчетливо порфириной структурой, при этом вкрапленники сложены исключительно мафическими минералами – керсутитом, авгитом, серпентинизированным оливином и магнетитом. Последние два минерала образуют более мелкие генерации вкрапленников. В основной массе много идиоморфных зерен того же состава с примесью красного биотита, полевых шпатов. Здесь же широко распространены пятнистые массы вторичных минералов, среди которых различимы серпентин, хлорит, пренит, карбонат (рис. 6).

Эссекситы – наиболее меланократовые породы, состоящие из темноцветных минералов (60–75 %). Имеют крупнозернистую основную массу с зернами размером 2–3 мм и неясно порфириную структуру. Вкрапленники сложены свежим авгитом, керсутитом, биотитом, серпентинизированным оливином. В основной массе кроме этих минералов содержатся магнетит, плагиоклаз, обильные вторичные продукты (донбассит, монтмориллонит, хлорит, эпидот). Данные породы приближаются к ультраосновным, в них часты серпентин-асбестовые прожилки с примесью мелкого граната. Присутствие 10–15 % плагиоклаза и разнообразие мафических минералов свидетельствуют о переходном типе этих пород, родственных мончикитам.

Дайковый комплекс

Представлен дайками диабазов, имеющими широкое развитие в девонских отложениях и кедроках солянокупольных структур. Последние детально изучены и описаны Л.Г.Бернадской [19].

Диабазы – плотные темноокрашенные зеленовато-серые породы, равнозернистые с зернами размером 0,1–2 мм и соответственно со структу-

рами от мелко- до крупнозернистых. Реже встречаются порфиновые и афанитовые структуры. Диабазы, как правило, замещены вторичными продуктами и свежие разности — долериты — чрезвычайно редки. Нами они встречены в скв. Леляки-100, Среднев-213, Мрин-1, Борковка-15, Радченки-151.

Минеральный состав диабазов включает клинопироксен, плагиоклаз, рудные, в подчиненном количестве оливин, роговую обманку, биотит, хлорит, пренит, карбонат, апатит, изредка кварц, калиевый полевой шпат, тальк, клиноцоизит. Клиннопироксен и плагиоклаз составляют главную массу породы, их содержание колеблется в пределах 75—90 %, однако количество клинопироксена резко убывает в случае интенсивного замещения пород, в частности при галитизации диабазов. В этом случае интерстиции плагиоклазовых таблиц равномерно заполняются галитом, очевидно, развивающимся на месте выщелоченного клинопироксена. Для диабазов характерны офитовые, реже интерсертальные и порфиновые структуры. В зависимости от колебаний минерального состава и структурных особенностей среди них выделяются долериты, протеробазы, конгадиабазы, диабазовые порфириты и габбро-диабазы.

Во всех разновидностях плагиоклаз образует беспорядочно сросшиеся удлиненные таблицы размером 0,2 — 2 x 0,02 — 0,3 мм. Представлен основной разновидностью — андезин-лабрадором № 46—70, в центре зерен и в порфиновых выделениях — битовнитом № 78—90. Имеет четко выраженное двойниковое строение по альбитовому и карлсбадскому законам, иногда обладает нечеткой зональностью. При замещении пород плагиоклаз одним из первых раскисляется и переходит в альбит № 3—9, при этом в нем пятнами накапливаются вторичные продукты: сосюрит, хлорит, кальцит, пренит, реже эпидот, цоизит.

Клиннопироксен присутствует в виде ксеноморфных, слегка окрашенных в буроватый, иногда сиреневатый цвет зерен, заполняющих промежутки плагиоклазовых таблиц. Размер зерен 0,1 — 1 мм в поперечнике, по составу клинопироксен отвечает субкальциевым авгитам. Частично замещается уралитовой роговой обманкой, в краях хлоритизирован, незначительно биотитизирован.

Изредка встречаются сильно амфиболизированные диабазы, в которых весь клинопироксен переходит в лучистый актинолит, имеющий $(-)\ 2V = 75^\circ$, $c \wedge N_g = 15^\circ$, $N_g - N_p = 0,028$. В редких разновидностях диабазов — протеробазах наблюдается первичная роговая обманка. Она окрашена в бурый цвет, содержит обильные акцессорные (apatит и магнетит) и не зависит от развития клинопироксена. В краях бурая роговая обманка переходит в голубоватый амфибол типа рибекита, что связано с повышенной щелочностью постмагматических растворов.

Среди рудных минералов наиболее распространен титаномагнетит, образующий крупные (0,3—1,5 мм) идиоморфные, нередко скелетные кристаллы, равномерно распределенные в диабазе. В них наблюдаются игольчатые, узкопластинчатые вроски ильменита, переходящего кое-где в лейкоксен.

В массе породы различаются также пирит, халькопирит, магнетит, пирротин, которые развиваются спорадически в связи с гидротермальной переработкой пород. Оливин — редкий минерал диабазов и, более того, практически всегда оказывается замещенным гомоосевыми псевдоморфозами хлорита или монтмориллонита. Встречен свежим в долеритах скв. Леляки-100, где по оптическим константам ($n_g' = 1,702 - 1,707$, $n_m' = 1,680$, $n_p' = 1,671 - 1,676$, $(-)$ $2V = 85^\circ$) определен как хризолит.

Кварц и калиевый полевой шпат образуют микрографические сростки в конга-диабазов. Они выполняют интерстиции плагиоклазовых таблиц, которые представлены андезином № 40–48. Общая структура конга-диабазов афитовая, в них отмечается обильное развитие тонких игл апатита.

В случае интенсивного замещения диабазов появляются такие минералы, как пренит, эпидот, изредка клиноцоизит, тальк, совместно с хлоритом, кальцитом, кварцем, альбитом (стадия пропилитизации). Бесцветный пренит частично или полностью замещает плагиоклаз, образует прожилки в виде радиально-лучистых агрегатов и сплошных зернистых масс. Имеет совершенную спайность, отрицательное удлинение, $(+)$ $2V = 64^\circ$. Эпидот наблюдается в альбитизированных участках в виде мелких неправильных лимонно-желтых зерен. Клиноцоизит имеет вид узких бесцветных призм, косо гаснущих с синими аномальными цветами интерференции. Хлорит широко распространен в чешуйчатых, иногда сферолитовых агрегатах. Развивается по клинопироксену и плагиоклазу, либо в интерстициях зерен, где, очевидно, замещает стекло.

Из аксессуарных минералов постоянно присутствует апатит в виде бесцветных призм и игл. Много, особенно в замещенных диабазов, сфена, который, возможно, частично образуется за счет ильменита и титаномагнетита и является вторичным минералом.

Сильно замещенные породы с ясно выраженной порфировой структурой относятся к диабазовым порфиритам. В мелкозернистой основной массе различимы обычные для диабазов минералы: плагиоклаз, реликтовый клинопироксен, амфибол, биотит, рудные, хлорит, карбонат, лейкоксен и апатит. В роли вкрапленников выступают плагиоклаз, клинопироксен, замещенный хлоритом оливин.

Габбро-диабазов сложены гипабиссальные тела типа малых штоков: Переходовский, Исачковский, Тыщенковский и др. Они характеризуются среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой с невысоким идиоморфизмом плагиоклаза. Зерна клинопироксена по размерам почти не уступают плагиоклазовым, более-менее изометричны и отчасти уралитизированы. Плагиоклаз замещен соссюритом, кое-где пятнами накапливаются эпидот, хлорит, кальцит.

Сравнение петрографических особенностей черниговского и белоцерковского комплексов, сложенных эффузивно-пирокластическими породами, показывает, что несмотря на общность некоторых типов пород — оливиновых базальтов, анальцимовых базальтов, трахитов, основных туфов и др.

Таблица 4. Минеральный состав вулканитов

| Комплекс | Минералы | | |
|----------------|-----------------------|----------------|----------------|
| | Породообразующие | Акцессорные | Вторичные |
| Черниговский | Клинопироксен | Титаномагнетит | Хлорит |
| | Оливин | Апатит | Монтмориллонит |
| | Плаггиоклаз | Ильменит | Гидрослюда |
| | Анортоклаз | Титанит | Каолинит |
| | Санидин | Циркон | Пирофиллит |
| | Биотит | Франклинит | Донбассит |
| | Анальцим | | Эпидот |
| | Кварц | | Пренит |
| Белоцерковский | Клинопироксен | Титаномагнетит | Пирит |
| | Оливин | Апатит | Халькопирит |
| | Плаггиоклаз | Гранаты | Халькозин |
| | Анортоклаз | Перовскит | Гематит |
| | Керсутит | Хромпикотит | Ангидрит |
| | Биотит | Муассанит | Барит |
| | Анальцим | Титанит | Кальцит |
| | Нефелин | | Доломит |
| | Лейцит | | Галит |
| Дайковый | Клинопироксен | Титаномагнетит | Актонолит |
| | Плаггиоклаз | Магнетит | Клиноцоизит |
| | Оливин | Ильменит | Тальк |
| | Роговая обманка | Апатит | Сидерит |
| | Биотит | Титанит | |
| | Кварц | | |
| | Калиевый полевой шпат | | |

имеются отличия, которые можно считать типоморфными. Так, авгититы, меймечиты, нефелиниты, фонолиты, карбонатитовые туфы присущи только белоцерковскому комплексу, риолиты — черниговскому. В первом преобладают пирокластические разности и в ряде разрезов коэффициент explosивности поднимается до значения 80–90, тогда как в черниговском комплексе он обычно равен 40–50, что свидетельствует о значительно большей насыщенности магм белоцерковского комплекса летучими компонентами.

По времени образования белоцерковский комплекс более ранний, отвечающий формированию нижней эффузивно-пирокластической толщи, что прослеживается как на Белоцерковском выступе, так и в северной прибортовой зоне. Черниговский комплекс, отвечающий, как правило, позднефаменской фазе вулканизма, формировался позже, за исключением крайней северо-западной части впадины, где известны случаи двучленного строения комплекса (скв. Ладинка-231, Олишевка-239) и где, вероятно, происходило перманентное излияние лав в течение всего позднего девона.

В составе вулканитов определено около 60 минералов [150], причем при скромном числе породообразующих видов отмечается большое разнообразие вторичных минералов (табл. 4). Это связано с широким развитием

постмагматических процессов, что привело к полному разложению таких первичных минералов, как нефелин, лейцит, значительному замещению оливина, полевых шпатов и усложнило сопоставление минерального состава вулканических комплексов. Одинаковые вторичные минералы развиваются в породах всех комплексов. Их ассоциации прежде всего зависят от интенсивности метасоматических процессов при условии близкого состава исходных пород, поэтому они не распределены по комплексам, как это сделано в отношении породообразующих и акцессорных минералов.

Среди последних многие минералы являются "сквозными" для описываемых комплексов, другие имеют значение типоморфных, однако далеко не для всех удалось получить необходимую информацию ввиду трудности выделения мономинеральных фракций и ограниченности kernового материала.

Из числа породообразующих минералов наибольшую информацию несут пироксены, которые составляют около 40 % объема основных пород и являются наиболее стойкими к разложению. Среди них установлены исключительно моноклинные разновидности, что типично для рифтовых зон и связано, по-видимому, с тем, что в щелочных магмах не осуществляется реакция образования ортопироксена за счет взаимодействия оливина с кремнекислотой [296]. Точными методами удалось выделить три разновидности клинопироксенов: субкальциевые авгиты, диопсид-авгиты и редко встречающиеся эгирин-авгиты [150, 151]. Субкальциевые авгиты развиты в породах черниговского комплекса, диопсид-авгиты — белоцерковского.

Субкальциевые авгиты и диопсид-авгиты обладают близкими оптическими и химическими свойствами, что затрудняет выделение чистых минеральных видов. Субкальциевые авгиты характеризуются следующими константами: $n_g' = 1,714-1,728$, $n_m' = 1,701-1,711$, $n_p' = 1,697-1,706$, $(+2V) = 50-62^\circ$; $c \wedge N_g = 36-45^\circ$; параметры элементарной ячейки (нм): $a = 0,98$, $b = 0,89$, $c = 0,50$; $\beta = 105^\circ 49'$. Диопсид-авгиты: $n_g' = 1,708-1,716$, $n_m' = 1,687-1,690$, $n_p' = 1,679-1,683$, $(+2V) = 55-60^\circ$, $c \wedge N_g = 42-48^\circ$; параметры элементарной ячейки (нм): $a = 0,98$, $b = 0,89$, $c = 0,53$, $\beta = 106^\circ 01'$.

Пересчеты химических анализов показывают, что диопсид-авгиты отличаются высоким содержанием диопсидового минала (75–81 %) при небольшом количестве геденбергитового компонента (3–11 %) и малой железистости (10,6–19,8). Для субкальциевых авгитов содержание диопсидового минала уменьшается до 64–72 %, соответственно увеличиваются количество геденбергитового компонента (до 9–20 %) и железистость (до 23,2–37,9). Магнезиальность $Mg/Mg + \Sigma Fe$ диопсид-авгитов равна 0,79–0,89 в отличие от субкальциевых авгитов — 0,62–0,76, что указывает на более высокие температуры кристаллизации первых.

По своему химизму клинопироксены впадины аналогичны клинопироксенам Восточно-Африканского рифта (табл. 5). В частности, диопсид-авгиты близки клинопироксенам серии калиевых щелочных пород, которые являются наиболее высокотемпературными. Температурный интервал кри-

Таблица 5. Средний состав клинопироксенов вулканитов, %

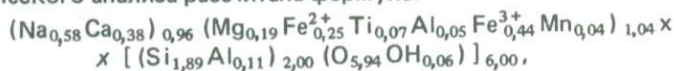
| Оксиды | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | |
|--------------------------------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|
| | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| SiO ₂ | 50,32 | 0,51 | 49,23 | 0,59 | 51,03 | 1,42 | 50,17 | 3,37 | 49,88 | 2,28 |
| TiO ₂ | 1,60 | 0,24 | 1,15 | 0,17 | 0,89 | 0,51 | 2,57 | 0,98 | 1,63 | 0,97 |
| Al ₂ O ₃ | 1,79 | 0,44 | 3,58 | 0,91 | 3,45 | 2,15 | 4,90 | 2,31 | 4,11 | 2,78 |
| Σ FeO | 5,39 | 0,92 | 10,32 | 2,61 | 13,92 | 8,23 | 7,08 | 1,44 | 11,65 | 4,59 |
| MgO | 16,32 | 0,49 | 14,89 | 0,64 | 9,43 | 5,31 | 13,12 | 1,87 | 11,60 | 2,60 |
| CaO | 23,55 | 1,17 | 19,61 | 1,46 | 19,47 | 5,32 | 21,71 | 2,45 | 21,08 | 1,44 |
| Na ₂ O | 0,45 | 0,17 | 0,42 | 0,14 | 2,49 | 2,31 | 0,67 | 0,14 | 0,74 | 0,20 |
| Сумма | 100,06 | | 100,27 | | 101,50 | | 100,33 | | 100,34 | |
| n | 12 | | 4 | | 11 | | 11 | | 11 | |

Примечание. Днепровско-Донецкая впадина: 1 — диопсид-авгиты белоцерковского комплекса, 2 — субкальциевые авгиты черниговского комплекса. Восточно-Африканский рифт: 3 — клинопироксены из серии натриевых щелочных пород, 4 — из серии калиевых щелочных пород, 5 — из серии пород умеренной щелочности [17].

таллизации пород этой серии 1200–1400 °С и выше [180]. Субкальциевые авгиты по составу сходны с клинопироксенами пород умеренной щелочности, у которых $T_{\text{том}}$ первичных включений в минералах равна 930–1260 °С.

В пироксенах магматических пород нередко обнаруживается в незначительных количествах вода, входящая в минералы, вероятно, в форме гидроксильной группы [12, 150, 248]. Исследование содержания и распределения микроэлементов в клинопироксенах показало [159], что в диопсид-авгитах, по сравнению с субкальциевыми авгитами, накапливается больше Ti, Zr и меньше Mn, Y, Cr, V. Анализы валового состава газов мономинеральных проб клинопироксенов указывают на присутствие $H_2 = 0,013–0,031 \text{ см}^3/\text{г}$ и $CO = 0,003–0,011 \text{ см}^3/\text{г}$, что свидетельствует о восстановительном характере флюидов в момент кристаллизации клинопироксенов.

Эгирин-авгит встречается в виде удлиненно-призматических кристаллов размером 1,5–2 мм, составляющих 8–10 % объема пород. В шлифах окрашен в травяно-зеленый цвет с плеохроизмом и абсорбцией $N_p > N_m > N_g$. Оптические константы минерала: $n_g' = 1,770–1,776$, $n_m' = 1,759–1,765$, $n_p' = 1,740–1,744$, $(-)\ 2V = 76–82^\circ$, $c \wedge N_p = 15^\circ$. По результатам единственного химического анализа рассчитана формула:



которая отображает появление значительных количеств N_a в восьмерной координации и Fe^{3+} в шестерной. В переводе на минеральный состав минерала имеет вид, %: эгирин — 60, диопсид — 20, геденбергит — 20.

Оливин, несмотря на свою распространенность в эффузивно-пирокластических породах впадины, редко наблюдается незамещенным (рис. 7). Это иногда реликты зерен среди серпентиновых и монтмориллонитовых псевдоморфоз, в которых оптическими методами определяется хризолит,

либо порфиновые вкрапленники меланократовых пород. Свежие оливины изучены из мелафира скв. Седнев-310 и из меймечита скв. Васильевская-1 (Припятская впадина). Их свойства оказались идентичными: $n_g' = 1,696-1,704$, $n_m' = 1,674-1,679$, $n_p' = 1,657-1,663$, $(-)\ 2V = 85-88^\circ$, что отвечает хризолиту с содержанием 17–18 % фаялитового минала [117].

По химическому анализу рассчитана кислородным методом формула $(Mg_{1,49}Fe_{0,33}Mn_{0,01}Ca_{0,04}Al_{0,08})_{1,95}[Si_{0,94}Al_{0,06}]_{1,00}O_4$, подтверждающая хризолитовый состав оливина с 18 % фаялитового минала. По сравнению с хризолитами Восточно-Африканского рифта в нем несколько завышены содержания CaO и Al_2O_3 [150]. По содержанию остальных оксидов изученный минерал наиболее близок к оливинам щелочных серий.

Полевые шпаты наравне с клинопироксенами являются главными породообразующими минералами вулканитов, составляя 30–60 % пород. Они представлены щелочными полевыми шпатами и плагиоклазами, большей частью альбитизированными и пелитизированными. Щелочные полевые шпаты развиты в лейкократовых породах – трахитах, риолитах, где их порфиновые выделения иногда достигают 10–20 мм, а в основной массе – 0,1–0,3 мм. Представлены анортоклазом с $n_g' = 1,528-1,531$, $n_m' = 1,525-1,529$, $n_p' = 1,521-1,523$, $(-)\ 2V = 71-74^\circ$. В отдельных случаях в риолитах встречаются вкрапленники прозрачного таблитчатого санидина, имеющего $n_g = 1,527$, $N_m = 1,526$, $n_p = 1,521$, $(-)\ 2V = 28-32^\circ$. Судя по малому углу $2V$, он относится к “высокой” разновидности, находящейся в равновесии с высокотемпературными щелочными калиевыми растворами магм.

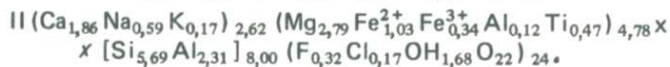
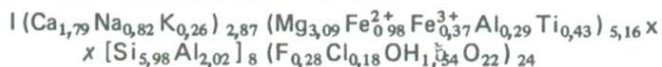
По данным химических анализов и рентгенограмм [150], состав анортоклаза в миналах выражается – $or_{16}ab_{80}an_4$.

Плагиоклазы входят в состав основной массы трахиандезитов, базальтов, фонолитов, образуют вкрапленники в трахиандезитобазальтах, трахиандезитах и являются главной фельзитической составляющей диабазов, долеритов. Размер порфиновых вкрапленников обычно не превышает 10–20 мм, лейст основной массы – 0,1 мм. В шлифах свежие хорошо сдвойникованные плагиоклазы редки, чаще они пятнисто замещены хлоритом и каолинитом, реже анальцитом, а подчас оказываются полностью разложившимися в смесь карбоната, каолинита и хлорита. Изредка встречаются зональные вкрапленники. Состав плагиоклазов колеблется в зависимости от порядка кристаллизации и степени замещенности. Вкрапленники, если они не затронуты процессом разложения, всегда более основные, чем лейсты в основной массе. Первые представлены лабрадор-битовнитом № 62–90, лейсты – андезин-лабрадором № 40–60. Сдвойникованы плагиоклазы по двум законам: альбитовому и карлсбадскому, иногда сложному альбит-карлсбадскому. При замещении плагиоклазы альбитизируются, образуя минералы переходного состава. Мономинеральные фракции плагиоклазов, как правило, содержат значительную долю замещенных зерен, что определяет их более кислый химический состав, колеблющийся от андезина $ab_{65}an_{33}$ до практически чистого альбита $ab_{93}an_6$. Присутствие более основных разностей химическим анализом не устанавливается.

Амфиболы в вулканических породах распространены незначительно и представлены керсутитом, изредка обыкновенной роговой обманкой. Первый является породообразующим минералом жильных щелочных сиенитов, камптонитов, мончикитов белоцерковского комплекса, второй спорадически встречается в диабазах.

Керсутит образует достаточно крупные выделения размером 5–8 мм и частично слагает основную массу, где размер его зерен не превышает 0,6–1 мм. Очень часто они тесно прорастают галитом, что находится в связи с общей засоленностью жильных пород, как правило, залегающих в соленосных толщах. При изучении шлифов отмечается, что чаще всего галит приурочен к периферии керсутитовых зерен, разъедает их, превращая края в ажурные (рис. 8). Иногда галит совместно с хлоритом выполняет микротрещинки в керсутите, а в интерстициях основной массы развивается вместе с анальцимом, хлоритом, пренитом. Морфология зерен галита, тесная ассоциация со вторичными минералами указывает на позднюю кристаллизацию его в стадию постмагматического замещения, в то время как керсутит, образующий призматические идиоморфные вкрапленники, одним из первых выделяется из расплава. Он окрашен в ярко-красный цвет с плеохроизмом от темно-красного по N_g до оранжевого по N_p , имеет $n_g = 1,708$, $n_m = 1,706$, $n_p = 1,682$, $c N_g = 12-18^0$, $(-)\ 2v = 84^0$. Определенные рентгенометрическим способом параметры элементарной ячейки равны (нм): $a_0 = 0,992$, $b_0 = 0,1811$, $c_0 = 0,532$; $\beta = 105^0 52'$.

Кристаллохимические формулы керсутита



В данных образцах количество Ti не превышает 0,47, однако заметно увеличено содержание Mg, являющегося характерным элементом минералов глубинного генезиса. Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} низкое, приблизительно отвечающее 1:3, что присуще керсутитам в отличие от базальтической роговой обманки. Следует отметить также значительное содержание летучих OH, F, Cl, достигающее значения 2 в формульной единице, причем F и Cl – характерные летучие компоненты щелочных расплавов.

Обыкновенная роговая обманка окрашена в зеленый цвет с плеохроизмом по N_g – буровато-зеленая, по N_m – зеленая и по N_p – желтовато-зеленая. Оптические константы минерала такие: $n_g' = 1,685$, $n_m' = 1,680$, $n_p' = 1,660$, $(-)\ 2V = 75-77^0$, $c N_g = 17-18^0$. Полученная рентгенограмма характеризуется следующими главными линиями (нм): 0,312 (8) – 0,270 (10) – 0,216 (7) – 0,1640 (5) – 0,1507 (7) – 0,1434 (9) – 0,1295 (6) – 0,1080 (6) – 0,1048 (9).

Для вулканитов характерна разнообразная аксессуарная минерализация. В породах белоцерковского комплекса встречаются хромпикотит, перов-

скит, гранаты, муассанит; в породах черниговского — франклинит, циркон; общими для всех трех комплексов являются титаномагнетит, апатит, титанит.

Титаномагнетит присутствует практически во всех разновидностях пород эффузивно-пирокластического состава. Его содержание составляет от 1–3 % в базальтах, до 7–10 % в анкараритах, авгититах и некоторых диабазов, где он приобретает значение породообразующего минерала. Встречается титаномагнетит в парагенезисе с клинопироксеном, керсутитом, биотитом, ильменитом и хромитом. Его кристаллы достигают размера 1–2 мм, образуя вкрапленники базальтов, чаще в виде мелких идиоморфных зерен (0,1–0,2 мм), рассеянных в основной массе породы.

Параметры элементарной ячейки титаномагнетитов из щелочно-ультраосновных пород, рассчитанные по восьми дебаеграммам, изменяются в небольших пределах — 0,8392 — 0,8394 (нм), что свидетельствует о незначительных колебаниях в их составе содержаний TiO_2 и невысокой степени окисленности [245]. Содержание титана в составе минерала повышено [150], что позволяет относить их к титаномагнетитам.

Намечаются существенные отличия между составом титаномагнетитов в породах черниговского и белоцерковского комплексов. Магнетиты первого содержат заметно повышенное количество титана, связанное с увеличением содержания ильменита за счет окисления ульвешпинелевого компонента. В свою очередь, титаномагнетитам белоцерковского комплекса свойственны повышенные концентрации $FeO+Fe_2O_3$ и незначительно MgO и MnO , входящих, вероятно, в состав магнезиоферритового и марганцеферритового компонентов.

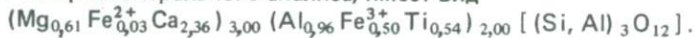
Наличие парагенетических ассоциаций магнетит — шпинель и ильменит — гематит позволило использовать титаномагнетит в качестве геотермометра [193]. Нанесенные на диаграмму соотношения ильменита и гематита, а также магнетита и шпинели, при учете содержания титана в магнетите, показывают, что формирование магнетита в породах белоцерковского комплекса происходило при давлении кислорода $1 \cdot 10^{-10}$ — $1 \cdot 10^{-8}$ Па и температуре 1000–1100 °С. В породах черниговского комплекса температуры составляли 930–980 °С при давлении кислорода $1 \cdot 10^{10}$ — $1 \cdot 10^{11}$ Па.

Титаномагнетиты содержат целый ряд элементов-примесей, причем для белоцерковского комплекса отмечаются повышенные содержания Mg , Ni , Co , Mn и пониженные Ti , V , Cr , Zn . Индикаторные соотношения Ti/V , Ni/Co , Ti/Mg для них составляют 271, 4,7, 6,8, а для титаномагнетитов черниговского комплекса соответственно — 68, 15,1, 24,2.

Гранаты, распространенные акцессорные минералы вулканитов белоцерковского комплекса, представлены двумя типами: альмандин-пиропом и гроссуляр-андрадит-титанандрадитом. Ярко-оранжевый, бледно-розовый, сиреневый альмандин-пироп образует неправильные зерна размером 0,2–0,6 мм с корродированной поверхностью. В его составе содержание альмандинового компонента колеблется от 52 до 65 %, пиропового

от 20 до 35 %, остальное приходится на спессартит и гроссуляр. По своему химическому составу и физическим свойствам альмандин-пироп из палагонитового туфа скв. Леляки-500 аналогичен гранатам из кимберлитоподобных пород зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом [76].

Из ряда гроссуляр-андрадит — титанандрадит интерес представляет титанандрадит (меланит), содержание которого подчас достигает 2 %. Он встречается в виде идиоморфных ромбододекаэдрических кристаллов черного цвета, в шлифах красно-бурых. Химическая формула, рассчитанная по данным микроспектрального анализа, имеет вид

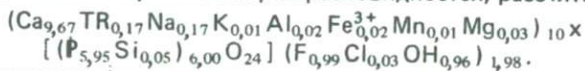


Меланит в некоторых кластолавах и туфах наряду с оливином и клинопироксеном образует порфиновые выделения, при этом достаточно идиоморфные, что свидетельствует о его первичномагнетическом генезисе. Этот минерал характерен для щелочных магм.

Интенсивное постмагматическое замещение эффузивно-пирокластических пород привело к образованию в них гранатов ряда гроссуляр-андрадита, развившихся по полевым шпатам. Кристаллы андрадита ромбододекаэдрические либо округло-изометричные, иногда имеют хлорит-эпидотовое непрозрачное ядро и слабую анизотропию, $n = 1,844$, $a_o = 0,12033$ нм. Гроссуляр нередко анизотропен, $n = 1,765$, $a_o = 0,11966$ нм.

Апатит встречается практически во всех разновидностях пород всех комплексов, особенно в диабазах, базальтах, щелочно-ультраосновных кластолавах. По морфологическим признакам зерен выделены три разновидности апатитов, которые различаются своими свойствами и составом: это изометричные оплавленные, коротко- и длиннопризматические зерна. Первые развиты в кластолавах щелочно-ультраосновного состава, вторые — в ультраосновных и основных породах обеих формаций, третьи — во всех типах пород. Оплавленные зерна имеют $n_o = 1,633-1,635$, $n_e = 1,630-1,632$; короткопризматические — $n_o = 1,636-1,638$, $n_e = 1,634-1,636$; длиннопризматические — $n_o = 1,640-1,642$, $n_e = 1,653-1,638$, что отвечает в первом случае фторапатиту, а во втором и третьем — гидроксилфторапатиту [286]. Преимущественное содержание фтора и гидроксила в составе апатитов подтверждено рентгенометрическими данными [150].

По результатам химического анализа мономинеральной пробы апатита, представляющей смесь первой и второй разновидностей, рассчитана формула



Большое содержание фтора и малое количество хлора в данном минерале свидетельствуют о значительной глубине его образования [252].

Апатиты содержат массу первичных расплавных включений, в газовой составляющей которых преобладает $\text{CO} = 19$ см³/кг. Наиболее высокие температуры гомогенизации (более 1400 °С) определены в фторапатитах Белоцерковского комплекса, а в гидроксилapatитах черниговского комп-

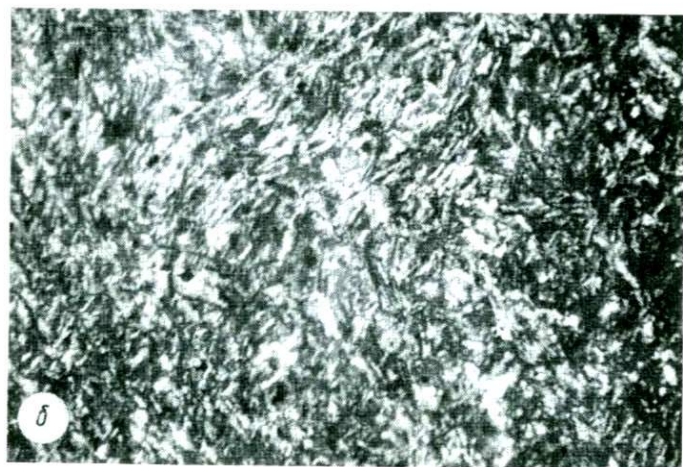
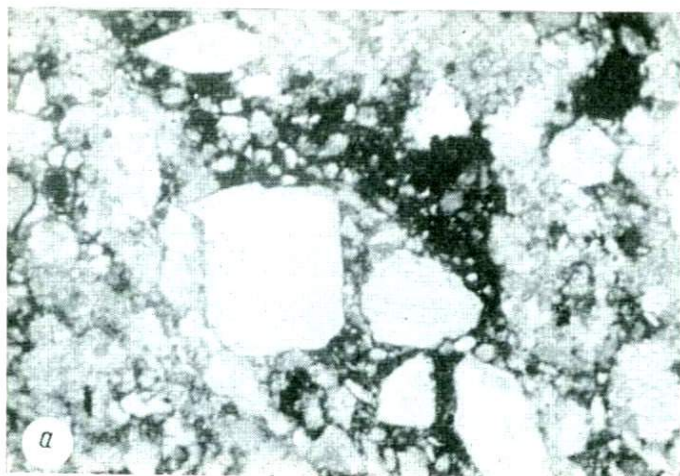


Рис. 5. Карбонатитовый туф (а, б), скв. Леяки-500. Ник. ||, ув. 150

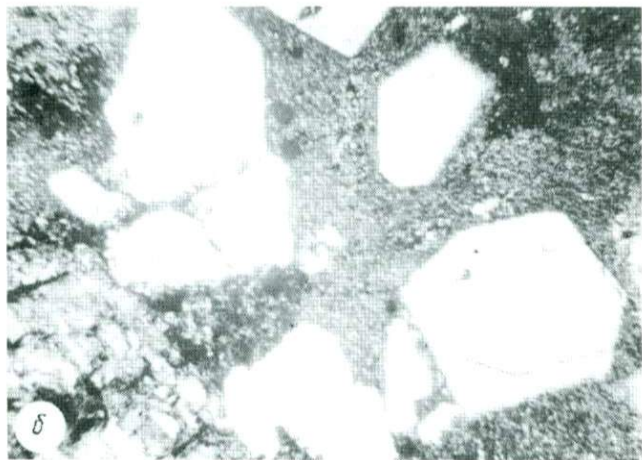


Рис. 6. Мончикит (а, б), скв. Григоровская-1. Ник. ||, ув. 100

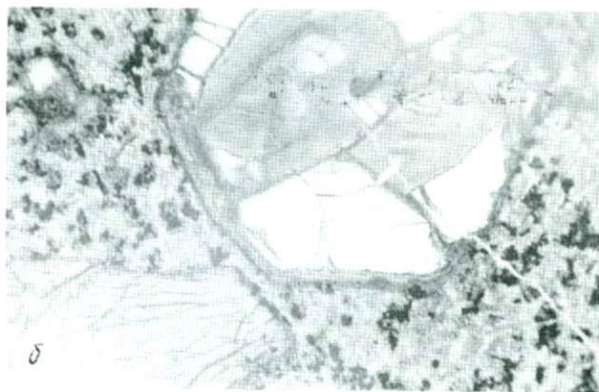


Рис. 7. Оливин (а, б), замещенный частично хлоритом, скв. Кинашевка-1. Ник. ||, ув. 200

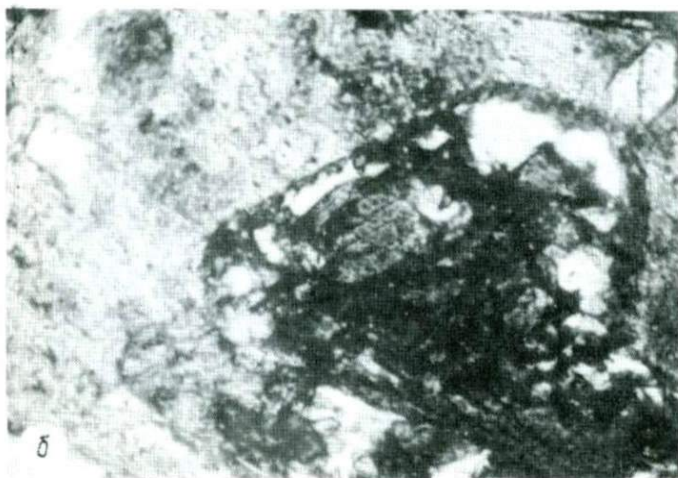
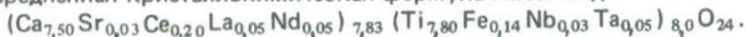


Рис. 8. Кристаллы керсутита (а, б), замещенные галитом, скв. Григоровская-1. Ник. ||, ув. 200

лекса — 980–1000 °С [150]. Снижение температуры, вероятно, вызвано частичной заменой в составе минерала F на OH, что связано с общим обогащением расплавов водой по мере развития магматического процесса.

Перовскит — типоморфный аксессуарный минерал пород белоцерковского комплекса. Встречается в обломках пикритов, пироксенитов, меймечитов, ийолит-мельтейгитов, образуя октаэдрические кристаллы размером до 1 мм и неправильные изометричные зерна, окрашенные в смоляно-бурый цвет с алмазным блеском. Однако чаще всего минерал покрыт толстыми пленками белесовато-желтых землистых продуктов разложения. В шлифах минерал прозрачный, темно-бурый, (+) 2V = 78–80°, $N_g - N_p \sim 0,04 - 0,05$, его рентгенометрические данные отвечают эталону.

Усредненная кристаллохимическая формула имеет вид



Отмечается повышенная концентрация $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 1,10\%$ и малое значение отношения Nb/Ta 0,2 – 0,6, что характерно для высокотемпературных фаз [125].

Хромпикотит встречается в пикритах, меймечитах, авгититах белоцерковского комплекса в виде редких октаэдрических зерен, содержание которых не превышает 0,01 %, а размер 0,05–0,5 мм. Окрашен в бурочерный цвет с сильным смолистым блеском, в шлифах просвечивает коричневато-бурый цвет. Химический состав, определенный на микрозонде MAP-1 в трех пробах из щелочно-ультраосновных туфов скв. Белоцерковская-231, имеет среднее содержание (%): TiO_2 0,76; Al_2O_3 28,0; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 12,95; MgO 18,37; MnO 0,23; Cr_2O_3 40,78; V_2O_5 сл.; сумма — 101,09. Соответственно формула —



где Fe^{2+} и Fe^{3+} определены условно по стандарту их соотношений в хромпикотитах других регионов. При расчете на главные минералы в составе хромпикотита устанавливается 49 % шпинели, 27 % магнезиохромита и 24 % хромита. По сравнению с хромшпинелидами кимберлитоподобных пород Восточно-Приазовья [76] в изученном минерале несколько больше магния, алюминия и меньше титана, железа.

Хромпикотит является раннемагматическим минералом, максимально отражающим условия кристаллизации магматического расплава. Соотношение $\text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ в нем рассматривается как функция глубины [215]. Приблизительный расчет в нашем случае дает значение этого отношения 0,57, что отвечает давлению в $30 \cdot 10^{-8}$ Па и, примерно, глубине 100 км [45].

Франклинит — редкий ферришпинелид, встречаемый в цинковых, магнетитовых рудах [283, 292]. В Днепровско-Донецкой впадине найден в кварцевом порфире скв. Ладинка-231. Образует черные, непрозрачные идиоморфные зерна размером до 0,8 мм, имеющие характер вкрапленников. Вокруг зерен развиваются метамиктные оторочки бурого цвета шириной до 0,2 мм. Микрорентгенометрическое исследование минерала непосред-

ственно в шлифе дало возможность диагностировать его как франклинит, а окружающую оторочку как гетит [150].

Ильменит — распространенный акцессорный минерал, присутствующий как продукт распада твердого раствора в магнетите и изредка как самостоятельные выделения в щелочно-ультраосновных туфах, трахитах и диабазах. Образует пластинчатые кристаллы размером 0,1–1 × 0,01–0,1 мм, нередко замещенные лейкоксеном. В пластинках ильменита наблюдаются экссолюционные вроски гематита, образующие типичную структуру распада. По результатам рентгенометрического анализа рассчитаны параметры элементарной ячейки незамещенного ильменита, находящегося в сростании с гематитом (нм): $a = 0,508$, $c = 0,1418$, $V = 0,317$. Подобный объем соответствует 95,3 % ильменита и 4,7 % гематита [86]. Химический состав наименее лейкоксенизированного образца (коэффициент измененности равен 1,1) выражен (%): TiO_2 48,43; $FeO+Fe_2O_3$ 46,70; MgO 2,67; MnO 1,03; Ta_2O_5 0,10; Nb_2O_5 0,60; V_2O_5 0,36; сумма — 99,89; $\frac{FeO+Fe_2O_3}{TiO_2} = 0,96$. В пересчете на компонентный состав (%): кричтонита 88,4; геикилита 9,7 и пиррофанита 1,9.

Муассанит в вулканических породах впадины обнаружен в скв. Леяки-500 [157] в палагонитовых туфах на глубине 5342–5348 м в виде неправильных остроугольных зерен размером 0,05–0,2 мм, окрашенных в светло-зеленые и бледно-голубые до синих цвета. Имеет твердость выше 9 и двупреломление около 0,05. Микрорентгенометрические данные и ИК-спектры позволяют диагностировать его как α -SiC. Муассанит, впервые встреченный в метеорите А.Муассаном, нередко ассоциирует с кимберлитами, приобретая значение минерала-спутника алмаза [24]. Кристаллизация муассанита возможна в промежуточных очагах кимберлитовой магмы в случае резких динамических нагрузок взрывного типа [160]. Таким образом, находка муассанита в вулканиках скв. Леяки-500 подтверждает наличие взрывных процессов в формировании данной локальной структуры.

Титанит (сфен) — широко распространен в вулканиках, особенно метасоматически измененных, где его содержание достигает 3 % объема пород. В альбитизированных породах установлено, что титанит развивается за счет разложения перовскита и ильменита, образуя при этом пластинчатые кристаллы размером 0,2–0,6 мм медово-желтой окраски. В неизмененных породах титанит имеет правильные клиновидные сечения зерен, окрашенные в темно-коричневый цвет.

Циркон — не характерный минерал для вулканических пород впадины. Одиночные кристаллы имеют $n_o = 1,923$, $n_e = 1,976$; главные линии рентгенограммы (нм): 0,450 (8) — 0,331 (10) — 0,252 (9) — 0,206 (7) — 0,1716 (9) — 0,1652 (6) — 0,1392 (6). Незначительное распространение циркона связано, по всей вероятности, с щелочным характером магм, в которых в отличие от среднекислых расплавов нормальной щелочности не наблюдается образование циркона на ранних стадиях кристаллизации. Цирконий накапливается в

остаточных расплавах, где не дает самостоятельных цирконосиликатов, а рассеивается в некоторых минералах, например эгирине, калиевом полево-шпате.

Сопоставление минерального состава различных пород вулканических комплексов дает возможность выделить типичные минеральные парагенезисы. В белоцерковском комплексе для щелочно-ультраосновных и основных пород характерен парагенезис: диопсид-авгит — хризолит — титаномагнетит — лабрадор — анальцим \pm нефелин (либо лейцит); в средних разностях пород в значительных количествах появляется анортоклаз. В черниговском комплексе для основных пород отмечаются субкальциевый авгит — титаномагнетит \pm хризолит — лабрадор \pm анальцим, в средних и кислых породах: субкальциевый авгит — андезин — анортоклаз (либо санидин) \pm кварц. В дайковом комплексе типичен парагенезис: клинопироксен \pm хризолит — титаномагнетит — лабрадор \pm анортоклаз. Для всех комплексов характерно отсутствие гиперстена.

Несмотря на близость минерального состава вулканитов, имеется ряд признаков типоморфного свойства. Для пород белоцерковского комплекса характерно присутствие модальных фельдшпатидов и акцессорных хромпикотита, перовскита, муассанита, граната; для пород черниговского — кварца и акцессорных циркона, франклинита. Общие для комплексов минералы (клинопироксен, титаномагнетит) обнаруживают некоторые различия в кристаллохимических свойствах и содержании редких элементов. Так, клинопироксены белоцерковского комплекса представлены диопсид-авгитом, черниговского — субкальциевым авгитом, причем в первых разновидностях накапливается больше Ti, Zr, меньше Mn, V, Cr, Y. Титаномагнетиты белоцерковского комплекса обогащены по сравнению с черниговским Mg, Ni, Co, Sr. Эти особенности связаны с термодинамическими условиями формирования комплексов и подробнее будут обсуждены ниже.

2. ХИМИЗМ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНИТОВ

Химический состав вулканических пород охарактеризован приблизительно 450 анализами, выполненными по нашим материалам в химической лаборатории Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР. Большая их часть опубликована в предыдущих монографиях [148, 150], поэтому автор предпочла не повторять их в настоящей работе. Используются также литературные данные по химическому составу вулканитов — около 160 анализов [19, 50, 68]. К анализам предъявлялись обычные требования в отношении суммы оксидов и допустимого содержания летучих компонентов (не более 5—5,5%), поэтому часть анализов отбракована ввиду сильной замещенности пород. В результате для петрохимических сравнений использовано более половины анализов, которые прежде всего были сгруппированы по петрографическим признакам и близости химического состава в девять групп, отвечающим главным типам пород различных комплексов (табл. 6). Для каждой группы, представляющей собой отдельную статисти-

Таблица 6. Химический состав главных типов вулканитов, %

| Оксиды | Черниговский комплекс | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------|------|------------------------|------|-----------|------|-----------|------|-----------|---|
| | Оливиновые базальты | | Трахиандезито-базальты | | Трахиты | | Риолиты | | | |
| | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| SiO ₂ | 44,94 | 2,62 | 51,92 | 4,63 | 55,69 | 0,65 | 71,53 | 4,64 | | |
| TiO ₂ | 2,54 | 0,77 | 1,43 | 0,71 | 1,05 | 0,45 | 0,28 | 0,22 | | |
| Al ₂ O ₃ | 13,81 | 2,73 | 17,33 | 2,51 | 16,88 | 1,55 | 13,10 | 1,63 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 7,23 | 2,73 | 5,65* | 2,38 | 4,20 | 1,63 | 1,81* | 1,44 | | |
| FeO | 6,19 | 1,90 | 2,18 | 1,23 | 1,69* | 1,72 | 1,78 | 1,19 | | |
| MgO | 6,04 | 1,87 | 3,23 | 1,65 | 2,77 | 1,44 | 4,71 | 0,35 | | |
| CaO | 8,33 | 2,43 | 3,43 | 1,74 | 2,78 | 1,60 | 0,85* | 0,71 | | |
| Na ₂ O | 2,81 | 0,92 | 3,85 | 1,81 | 3,38 | 1,41 | 2,22 | 1,93 | | |
| K ₂ O | 1,61 | 0,73 | 5,39 | 2,01 | 5,87 | 1,59 | 4,30 | 1,39 | | |
| n | 38 | 31 | 31 | | 23 | | 29 | | | |

| Оксиды | Белоцерковский комплекс | | | | | | | | Дайковый комплекс | |
|--------------------------------|-------------------------|------|---------------|------|------------|------|------------------|------|-------------------|------|
| | Пикриты | | Трахибазальты | | Нефелиниты | | Щелочные трахиты | | Диабазы | |
| | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| SiO ₂ | 39,10 | 4,13 | 44,65 | 3,66 | 43,54 | 3,65 | 54,90 | 2,61 | 45,62 | 1,68 |
| TiO ₂ | 3,53 | 1,39 | 2,89 | 1,05 | 2,38 | 1,22 | 1,41 | 0,38 | 1,80 | 0,70 |
| Al ₂ O ₃ | 7,63 | 3,49 | 13,85 | 2,94 | 13,59 | 3,82 | 16,68 | 0,87 | 14,58 | 1,61 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,26 | 3,33 | 8,70 | 2,90 | 8,23* | 3,25 | 4,50 | 2,07 | 5,85 | 1,99 |
| FeO | 5,66* | 2,58 | 5,15 | 1,40 | 3,59 | 2,04 | 2,20 | 1,24 | 7,51 | 1,48 |
| MgO | 10,56 | 3,80 | 5,70 | 2,35 | 5,79 | 2,68 | 2,24 | 1,11 | 6,41 | 1,60 |
| CaO | 12,06 | 4,18 | 6,63 | 2,74 | 6,95 | 3,45 | 2,53 | 1,29 | 8,80 | 2,04 |
| Na ₂ O | 1,69 | 0,94 | 3,66 | 1,42 | 8,39 | 2,03 | 8,82 | 2,39 | 3,71 | 1,09 |
| K ₂ O | 1,75 | 1,29 | 3,42 | 2,03 | 2,88 | 1,29 | 2,39 | 2,11 | 0,75 | 0,46 |
| n | 47 | | 30 | | 25 | | 16 | | 32 | |

* Оксиды, отмеченные звездочкой, подчиняются логнормальному закону распределения, остальные — нормальному.

ческую выборку, определены параметры распределения главных породообразующих оксидов. Вычислительные операции проводились на ЭВМ "Минск-22" и "Промінь-М".

Распределение главных породообразующих компонентов в большинстве случаев хорошо аппроксимируется нормальным законом, исходя из чего проведены сопоставления закономерностей поведения породообразующих компонентов между группами и их сравнение с подобными магматическими породами других регионов.

Таблица 7. Средние составы базальтов континентальных оливин-базальтовых формаций

| Оксиды | Днепровско-Донецкая впадина | | Восточно-Африканская рифтовая зона* | | Средний базальт континентов* | |
|--------------------------------|-----------------------------|------|-------------------------------------|------|------------------------------|------|
| | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| SiO ₂ | 44,94 | 2,62 | 46,85 | 2,21 | 47,78 | 2,21 |
| TiO ₂ | 2,54 | 0,77 | 2,31 | 0,72 | 2,22 | 0,74 |
| Al ₂ O ₃ | 13,81 | 2,73 | 15,40 | 2,51 | 15,33 | 1,87 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,23 | 2,73 | 4,55 | 2,20 | 4,09 | 2,05 |
| FeO | 6,19 | 1,90 | 8,10 | 1,72 | 7,51 | 1,88 |
| MnO | — | — | 0,18 | 0,17 | 0,15 | 0,15 |
| MgO | 6,04 | 1,87 | 6,68 | 2,39 | 6,99 | 1,98 |
| CaO | 8,33 | 2,43 | 10,31 | 1,47 | 9,00 | 1,32 |
| K ₂ O | 1,61 | 0,73 | 1,15 | 0,48 | 1,31 | 0,55 |
| Na ₂ O | 2,81 | 0,92 | 2,70 | 0,65 | 2,85 | 0,78 |
| P ₂ O ₅ | 0,23 | 0,16 | 0,37 | 0,25 | 0,44 | 0,23 |
| n | | 38 | | 34 | | 276 |

* Данные взяты из работы В.А.Кутюлина [123].

Наиболее распространенным типом пород являются оливиновые базальты, характеризующиеся относительно невысоким содержанием кремнекислоты 44,94 %, повышенным содержанием оксида титана 2,54, небольшим количеством глинозема 13–14 %. Суммарное железо составляет 13,4 %, причем Fe₂O₃ > FeO. Содержания магния и кальция близки к базальтам других типов и соответственно равны 6,04 и 8,33 %. Сумма щелочей – 4,4, максимум 6,6 %, т.е. является достаточно высокой для пород подобного типа. Как правило, Na₂O преобладает над K₂O. В целом химизм оливин-пироксеновых базальтов описываемого региона наиболее сходен с таковым континентальных оливин-базальтовых формаций и зоны Великих Африканских разломов (табл. 7).

Трахибазальты по сравнению с оливиновыми базальтами характеризуются более высоким содержанием щелочей, равным 7,1 %. Количество TiO₂ достаточно велико (2,89 %), а содержание магния и кальция занижено. В трахиандезитобазальтах по сравнению с базальтами значительно больше кремнезема и глинозема. Суммарное количество щелочей составляет около 9,2 %. Содержание FeO*, MgO и CaO в них понижается. Уменьшается также содержание TiO₂ до 1,43 %, однако по сравнению со средним составом трахиандезита Дали описываемые породы богаты TiO₂.

Химические составы трахитов и щелочных трахитов близки между собой. Различаются эти разности по преобладанию калиевого (трахиты) или натриевого компонента (щелочные трахиты). Среднее содержание SiO₂ в этих породах составляет около 55 %; TiO₂ от 1,05 до 1,41 %; Al₂O₃ около 16,8 %, сумма Fe₂O₃+FeO равна 6–7 %; MgO и CaO составляют 2–3 %. Содержание K₂O в трахитах 5,87 %, Na₂O 3,38 %, в щелочных трахитах содержание Na₂O возрастает до 8,82 %.

Таблица 8. Химический состав некоторых ультраосновных пород, %

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 33,24 | 40,21 | 42,04 | 40,05 | 34,30 |
| TiO ₂ | 4,75 | 3,64 | 4,18 | 2,17 | 1,65 |
| Al ₂ O ₃ | 6,84 | 11,36 | 13,66 | 5,29 | 2,25 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,70 | 17,14 | 6,43 | 9,70 | 6,85 |
| FeO | 6,69 | 4,23 | 9,15 | 8,71 | 5,96 |
| MgO | 10,24 | 8,77 | 5,98 | 17,66 | 32,20 |
| CaO | 7,96 | 16,72 | 11,53 | 9,03 | 4,83 |
| K ₂ O | 2,13 | 0,98 | 2,46 | 0,98 | 0,58 |
| Na ₂ O | 2,10 | 1,15 | 2,53 | 3,24 | 0,62 |

Примечание. 1, 2 — авгититы Днепровско-Донецкой впадины; 3 — авгитит Эфиопии [249]; 4 — беспироксеновый щелочной пикрит Днепровско-Донецкой впадины; 5 — меймечит Маймеча-Котуйской провинции [75].

Риолиты содержат до 71,53 % SiO₂, около 13 % Al₂O₃. Количество TiO₂ в них резко снижается до 2,28 %; сумма оксидов железа также минимальна для вулканитов описываемого региона и равна приблизительно 3,6 %. Состав этих пород очень близок к составу среднего риолита СССР [221].

Пикриты и полевошпатовые нефелиниты являются разновидностями щелочно-ультраосновной магмы, представляющей собой продукт плавления мантийного вещества [249]. Они обогащены титаном, щелочами, алюминием и железом при пониженном значении магния. Содержание TiO₂ в пикритах 3,53 %, в нефелинитах 2,38 %, сумма щелочей соответственно равна 3,4 и 11,2 %. Химический состав отдельных разновидностей пикритов приведен в табл. 8.

Диабазы по своему химизму близки составу оливинного диабаза СССР [221]. На фоне небольшого дефицита кремнекислоты они обогащены TiO₂ (1,80 %), железом (13,36) и щелочами (4,46 %). Характерно, что в отличие от прочих вулканитов впадины преобладающей формой железа является оксид железа II. Na₂O значительно преобладает над K₂O. Судя по отношению Na₂O/K₂O диабазы являются единственными представителями натриевой серии вулканитов впадины [110], тогда как все остальные разновидности пород относятся к калиево-натриевой серии. По коэффициенту глиноземистости базальты принадлежат к умеренно-глиноземистым разновидностям, трахиандезиты — к высокоглиноземистым.

В нормативном минеральном составе отчетливо выражен субщелочной и щелочной уклон большинства пород по появлению нефелина и магнезиального оливина (табл. 9). Кварц рассчитывается только в риолитах и в качестве примеси — в трахитах. В этих породах, а также в оливинных базальтах появляется нормативный гиперстен, отсутствующий в их модальном составе.

Для базальтов вычислены коэффициенты корреляции главных породообразующих компонентов, причем для исключения ложных связей коэффициенты определялись как частное от деления содержаний породообразующих

Таблица 9. Петрохимические характеристики и нормативный состав вулканитов

| Норма | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------------------------|------|--------|-------|------|------|------|------|------|------|
| Na ₂ O/K ₂ O | 1,74 | 0,71 | 0,58 | 0,52 | 0,97 | 1,07 | 2,91 | 3,69 | 5,00 |
| al' | 0,71 | 1,57 | 1,95 | 1,58 | 0,31 | 0,75 | 0,78 | 1,87 | 0,74 |
| K _Ф (f') | 69 | (12,5) | (9,7) | — | — | 69 | — | — | 68 |
| Or | 9,5 | 31,7 | 35,1 | 25,6 | 10,6 | 20,0 | 17,3 | 13,9 | 5,0 |
| Ab | 23,6 | 31,5 | 28,8 | 18,4 | — | 19,4 | 19,9 | 48,8 | 28,8 |
| An | 20,3 | 14,3 | 13,4 | 4,2 | 8,1 | 12,8 | 10,9 | — | 20,9 |
| Il | 4,7 | 2,7 | 2,1 | 0,6 | 6,7 | 3,6 | 4,6 | 2,7 | 3,2 |
| Mt | 10,4 | 3,0 | 2,3 | 2,6 | 1,6 | 7,9 | 4,6 | 3,0 | 8,6 |
| Hm | — | 3,7 | 2,6 | — | 10,2 | 3,2 | 5,0 | 1,9 | — |
| Wo | 8,7 | 1,2 | 2,1 | — | 21,6 | 8,4 | 9,9 | 5,2 | 8,9 |
| En | 7,0 | 1,0 | 1,8 | — | 18,7 | 7,2 | 8,5 | 4,5 | 6,0 |
| Fs | 0,7 | — | — | — | — | — | — | — | 2,3 |
| Di | 16,4 | 2,2 | 3,9 | — | 40,3 | 15,6 | 18,4 | 9,7 | 17,2 |
| Q | — | — | 2,2 | 32,9 | — | — | — | — | — |
| En | 6,9 | — | 5,0 | 11,8 | — | — | — | — | — |
| Fs | 0,7 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Hy | 7,6 | — | 5,0 | 11,8 | — | — | — | — | — |
| Fo | 0,8 | 4,9 | — | — | 3,7 | 4,9 | 2,7 | 0,8 | 7,1 |
| Fa | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,9 |
| Ol | 0,8 | 4,9 | — | — | 3,7 | 4,9 | 2,7 | 0,8 | 10,0 |
| Ne | — | 0,6 | — | — | 7,7 | 4,8 | 7,1 | 13,9 | 0,9 |
| C | — | — | — | 3,3 | — | — | — | — | — |

Примечание. 1 — оливиновые базальты, 2 — трахиандезитобазальты, 3 — трахиты, 4 — риолиты, 5 — пикриты, 6 — трахибазальты, 7 — нефелиниты, 8 — щелочные трахиты, 9 — диабазы. $al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$; $K_{Ф} = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$.

элементов на сумму содержаний кислорода в породах [47]. В табл. 10 приведены линейные коэффициенты корреляции для базальтов, вычисленные при условии нормального распределения величин главных породообразующих компонентов. Отрицательные корреляции получены для пар: Si—Al, Al—Ti, Al—Mg, Ca—Al и наиболее сильная — для пары Fe³⁺—Fe²⁺. Это хорошо согласуется с устойчивыми отрицательными корреляциями, прослеженными А.Ф. Белоусовым и др. [15] для большинства базальтов, независимо от их формационной принадлежности, поскольку они отражают особенности химического и кристаллохимического сродства между элементами. Положительные связи фиксируются в парах Ti—Fe³⁺, Ti—Ca, Ca—Fe³⁺, Ca—K, Mg—Ti, причем связи между Ti—Ca, Ti—Fe³⁺ и Ca—Fe³⁺ относятся к неустойчивым [15]. Появление отрицательных взаимоотношений для пар Ca—Fe²⁺ и K—Fe²⁺ и положительной связи между K—Fe³⁺ интерпретировать трудно, равно как и отсутствие некоторых характерных корреляционных взаимоотношений, например, между Si—K, Si—Mg, Si—Ca, прослеженных для большинства базальтов [15, 123]. Возможно, это связано с наложением постмагматических процессов.

Химические анализы вулканитов пересчитаны на характеристики А.Н.За-

Таблица 10. Парные коэффициенты корреляции (r) для базальтов Днепровско-Донецкой впадины

| | Si/O | Ti/O | Al/O | Fe ³⁺ /O | Fe ²⁺ /O | Mg/O | Ca/O | K/O | Na/O |
|---------------------|--------|--------|--------|---------------------|---------------------|--------|--------|--------|------|
| Si/O | | | | | | | | | |
| Ti/O | -0,264 | | | | | | | | |
| Al/O | -0,339 | -0,628 | | | | | | | |
| Fe ³⁺ /O | +0,066 | +0,335 | -0,469 | | | | | | |
| Fe ²⁺ /O | -0,052 | -0,069 | +0,258 | -0,717 | | | | | |
| Mg/O | -0,199 | +0,300 | -0,312 | -0,036 | +0,114 | | | | |
| Ca/O | -0,055 | +0,385 | -0,332 | +0,470 | +0,356 | +0,085 | | | |
| K/O | +0,002 | +0,138 | -0,248 | +0,432 | -0,337 | -0,235 | +0,049 | | |
| Na/O | -0,002 | +0,019 | -0,197 | +0,186 | -0,199 | +0,088 | +0,158 | -0,085 | |

Примечания. Коэффициенты корреляции вычислены между частными от деления содержаний главных породообразующих элементов на содержание кислорода в породе. Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции. $n = 36$

варицкогического и нанесены на диаграмму [150]. Согласно положению точек и представлению о существовании в пределах впадины двух сложно-дифференцированных магматических формаций проведены две вариационные линии: одна отвечает породам черниговского комплекса (I), другая — белоцерковского (II). Линии прошли через точки средних составов главных типов пород, установленных нами в пределах впадины, и по своей конфигурации чрезвычайно похожи на вариационные линии вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки (рис. 9). Вариационная кривая I практически повторяет линию III, характеризующую серию пород умеренной щелочности Восточно-Африканской рифтовой зоны; линия II в правой части диаграммы идет параллельно, а в левой — почти совпадает с линией IV, отвечающей натриевой щелочной серии той же зоны.

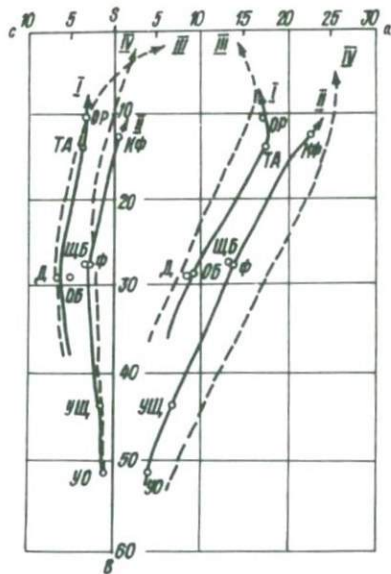
Во всех разновидностях вулканитов впадины отмечается повышенное содержание оксида титана. Н.В.Бутурлинов и Б.С.Панов [38] считают титан типоморфным элементом магматических пород Донбасса. Имеются сведения [23] об обогащении титаном основных эффузивных пород северного обрамления Донбасса, в зоне его сочленения с Воронежским горстом. С.С.Гладких [69], сопоставляя средний базальт Припятско-Днепровского грабена с оливиновым базальтом континентов, пришел к выводу о несомненном обогащении титаном базальтов грабена. По содержанию TiO₂ (2,45 %) базальты Днепровско-Донецкой впадины близки к оливин-базальтовой формации континентов, где TiO₂ 3,06 % [123].

Важным петрохимическим критерием является титан-железное отношение, которое в различных породах единой магматической формации закономерно меняется с изменением щелочности и кислотности пород [1]. Средняя величина 100·Ti/Fe для пород черниговского комплекса равна 16,0, причем от оливиновых базальтов к риолитам она снижается от 17,7 до 10,3. Максимальное отношение отмечено в трахитах — 18,4. В породах белоцерковского комплекса значение 100·Ti/Fe возрастает до 22–25, что близко

к данным для пород Маймеча-Котуйской провинции [68]. Среднее региональное титан-железное отношение для пород Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта равно 19,7, что вдвое выше кларковой величины этого отношения для пород основного состава, равной 10,5 [46].

Рис. 9. Вариационные линии составов вулканических пород рифтовых зон континентов:

I — породы черниговского комплекса Днепровско-Донецкой впадины, *II* — породы белцерковского комплекса той же впадины, *III* — серия пород умеренной щелочности Восточно-Африканской рифтовой зоны, *IV* — натриевая щелочная серия той же зоны. Точки средних составов пород: *ОР* — ортофиры, трахиты, *КФ* — кератофиры, альбитофиры, *ТА* — трахиандезиты, *Д* — диабазы, *ОБ* — оливиновые базальты, *ЩБ* — щелочные базальты, *Ф* — фельдшпатидсодержащие породы, *УО* — ультраосновные породы, *УЩ* — щелочно-ультраосновные породы



Можно предположить, что это связано с формированием магм на больших глубинах.

На основе полуколичественных спектральных анализов установлено, что вулканические породы впадины наиболее равномерно обогащены следующими элементами (г/т): Zr, Ni, Cr, V, Ba, Sr — 100—1000; Co, Nb — 10—100; Be, Cu, Zn, La, Y — 10. Более детально изучено поведение V, Ni, Co, Cr, Zr и отчасти Ba, Sr [150].

Установлено, что в вулканиках Днепровско-Донецкой впадины повышены количества Zr, V по сравнению с породами Восточно-Африканской рифтовой зоны, а Ni, Co, Cr примерно равны. Содержание циркония во всех эффузивных породах впадины превышает в шесть—десять раз кларковые величины. Для трахиандезитобазальтов, трахитов, риолитов оно составляет 580—1800 г/т, что близко содержанию Zr в соответствующих породах Восточно-Африканской рифтовой зоны. Значительно завышены содержания циркония в основных и щелочно-ультраосновных породах впадины — 715—1325 г/т, в то время как в подобных породах Восточно-Африканского рифта — 260—300 г/т. Это может быть связано с общим повышенным уровнем титаноносности магм в пределах региона и широким развитием титаносодержащих минералов (титаномагнетита, ильменита, рутила, перовскита и пр.), являющихся минералами-носителями циркония [226].

Концентрация ванадия в породах впадины в четыре-пять раз превышает кларк и в три-четыре раза его содержание в соответствующих разновидностях вулканических пород Африки. Максимальные количества ванадия —

840–1160 г/т отмечаются в пикритах и нефелинитах, обогащенных мафическими минералами.

Кобальт распределен в породах довольно равномерно – 55–90 г/т, исключая риолиты, где колебания составляют 20–340 г/т. Пикриты, нефелиниты обогащены кобальтом по сравнению с другими типами пород (132 г/т), в целом же его содержание несколько ниже уровня кларка в породах нормального ряда.

Для хрома и никеля характерно равномерное распределение содержания в количествах, близких кларковому. Заметное отклонение в поведении хрома наблюдается в пикритах (28 г/т), что в 3,5 раза меньше по сравнению с пикритобазальтами Африки и во много раз ниже кларка для нормального ряда ультраосновных пород, равного 2000 г/т. Близкие нашим цифры получены В.И.Герасимовским и Ю.И.Беляевым [61] для щелочных ультраосновных пород Кольского полуострова – 240–430 г/т, т.е. для щелочно-ультраосновных магм возможны невысокие концентрации хрома в отличие от щелочно-земельных расплавов.

Таким образом, к числу определяющих признаков геохимической специализации вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины относятся повышенные щелочность, титанистость, высокая степень окисленности железа и обогащенность пород цирконием, ванадием.

3. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В связи с вулканизмом широко проявились гидротермально-метасоматические преобразования пород, свидетельствующие о значительных объемах постмагматических флюидов. Они прослежены в собственно вулканогенных толщах и в единичных случаях во вмещающих осадочных породах на контактах с гипабиссальными телами [19, 150]. К числу последних относится зона приконтактово измененных пород вблизи Тыщенковского штока, установленная нами в скв. Шкурупии-1 на глубине 4173–4901 м. Она сложена девонскими перемежающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже известняками, участками претерпевшими значительный метаморфизм и гидротермальную переработку. Это привело к их уплотнению, массивности, пятнистой окраске. Наибольшая интенсивность этих процессов отмечена в инт. 4643–4650 м, причем к низу разреза измененные породы сменяются обычными песчаниками (инт. 4800–4803), затем в инт. 4899–4901 м отмечаются вновь явления гидротермальной переработки, уплотнения. Образуются сливные песчаники, напоминающие кварциты фундамента.

Микроскопическое изучение показывает, что наряду с нормально-осадочными породами в этой части разреза развиты флогопит-доломитовые скарны и турмалин-хлорит-полевошпатовые, биотит-полевошпатовые роговики. Первые образуются за счет известняков, мергелей, вторые – за счет алевролитов, аргиллитов, при этом характерно изменение их окраски, "обеление", относящееся к числу важных признаков гидротермального замещения. В зонах дробления происходит полевошпатизация, турмалинизация пород и

образование трещинного магнетитового оруденения. Кварц при этом выносятся, т.е. имеет место частичное перемещение вещества. Прослой известняков скарнируется либо мраморизуется. Изотопный состав углерода, судя по значению $\delta^{13}\text{C} = -5,3\%$, близок эндогенному углероду карбонатитов. Все это свидетельствует о том, что терригенная девонская толща испытала термальное и гидротермально-метасоматическое воздействие внедрившегося магматического тела, очевидно, небольшого штока габбро-диабазов.

Что касается собственно вулканогенных толщ, то постмагматические растворы вызвали в них масштабные замещения с образованием пропилитов, вторичных кварцитов и аргиллизитов.

Наиболее распространены пропилиты, являющиеся характерными среднетемпературными образованиями малых глубин. Пропилитизация в региональном плане захватила толщи вулканогенных пород впадины в связи с гидротермами затухающего вулканизма. Для пропилитизированных вулкаников характерна ассоциация минералов: хлорит, кальцит, альбит, ортоклаз, эпидот, актинолит, кварц и пирит. Л.Г.Бернадская [19] рассмотрела несколько вариантов устойчивости минеральных ассоциаций пропилитов в зависимости от подвижности H_2O и Na_2O . Однако нередко встречаются также более низкотемпературные пропилиты с неустойчивым актинолитом, в которых в убывающей степени развиты хлорит, ортоклаз, кальцит, эпидот, лейкоксен, пирит и кварц.

Аргиллизиты имеют площадное развитие, являясь продуктами более низкотемпературного, чем пропилитизация, процесса замещения малых глубин. Нередко они развиваются на внешнем фронте пропилитизации, в зонах ослабления действия постмагматических растворов, иногда в участках древних кор выветривания. В аргиллизированных вулканиках (базальтах, туфах, трахитах) сохраняется реликтовая структура. Мафические минералы замещаются мелкочешуйчатым хлоритом, полевые шпаты — каолинитом. Среди слюдястых агрегатов распознаются также монтмориллонит, гидрослюда, механические смеси хлорит-каолинита и монтмориллонит-хлорита. В химическом составе аргиллизированных пород увеличивается содержание кремнезема и щелочей при общем выносе двухвалентных катионов, прежде всего железа.

С процессом пропилитизации пространственно и генетически связаны вторичные кварциты — рудоносная формация гидротермально измененных пород, хорошо изученная в Казахстане, на Урале, в Закарпатье [179]. В Днепровско-Донецкой впадине вторичные кварциты, по-видимому, сменяют пропилитизированные породы с глубиной в участках интенсивного протекания этих процессов. Очень мощные (около 1000 м) пачки вторичных кварцитов встречены в центральной части Брагинско-Черниговского выступа (скв. Довжик-1, Ладинка-231, Анисово-207).

Наиболее полно формация вторичных кварцитов выражена в скв. Довжик-1, где аргиллизированная 400-метровая толща трахиандезитов и их туфов с глубиной постепенно сменяется вторичными кварцитами в интервале

2760—3792 м. Макроскопически они имеют вид массивных сливных светлых пород. По зонам тектонических нарушений развивается интенсивная сульфидная минерализация и метасоматическая зональность, отвечающая по мере перехода от незамещенных андезитовых туфов каолиновой, пиррофиллитовой, кварц-серицитовой, хлорит-кварцевой, андалузит-кварцевой и монокварцевой зонам. Достаточно подробно зональность и направленность метасоматоза при образовании вторичных кварцитов описаны нами в работе [150], поэтому здесь приведена лишь общая характеристика зон.

В каолиновой зоне обычно сохраняются реликтовые порфиоровые, перлитовые и кластические структуры, указывающие на эффузивно-пиррокластическую природу исходных пород. Главным вторичным минералом является каолинит, который замещает таблицы полевых шпатов и вместе с кварцем составляет цементирующую массу туфов. Мафические вкрапленники замещены лейкоксеном (иногда рутилом) в смеси с кварцем, кое-где по ним развиваются псевдоморфозы светлоокрашенного хлорита.

Пиррофиллитовая зона выделена по данным химических анализов, указывающим на отсутствие K_2O в данной зоне. Пиррофиллит не отличим от серицита, образуя одинаковые бесцветные чешуйки с высоким двупреломлением, $N_g - N_p = 0,032$, $n_g = 1,588$, $n_m = 1,587$, $n_p = 1,556$. Структура породы — микролепидобластовая, участками реликтовая порфиоровая, текстура — пятнистая из-за неравномерного развития кварц-андалузит-алунитовых и рутил-лейкоксеновых продуктов. Из рудных развит пирит, на долю пиррофиллита приходится 50—70 % объема породы.

В кварц-серицитовой зоне кварц и серицит играют приблизительно равную роль. Структура микролепидогранобластовая, кое-где сохраняется реликтовый порфиоровый рисунок, обусловленный тем, что вкрапленники замещаются гомоосевыми псевдоморфозами серицитовых чешуй, а основная масса — неориентированными серицит-кварцевыми агрегатами. В зоне встречаются скопления пирита, андалузита, пиррофиллита, рутила и хлорита.

Хлорит (донбассит) — кварцевая зона на 30—40 % сложена бесцветным хлоритом, 40—50 % кварцем, остальное диаспором, пиррофиллитом, андалузитом, пиритом, галенитом, рутилом. Структура лепидогранобластовая, размер зерен увеличивается до 1 мм, признаки реликтовых порфиоровых структур исчезают. Парагенезис минералов этой зоны типичен для формации вторичных кварцитов.

В андалузит-кварцевой зоне в количестве до 10—15 % накапливается андалузит в виде мелких призм и скелетных зерен. Кристаллооптические константы $n_g = 1,639$, $n_p = 1,628$, $N_g - N_p = 0,011$, $(-)\ 2V = 75^\circ$. Структура нематогранобластовая, участками пойкилобластовая за счет кварц-андалузитовых прорастаний. Эта зона сменяется монокварцевой, сложенной на 90—95 % изометричным кварцем. В качестве примеси в ней присутствуют андалузит, диаспор, рутил, донбассит и пирит.

Расчет миграции вещества, исходя из химического состава и пористости соответствующих зон, указывает на преобладание в данном процессе выноса

над привнесом. Практически все компоненты выносятся и их убыль частично компенсируется осаждением SiO_2 . Ряд подвижности компонентов имеет вид K, Na, Ca, Si, Fe, Mg, Al.

Вторичные кварциты являются типичными продуктами стадии кислотного выщелачивания [111]. О высокой кислотности растворов свидетельствует подвижность в конечных зонах глинозема — наиболее инертного порообразующего компонента. Очевидно, кислотность раствора была велика за счет CO_2 , СГ , SO_3^{2-} и пр. К стадии кислотного выщелачивания относятся и процессы пропилитизации, аргиллизации. Они происходили под влиянием поствулканических растворов, кислых, средне-, низкотемпературных с повышенным потенциалом щелочей, прежде всего K_2O . Повсеместное развитие поствулканического замещения свидетельствует о большой насыщенности магм летучими компонентами, отделяющимися от расплавов при вулканических извержениях на протяжении всего девонского периода.

4. ИЗОТОПИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для понимания сложных минералообразующих процессов, имевших место в девонских вулканогенных толщах, изучено распределение стабильных изотопов углерода, кислорода, серы в карбонатах и пиритах. Отобраны кальциты различного генезиса с глубин 1765—5389 м (табл. 11). Анализировались карбонаты, слагающие цемент туфов, миндалины лав, многочисленные прожилки в девонских вулканитах и для сравнения жильные карбонаты в нижнекаменноугольных аргиллитах, песчаниках, известняках. Несколько проб взято из скв. Леляки-500, где, по нашим представлениям, развиты карбонатиты взрывного типа. Мономинеральные пробы пирита отобраны из замещенных базальтовых туфов, диабазов, из соленосных отложений и гидротермальных зон, развивающихся вокруг соляных штоков (табл. 12).

Анализы выполнены в изотопных лабораториях Фрейбергской горной академии (руководитель И.Пилот) и Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (руководитель Г.П.Мамчур, масс-спектрометр МИ-1305), при этом отмечена хорошая сходимость результатов. Результаты изотопных анализов кислорода и углерода кальцитов выражены относительно международных стандартов SMOW (средней океанической воды) и PDB (опорного Чикагского стандарта). Всего выполнено около 75 определений указанных изотопов, причем сведения об изотопном составе серы и комплексном составе углерода и кислорода в кальцитах региона получены впервые [188].

Данные по содержанию изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в кальцитах распределены в четыре группы по генетическому признаку: жильные карбонаты, карбонатиты, мраморы и известняки (табл. 13). Наиболее представительным оказался материал по жильным кальцитам, в которых независимо от возраста и состава вмещающих пород отмечается постоянная средняя величина изотопа $\delta^{13}\text{C}$, близкая к значению — 2,8 ‰. Она характерна как для карбонатных жил и минералов вулканических пород позднедевонского возраста,

Таблица 11. Содержание изотопов углерода и кислорода в карбонатах Днепровско-Донецкой впадины, ‰

| Номер пробы | Скважина | Глубина, м | Порода, возраст | $\delta^{13}\text{C}$ PDB | $\delta^{18}\text{O}$ SMOW |
|-------------|--------------------------|------------|--|------------------------------|-------------------------------|
| 83 | Леляки-500 | 5146,6 | Цемент карбонатитового туфа, D ₃ | -12,5 | - |
| 101 | " | 5346 | Карбонатит, D ₃ | -12,5 | +20,3 |
| 90 | " | 5151 | То же | -12,3 | - |
| 94 | " | 5263 | Кальцит из обломка туфа | -2,4 | +13,5 |
| 84 | " | 5147 | Цемент карбонатитового туфа | -9,4 | - |
| 86 | " | 5149 | Обломок карбонатита | -9,1 | - |
| 89 | " | 5150,7 | То же | -11,3 | - |
| 90 | " | 5151,5 | Карбонатит, D ₃ | -9,7 | - |
| 101 | " | 5346,5 | Обломок карбонатита в палагонитовом туфе | -9,7 | - |
| 107 | " | 5389 | То же | -6,8 | - |
| 478 | Белоцерковская-231 | 1765 | Кальцит из цемента туфа, D ₃ | -2,8 | +23,3 |
| 531 | Белоцерковская-232 | 2086,5 | То же | -4,0 | +20,9 |
| 529 | " | 2062 | Жильный кальцит в туфе | -9,5 | - |
| 531 | " | 2086,5 | То же | -6,5 | - |
| 15 | Белоцерковская-233 | 2245 | Известняк, D ₃ | -5,9 | - |
| 16 | Белоцерковская 233 | 2250 | То же | -2,9 | - |
| 38 | Белоцерковская-230 | 1970 | Известняк с примесью детритуса, D ₃ | -4,2 | - |
| 157 | Седнев-1 | 3002 | Известняк, D ₃ | -0,2 | - |
| 132 | Леляки-500 | 5716 | Известковистый песчаник, D ₃ | -7,9 | - |
| 132 | " | 5716,5 | То же | -9,4 | - |
| 9 | Тимофеевская-3 | 4770 | Кальцит из миндалин базальта | -2,0 | +18,0 |
| 7 | Новотроицкая-4 | 3490 | Кальцит из жилки в диабазе | -3,6 | +20,5 |
| 23* | Анастасьевская-11 | 4511-4516 | Жильный кальцит в аргиллите, C ₁ | -6,7 | +19,3 |
| 24 | Белоцерковская-233 | 2112-2121 | То же | +0,6 | +20,3 |
| 25 | Гадяч-3 | 4103-4113 | " " | -0,5 | +22,3 |
| 26 | " | 4442-4451 | " " | -5,5 | +19,9 |
| 27 | Глинско-Розбышевская-116 | 3727-3737 | " " | -4,6 | +18,2 |
| 28 | Кременовская-9 | 2434-2442 | Жильный кальцит в известняке, C ₁ | +1,9 | +23,3 |
| 29 | Рыбальская-32 | 3694-3704 | То же | -2,1 | +23,3 |
| 30 | Тимофеевская-2 | 3911-3920 | Кальцит из прожилка в аргиллите | -3,3 | +19,1 |
| 31 | Рыбальская-49 | 4152-4160 | Жильный кальцит в известняке, C ₁ | +0,7 | +21,8 |

| Номер пробы | Скважина | Глубина, м | Порода, возраст | $\delta^{13}\text{C}$ PDB | $\delta^{18}\text{O}$ SMOW |
|-------------|----------------|------------|---|------------------------------|-------------------------------|
| 32 | Радянская-1 | 2794–2798 | Известняк, D ₃ | +0,9 | +20,2 |
| 33 | Суходольская-5 | 5240–5248 | Кальцит из прожилка в песчанике, C ₁ | -2,5 | +19,2 |
| 34 | " | 5230–5240 | То же | -1,6 | +19,2 |
| 35 | Солонцовская-1 | 3130–3141 | Известняк C ₁ перекристаллизованный | -9,6 | +23,0 |

* Анализы 23–35 взяты из работы [189].

Таблица 12. Изотопный состав серы в пиритах девонских отложений

| Номер пробы | Скважина | Глубина, м | Порода | $\delta^{34}\text{S} \%$ |
|-------------|-------------------|------------|--------------------------------|--------------------------|
| 325 | Раице-325 | 2001 | Измененный базальтовый туф | +4,4 |
| 12 | Григоровка-1 | 4315,5 | Эссексит | +1,8 |
| 226 | Довжик-1 | 2760,7 | Каолинизированный андезит | -1,0 |
| 307 | " | 3738,5 | Вторичный кварцит | +0,7 |
| 21 | Леляки-500 | 5140 | Карбонатитовый туф | +15,5 |
| 127 | Ковпыта-1 | 2856,4 | Ортофириновый туф | +13,6 |
| 5 | Богданы-20 | 4780 | Соль | +21,8 |
| 4 | Бантышевский шток | | Брекчированная соль кепрока | +16,9 |
| 3 | " | | Гидротермальная зона в кепроке | +18,3 |
| 1 | Адамовский шток | | То же | +13,2 |
| 2 | " | | Соль | +12,8 |
| 12 | Дмитриевский шток | | Диабазовая брекчия | +19,8 |

так и для карбонатных прожилков, секущих аргиллиты, песчаники, известняки нижнего карбона. Аналогичные цифры получены для карбонатных жил Донбасса и Приазовья [187], что свидетельствует об едином, вероятнее всего, гидротермальном способе их образования.

Для всех жильных кальцитов отмечаются близкие средние значения $\delta^{18}\text{O}$, колеблющиеся в пределах от +17 до +20,5 ‰, что свидетельствует о значительной роли поверхностного кислорода в образовании жильных карбонатов, в то время как углерод, по-видимому, имел глубинный источник [58, 228].

Несомненно, глубинным является углерод карбонатитов, которые описаны в скв. Леляки-500. В составе кальцита, являющегося главным породообразующим минералом этих пород, содержится гораздо меньше тяжелого изотопа углерода, чем в жильных карбонатах или известняках, и это согласуется с общим поведением изотопов углерода в глубинных зонах земли [58]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от -6,8 до -12,5 ‰, в среднем составляя -10,4 ‰, что сопоставимо с данными по карбонатитам различных регионов мира, имеющими $\delta^{13}\text{C} = -5 \div -10 \%$ [8], и с карбонатитами черниговского

Таблица 13. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах, ‰

| Регион | Возраст | Статистики | Жильные карбонаты | | Карбонатиты | |
|-------------------------|-------------------|------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| | | | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ |
| Днепро-Донецкая впадина | D ₃ | \bar{x} | -2,8 | +19,0 | -10,4 | +20,3 |
| | | S | 0,8 | 3,4 | 1,9 | — |
| | | P | -2,4 ÷ -4 | +13,5 ÷ +23,3 | -6,8 ÷ -12,5 | — |
| | | n | 6 | 6 | 9 | 2 |
| | C ₁ | \bar{x} | -2,8 | +20,5 | — | — |
| | | S | 0,6 | 1,7 | — | — |
| | | P | -9,5 ÷ +1,9 | +18,2 ÷ +23,3 | — | — |
| | | n | 14 | 12 | — | — |
| Донбасс | PZ ₃ | \bar{x} | -2,2 | +18,5 | — | — |
| | | S | 2,8 | 3,7 | — | — |
| | | P | -9,9 ÷ +1,0 | +13,0 ÷ +22,9 | — | — |
| | | n | 21 | 21 | — | — |
| Приазовье | A-PR ₁ | \bar{x} | -2,9 | +17,0 | — | — |
| | | S | — | — | — | — |
| | | P | -8,6 ÷ +7,6 | +10,5 ÷ +29,8 | -4,6 ÷ -6,4 | +5,3 ÷ +11,7 |
| | | n | 3 | 3 | — | — |

| Регион | Возраст | Статистики | Мрамор, кальцифиры | | Известняки | |
|-------------------------|-------------------|------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| | | | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ |
| Днепро-Донецкая впадина | D ₃ | \bar{x} | — | — | -5,7 | +23,0 |
| | | S | — | — | 3,5 | — |
| | | P | — | — | -9,6 ÷ -0,2 | — |
| | | n | — | — | 7 | 2 |
| | C ₁ | \bar{x} | -9,6 | +23,0 | — | — |
| | | S | — | — | — | — |
| | | P | — | — | — | — |
| | | n | 1 | 1 | — | — |
| Донбасс | PZ ₃ | \bar{x} | — | — | +2,5 | +26,8 |
| | | S | — | — | — | — |
| | | P | — | — | +1,7 ÷ +2,0 | +25,8 ÷ +27,7 |
| | | n | — | — | 3 | 3 |
| Приазовье | A-PR ₁ | \bar{x} | -0,8 | +21,2 | — | — |
| | | S | 1,1 | 2,4 | — | — |
| | | P | -4,5 ÷ +7,8 | +15,2 ÷ +29,0 | — | — |
| | | n | 10 | 10 | — | — |

Примечание. \bar{x} , S — математические статистики, P — реперные содержания изотопов, n — количество анализов.

комплекса Приазовья, для которых установлены реперные значения $\delta^{13}\text{C} = -4,6 \div -6,4$ ‰ [228].

Сравнение карбонатов Днепро-Донецкой впадины с карбонатитами Приазовья показывает, однако, значительные расхождения в содержании тяжелого изотопа кислорода; в первых $\delta^{18}\text{O}$ в два три раза больше, чем

во вторых. Это можно объяснить различными РТ-условиями кристаллизации пород. Карбонатиты впадины являются эксплозивными образованиями и в этом случае вполне возможен значительный приток поверхностного кислорода. Карбонатиты черниговского комплекса относятся к интрузивным породам, формирующимся в условиях закрытой системы, где углерод и кислород могли иметь глубинный источник. Отсюда разница в средних значениях тяжелого изотопа кислорода карбонатитов, хотя в обоих случаях сами породы имеют магматическую природу.

Для девонских известняков получены значения $\delta^{13}\text{C} = -5,7\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = +23\text{‰}$. Заметное обогащение этих известняков легким изотопом ^{12}C по сравнению с типично морскими нижнекаменноугольными известняками Донбасса и средним значением морских известняков вообще, для которых $\delta^{13}\text{C}$ близко к нулю, может быть истолковано двояко. Либо осаждение известняков шло в морских бассейнах с восстановительными условиями осадконакопления [277], либо они накапливались в пресноводных водоемах [58]. В том и другом случае отмечается обеднение пород тяжелым изотопом до средних значений $\delta^{13}\text{C}$ от $-4,8$ до $-6,0\text{‰}$. Учитывая, что в девонских отложениях Днепровско-Донецкой впадины находятся значительные объемы галогенных осадков, свидетельствующие о повышенной концентрации солей, логичнее предположить, что осаждение известняков происходило в морских водоемах в условиях восстановительной среды.

Что касается метаморфизованных карбонатных пород, то мы располагаем лишь одним определением, относящимся, по-видимому, к метасоматически измененному перекристаллизованному мрамору, значительно обедненному тяжелым изотопом ^{13}C по сравнению с кальцифирами Приазовья [187].

Таким образом, анализ полученных данных по изотопному составу углерода и кислорода в кальцитах позволяет отметить некоторые особенности распределения стабильных изотопов в Днепровско-Донецкой впадине. В зависимости от условий образования карбонатов — магматогенных (карбонатиты), гидротермальных (жильные карбонаты) и осадочных (известняки) — наблюдается последовательное утяжеление углерода, что отвечает общим закономерностям геохимии стабильных изотопов углерода [58]. Кислород практически остается на постоянном уровне, хотя имеется некоторая тенденция его утяжеления в том же направлении. По-видимому, как в эксплозивных карбонатитах, так и в гидротермальных жилах и типичных известняках, кислород кальцита имел экзогенный характер.

Необходимо также отметить, что большая часть кальцитовых прожилков в известняках, песчаниках, аргиллитах нижнего карбона и в вулканических породах верхнего девона, по всей вероятности, имеют единую гидротермальную природу, а не диагенетически-катагенетическую. Доказательством этому является очень близкий изотопный состав углерода кальцитов во всех отмеченных породах, в том числе кальцита, выполняющего миндалины и цемент вулканических пород.

По изотопному составу серы (см. табл. 12) выделяются две группы пиритов. В первую входят пириты девонских вулканогенных пород, где изотопный состав серы находится в пределах метеоритного стандарта, изменяясь от $-1,0$ до $-4,4$ ‰, при среднем значении $\delta^{34}\text{S} = +1,5$ ‰. Это свидетельствует о хорошей гомогенизации серы в исходном веществе, что характерно для глубинных мантийных магм.

Пириты второй группы развиты в пластах соли и гидротермально измененных породах кепроков. Они имеют $\delta^{34}\text{S} = +17,1$ ‰ (с разбросом изотопных значений от $+12,8$ до $+21,8$ ‰), что близко среднему значению $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = +20$ ‰ океанического сульфата, обогащенного тяжелым изотопом серы за счет бактериальной редукции. По-видимому, в образовании пиритов второй группы значительную роль играли сульфатные воды. Роль сульфатной серы эвапоритов в процессах минералообразования была ощутимой, о чем свидетельствует повышенное содержание тяжелого изотопа серы в пиритах гидротермальных зон, развитых на периферии соляных штоков, а также в пиритах некоторых замещенных вулканитов.

Полученные изотопные данные указывают на достаточно сложные и генетически различные процессы минералообразования, происходившие в толще девонских соляных и вулканогенных разрезов. По результатам комплексных изотопных исследований кислорода и углерода можно судить, что в ряде случаев в процессах минералообразования принимал участие глубинный углерод и поверхностный кислород.

Накопление нового фактического материала по вулканизму Днепровско-Донецкой впадины и прилегающих регионов привело к необходимости формационного анализа магматических пород крупной региональной единицы — Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта на уровне современных представлений о формациях и комплексах [13, 162, 163].

При необычайной трудности объекта изучения (большая глубина залегания, отрывочность геологических данных, сложный структурный план подстилающих отложений, неясность возрастных взаимоотношений, отсутствие естественных обнажений, где можно было бы наблюдать контакты и др.) исключительное значение приобретает вещественный состав вулканических комплексов. Нужно заметить, что при формационных исследованиях эффузивных пород особое внимание уделялось изучению их состава как важного критерия выделения формаций [13, 250]. Универсальной основой для оценки состава эффузивов является химизм пород, причем при сравнительном изучении вулканических ассоциаций разного ранга полезна развернутая система петрохимических оценок, включающих главные породообразующие оксиды, их отношения, коэффициенты распределения, нормативные данные и т.п.

Учитывая вещественный состав вулканических формаций, мы старались не упускать из виду структурно-геологический аспект (особенности формирования, размеры геологических тел, их форму, стратиграфическую привязку и пр.), чтобы избежать упрощенного подхода к формации только как к петрографической серии. Не сбрасывая со счета своих предыдущих выводов о развитии в пределах впадины трех магматических формаций: щелочной оливин-базальтовой, щелочно-ультрасосновой — щелочно-базальтоидной и трапповой [150], попытаемся уточнить общие петрохимические признаки множества пород, входящих в их состав, дать им более строгую математико-статистическую характеристику с тем, чтобы в дальнейшем произвести сравнение с магматическими породами соседних регионов и других рифтовых зон земного шара.

1. ФОРМАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ВУЛКАНИТОВ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Формационному исследованию подлежат не отдельные породы и тела, а их различные множества, объединенные в понятия комплексов и породных групп. Как уже говорилось выше, по геолого-структурным и минералогическим петрографическим данным в пределах Днепровско-Донецкой впадины на

современном этапе ее изученности выделены три магматических комплекса: черниговский, белоцерковский и дайковый. Они характеризуются различным географическим положением, способом и временем внедрения, ассоциациями магматических пород и минеральных парагенезисов и, в то же время, имеют некоторые общие черты, указывающие на их принадлежность к кратонному типу вулканизма.

Среди пород, слагающих черниговский комплекс, определены базальты, мелафиры, анкармиты, анальцимовые базальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахиты, риолиты и их туфы. Среди пород белоцерковского комплекса — базальты, анальцимовые базальты, трахиандезитобазальты, трахиты, щелочные трахиты, авгититы, пикриты, меймечиты, фонолиты, нефелиниты, лейцититы, пироксениты, тефриты и их туфы. Характерно, что в обоих комплексах встречаются базальты, трахиты, трахиандезитобазальты, ничем не отличающиеся друг от друга. Дайковый комплекс преимущественно сложен диабазами.

Для петрохимического сравнения выделенных комплексов все множества слагающих их пород распределены в четыре породные группы: базальтоидную, кислую, щелочно-салическую и пикритовую (терминология Ю.А.Кузнецова и др. [120]). Породная группа — более широкое понятие, чем тип пород. Так, базальтоидная породная группа объединяет базальты, анкармиты, трахиандезитобазальты, андезиты; кислая — риолиты, часть трахитов; щелочно-салическая — щелочные трахиты, трахиты, лейкократовые нефелиниты, фонолиты; пикритоидная — авгититы, меймечиты, лимбургиты, слюдяные пикриты. Распределение пород по породным группам осуществлялось с учетом геолого-петрографических, а главное, петрохимических признаков, с тем чтобы иметь возможность сопоставить только однородные породные группы соответствующих комплексов. Из петрохимических характеристик нами учитывались индекс дифференциации Торнтон — Таттла [294], цветовой индекс, нормативный состав пород, определенный по методу CIPW, характеристики, полученные при пересчетах химических анализов методом А.Н.Заварицкого, в частности "а", "в", "Q", коэффициенты титанистости, агпаитности, глиноземистости, рассчитанные по процентам соответствующих оксидов, коэффициент железистости пород. Большинство характеристик получено при пересчетах химических анализов пород по программе "Сравнительная петрохимия", которые произведены в вычислительном центре Института геологии и геохимии горючих ископаемых на вычислительной машине ЕС-1020. Коэффициент ai' подсчитан по средним химическим составам породных групп.

Наиболее распространенной и представительной является базальтоидная породная группа, развитая во всех трех комплексах. Кислую породную группу удалось выделить в составе только черниговского комплекса, пикритоидную и щелочно-салическую — в составе белоцерковского. Таким образом, уже по набору породных групп комплексы различаются между собой.

По химическому составу базальтоиды, являющиеся главной составляю-

Таблица 14. Петрохимические статистики породных групп, слагающих вулканические комплексы Днепровско-Донецкой впадины

| Петрохимические показатели | Черниговский комплекс | | | | Белоцерковский комплекс | | | | | | Дайковский комплекс | |
|-------------------------------------|-----------------------|------|-----------|------|-------------------------|------|---------------|------|--------------------|------|---------------------|------|
| | Базальтоидная | | Кислая | | Пикритоидная | | Базальтоидная | | Щелочно-салическая | | Базальтоидная | |
| | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| SiO ₂ | 48,04 | 5,87 | 64,13 | 6,67 | 37,31 | 3,93 | 44,49 | 2,65 | 53,01 | 8,97 | 45,62 | 1,68 |
| TiO ₂ | 1,67 | 0,81 | 0,52 | 0,34 | 3,93 | 1,18 | 2,69 | 1,20 | 1,57 | 1,33 | 1,80 | 0,70 |
| Al ₂ O ₃ | 16,37 | 2,83 | 14,27 | 2,81 | 8,09 | 3,46 | 11,45 | 3,28 | 13,29 | 3,87 | 14,58 | 1,61 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,05 | 3,31 | 3,18 | 1,49 | 11,67 | 3,09 | 8,95 | 3,05 | 5,81 | 3,56 | 5,84 | 1,99 |
| FeO | 4,11 | 2,22 | 2,37 | 2,72 | 5,78 | 2,03 | 4,47 | 1,78 | 3,62 | 2,66 | 7,51 | 1,48 |
| MnO | 0,32 | 0,21 | 0,23 | 0,22 | 0,40 | 0,16 | 0,26 | 0,11 | 0,28 | 0,18 | 0,31 | 0,07 |
| MgO | 4,53 | 3,10 | 1,21 | 1,06 | 10,40 | 2,59 | 7,31 | 2,27 | 4,23 | 4,21 | 6,41 | 1,60 |
| CaO | 5,09 | 2,99 | 1,68 | 1,13 | 11,99 | 3,79 | 8,55 | 2,88 | 5,48 | 3,86 | 8,80 | 2,04 |
| Na ₂ O | 3,21 | 1,55 | 3,57 | 2,25 | 1,72 | 0,79 | 2,65 | 1,24 | 3,71 | 1,55 | 3,71 | 1,09 |
| K ₂ O | 3,59 | 2,64 | 4,88 | 2,03 | 1,54 | 1,13 | 2,63 | 1,99 | 4,41 | 1,75 | 0,75 | 0,46 |
| P ₂ O ₅ | 0,23 | 0,16 | 0,10 | 0,10 | 0,59 | 0,51 | 0,51 | 0,42 | 0,19 | 0,18 | 0,19 | 0,11 |
| D* | 48,37 | | 78,34 | | 18,25 | | 37,63 | | 58,41 | | 34,73 | |
| C | 25,11 | | 9,90 | | 58,20 | | 39,75 | | 29,48 | | 39,42 | |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 1,72 | | 1,34 | | 2,02 | | 2,00 | | 1,61 | | 0,78 | |
| Ti | 14,96 | | 9,37 | | 22,52 | | 20,05 | | 16,65 | | 13,48 | |
| N/A | 0,43 | | 0,59 | | 0,40 | | 0,46 | | 0,60 | | 0,31 | |
| F ₁ | 56,42 | | 70,80 | | 46,76 | | 49,01 | | 53,99 | | 52,76 | |
| al' | 1,04 | | 2,11 | | 0,29 | | 0,55 | | 0,97 | | 0,74 | |
| n | 53 | | 39 | | 36 | | 41 | | 11 | | 32 | |

* Индекс дифференциации — $D = Ab + Or + Q + C + Ne$; цветовой индекс — $C = Di + Hy + Ol + Mt + Il$;

$$Ti = \frac{TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO} \cdot 100; \quad N/A = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}; \quad F_1 = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} \cdot 100; \quad al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$$

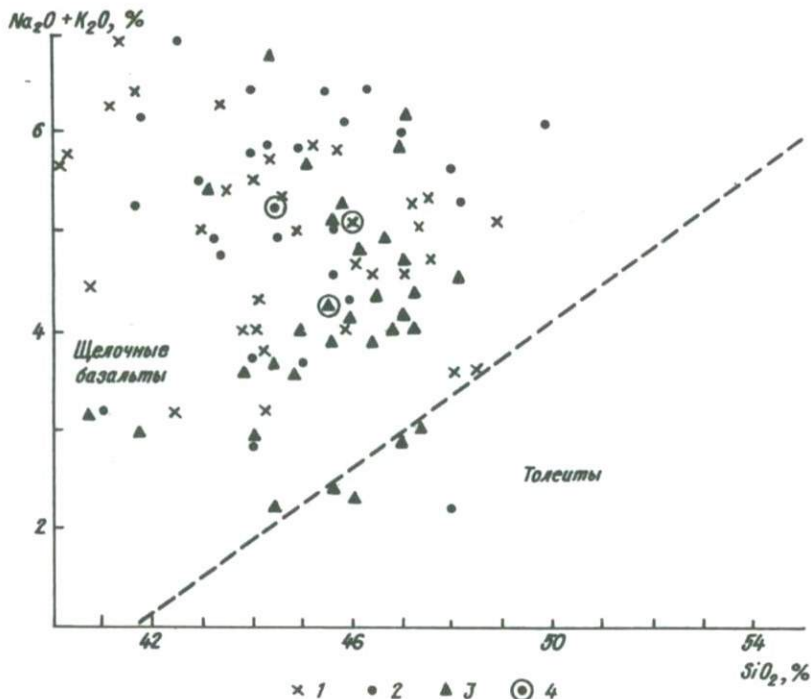


Рис. 10. Распределение составов базальтоидов впадины на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [284]. Базальтоиды комплексов: 1 — черниговского, 2 — белоцерковского, 3 — дайкового, 4 — средние составы базальтоидов соответствующих комплексов

щей каждого комплекса, несколько отличаются друг от друга (табл. 14). Для базальтоидов черниговского комплекса характерно повышенное содержание кремнезема и щелочей, что соответствует широкому развитию в его составе трахиандезитобазальтов, трахиандезитов. Базальтоиды белоцерковского комплекса имеют больше TiO_2 , MgO , P_2O_5 и меньше Al_2O_3 , а отличительной чертой базальтоидов дайкового комплекса является значительное преобладание среди щелочей натрия. К тому же, только в базальтоидах дайкового комплекса оксида железа II больше, чем оксида железа, что считается закономерным для магматических пород, а в первых двух комплексах отмечается обратное явление — оксид железа постоянно преобладает над оксидом железа II, что нередко наблюдается в вулканитах повышенной щелочности [110].

По степени дифференцированности и меланократовости близки между собой базальтоиды белоцерковского и дайкового комплексов, однако агпитность первых выше и отвечает базальтоидам черниговского комплекса.

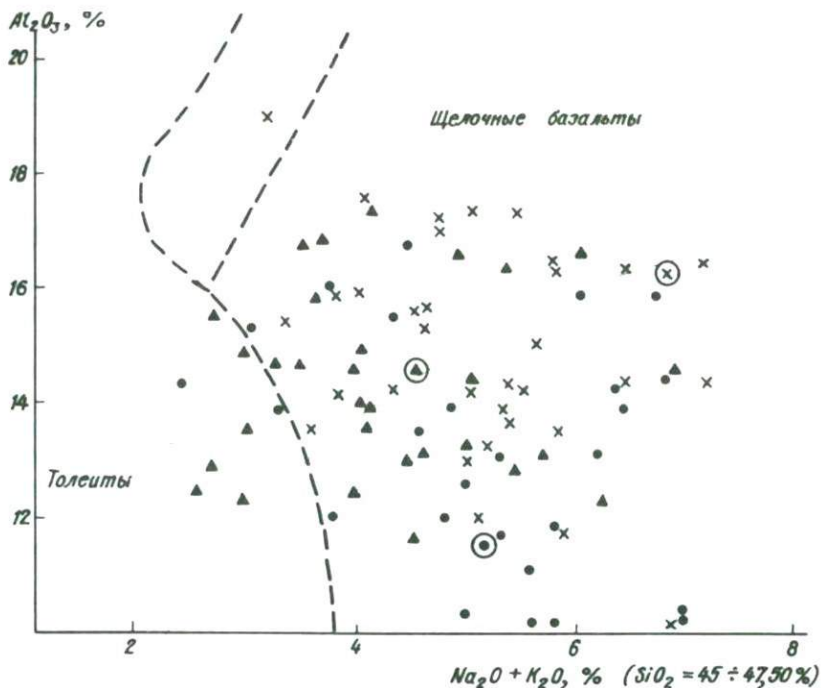


Рис. 11. Распределение составов базальтоидов впадины на диаграмме $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O$ [280]. Условные обозначения см. рис. 10

Судя по коэффициенту глиноземистости ($a_1' = 0,55$), белоцерковские базальтоиды являются низкоглиноземистыми разностями, а базальтоиды двух других комплексов — умеренно-глиноземистыми.

Щелочной уклон всех базальтоидов отчетливо проявляется на диаграммах Г.Макдональда, Т.Капуры [284] и Х.Куно [280], которые отражают зависимость содержания суммы щелочей от кремнезема и глинозема (рис. 10, 11). Практически все анализы базальтов впадины разместились в поле щелочных базальтов, за небольшим исключением точек — составов, главным образом относящихся к диабазам. Точки, отвечающие средним составам базальтоидов черниговского, белоцерковского и дайкового комплексов, легли в поле щелочных базальтов.

Кислая породная группа черниговского комплекса характеризуется максимальным содержанием SiO_2 (64,13%), высоким — щелочей и наименьшим — остальных оксидов. Это наиболее лейкократовая ($C = 9,90$; $a_1' = 2,11$) с максимальным индексом дифференции ($D = 78,34$) и железистости ($F_1 = 70,80$) породная группа.

Щелочно-салическая группа белоцерковского комплекса имеет $SiO_2 =$

= 53,01 %, практически ту же сумму щелочей, что и кислая группа черниговского комплекса, и повышенное по сравнению с ней содержание MgO , CaO , P_2O_5 . Она более меланократовая ($C = 29,48$), обладает меньшим индексом дифференциации, железистости и глиноземистости. По показателю агаптности $N/A = 0,60$ щелочно-салическая породная группа идентична кислой и относится к плюмазитовому типу, для которого характерны значения $N/A = 0,55-0,85$.

В пикритоидную группу белоцерковского комплекса входят породы с очень низким содержанием $SiO_2 = 37,31$, богатые TiO_2 , MgO , CaO , Fe и P_2O_5 . Индекс дифференциации их наименьший — 18,25, цветовой индекс — наибольший, равный 58,20, железистость пород по сравнению с другими породными группами невысокая — $F_1 = 46,76$.

Сопоставление нормативного состава вулканитов позволило установить некоторые общие минералогические особенности описываемых комплексов. Общеизвестно, что нормативы не полностью соответствуют модальному составу пород. Это прежде всего касается гиперстена, который отсутствует в изученных эффузивах, что является характерной чертой вулканических пород рифтовых зон, однако как нормативный минерал он отмечается в некоторых породах черниговского комплекса (см. табл. 9). Щелочной характер вулканитов сказался в появлении нормативного нефелина, который редко наблюдается в породах из-за замещенности вторичными минералами.

Нормативные составы пород были нанесены на треугольные диаграммы двух типов: один характерен для серии пород умеренной щелочности, второй — для пород натриевой щелочной серии (рис. 12, 13). В вершинах первого помещены меланократовые минералы ML , анортит PL и щелочные полевые шпаты с кварцем A' , в вершинах второго — меланократовые минералы ML , фельдшпаты Fd и полевые шпаты $A + PL$.

Породы черниговского комплекса отвечают по своему нормативному составу серии пород умеренной щелочности. Они разместились в полях II, III, IV, V, соответствующих оливиновым базальтам, трахибазальтам, трахиандезитам и трахитам, причем многочисленность точек в трахитовом поле не отражает истинного соотношения кислых и основных дифференциатов этой серии, а является следствием количества выполненных анализов. В поздних дифференциатах этой серии, трахитах, иногда появляются в небольшом количестве фельдшпаты (см. рис. 12, поле V). Характерно, что при пересчетах в кислой породной группе иногда определяется корунд, что указывает на обогащенность пород глиноземом, вероятно, за счет замещения слюдисто-глинистыми минералами. Рассеивание точек нормативных составов пород черниговского комплекса практически полностью соответствует области развития пород серии умеренной щелочности Восточно-Африканской рифтовой зоны [17], выделенной на рисунке пунктирной линией. Это свидетельствует об идентичности их минерального нормативного состава.

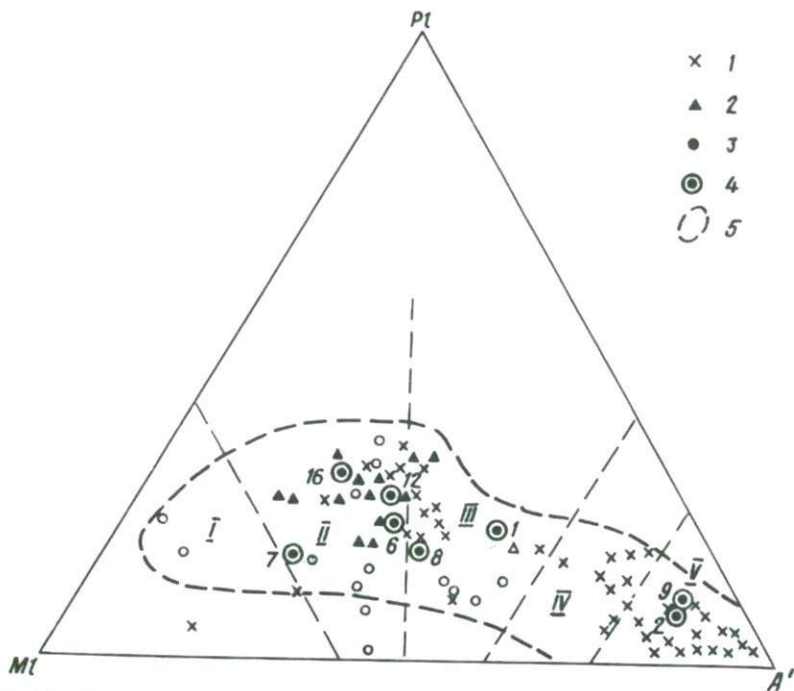


Рис. 12. Нормативные минеральные составы пород серии умеренной щелочности: 1 — черниговского комплекса, 2 — диабазов, 3 — белоцерковского комплекса, 4 — породных групп (цифра отвечает номеру породной группы в табл. 15), 5 — область развития точек-составов пород серии умеренной щелочности Восточно-Африканской рифтовой зоны. Поля: I — меланократовых пикрито-базальтов, II — оливиновых базальтов, III — трахибазальтов, IV — трахиандезитов, V — трахитов. ML — оливин+диопсид+гиперстен+магнетит+ильменит+гематит, PL — анорит, A — альбит+ортоклаз+нефелин или кварц

Нормы пород белоцерковского комплекса легли главным образом на диаграмму натриевой щелочной серии (см. рис. 13) и разместились в поле базанитов (III). Для них характерно преобладание полевых шпатов над фельдшпатоидами, присутствие оливина и изредка гиперстена. Мафические минералы практически не содержат железистого компонента, однако в породах много нормативного магнетита и гематита, в которые связана большая часть железа. По сравнению с областью развития натриевой щелочной серии Восточно-Африканского рифта белоцерковский комплекс сложен менее дифференцированными и менее щелочными породами.

В комплексе жильных диабазов по нормативному составу выделились разности нормальной и повышенной щелочности, относящиеся к полям оливиновых базальтов (см. рис. 12, поле II) и базанитов (см. рис. 13, поле III). Такое разделение минералогических однообразных пород отчасти может

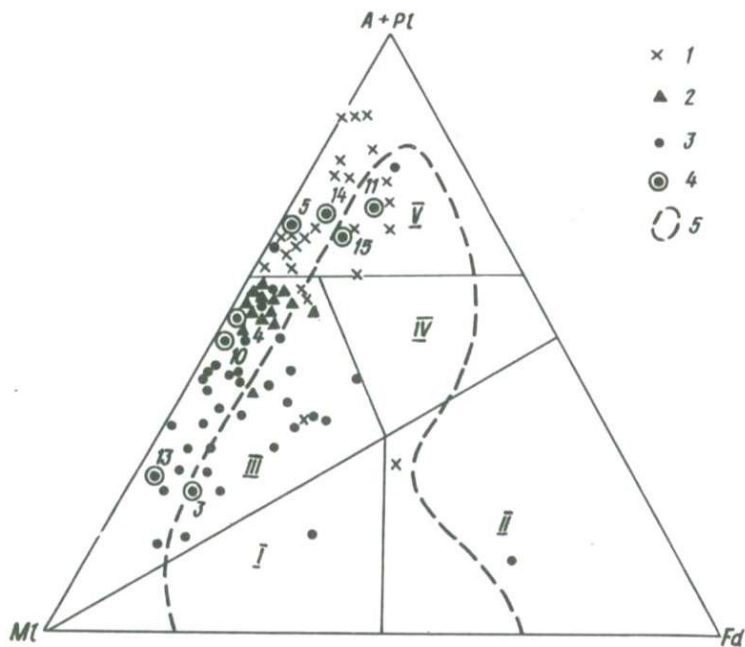


Рис. 13. Нормативные минеральные составы пород натриевой щелочной серии: 1–4 то же, что на рис. 12; 5 – область развития точек-составов пород натриевой щелочной серии Восточно-Африканской рифтовой зоны. Поля: I, II – породы с преобладающим содержанием фельшпатоидов над полевыми шпатами; III – базаниты; IV – фonoлиты натриевой щелочной серии; V – фonoлиты умеренной щелочности. *ML* – оливин+диопсид+волластонит+акмит+ларнит+ильменит+магнетит; *Fd* – нефелин+лейцит+кальсилит; *A + PL* – альбит+калиевый полевой шпат+анортит

быть связано с постмагматической их альбитизацией и повышением роли щелочных полевых шпатов. Несмотря на замещенность, в нормах пород отсутствует гематит и все оксидное железо связано в мафические минералы, что является характерной особенностью диабазов.

Итак, породы белоцерковского комплекса в целом характеризуются большей щелочностью и титанистостью, в них отсутствует кварц, присутствуют модальные и нормативные фельдшпатыды в небольшом количестве, а также оливин и клинопироксен существенно магнезиального состава. В породах черниговского комплекса широко развит наряду с оливином нормативный гиперстен (в модальном составе он отсутствует), типичен кварц, особенно в конечных дифференциатах, и редки нормативные фельдшпатыды. Наряду с базальтами много лейкократовых разновидностей: трахитов, риолитов. Дайковый комплекс по петрохимическим показателям близок толеитам. Характеризуется однообразием минерального состава, присутствием гиперстена и слабой дифференцированностью в отличие от первых двух комплексов, представленных сложно дифференцированными сериями пород.

2. ПЕТРОХИМИЧЕСКОЕ СРОДСТВО ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ПРИПЯТСКОЙ, ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИН, ДОНБАССА И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Как было показано выше, девонский вулканизм не был локализован в пределах современных границ Днепровско-Донецкой впадины, а проявился гораздо шире, захватив соседние с впадиной области: Припятскую впадину, Донбасс, Воронежскую антеклизу. Поэтому для выяснения его формационных особенностей необходимо учесть вулканизм этих регионов, по которым краткие геолого-петрографические сведения приведены в главе I, разделе 3. Подчеркнем, что в Воронежской антеклизе и Донбассе мы учитываем только девонские вулканы, не рассматривая в первом случае более древние (протерозойские), а во втором более молодые (мезозойские) вулканические образования.

На основании геолого-структурных и петрографических признаков в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта установлено восемь комплексов (табл. 15), в которых по минеральному и петрохимическому составам выделены породные группы, подсчитан их средний химический состав (табл. 16) и выполнено сравнение одноименных породных групп по различным петрохимическим показателям.

В Днепровско-Донецкой впадине нами выделены три комплекса (см. гл. 2), в Донбассе на основании исследований Н.В.Бутурлинова [37] и автора [143] — также три комплекса, в Припятской впадине и Воронежской антеклизе — по одному комплексу. По Припятской впадине использованы данные В.П.Корзуна, А.С.Махнача [116] и частично личные материалы, собранные в 1974—1980 гг. Для характеристики вулканического комплекса Воронежской антеклизы использованы данные И.Н.Быкова [41].

В составе сравниваемых комплексов установлено четыре разновидности породных групп: пикритоидная, базальтоидная, кислая, щелочно-салическая, причем базальтоидная группа присутствует в каждом комплексе, за исключением покрово-киреевского. В количественном отношении базальтоиды являются преобладающими породами палеорифта, поэтому логично сравнение начать именно с этой породной группы.

Средний химический состав базальтоидов Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта (см. рис. 14) в целом отвечает химизму базальтов континентов, за исключением небольших региональных различий. Сравнение химизма базальтоидов выделенных комплексов (см. табл. 16, п.1, 4, 6, 8, 12, 14, 16) позволяет отметить следующее. Для базальтов дайкового, толеит-базальтового и воронежского комплексов (6, 12, 16) характерно большое постоянство химического и минерального составов, что выражено в небольших величинах среднеквадратического отклонения.

Содержание SiO_2 колеблется в пределах 44,49—48,43 %, укладываемых в норму для базальтов 42—52 %. Более-менее постоянно количество Al_2O_3 , составляющее 13,79—16,50 %, и лишь в белоцерковском комплексе снижается до 11,45 %, что может быть связано с широким развитием меланократовых разностей.

Таблица 15. Девонские вулканические комплексы Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта

| Регион | Вулканические комплексы | Номер группы | Породные группы | Формация |
|-----------------------------|-------------------------|--------------------|----------------------|----------|
| Днепровско-Донецкая впадина | Черниговский | 1 | <u>Базальтоидная</u> | -tbl |
| | | 2 | Кислая | |
| | Белоцерковский | 3 | <u>Пикритоидная</u> | -uf |
| | | 4 | <u>Базальтоидная</u> | |
| 5 | | Щелочно-салическая | | |
| Донбасс | Дайковый | 6 | Базальтоидная | -bm |
| | Волновахско-еланчикский | 7 | <u>Пикритоидная</u> | -tbl |
| | | 8 | <u>Базальтоидная</u> | |
| | | 9 | Кислая | |
| | Покрово-киреевский | 10 | <u>Пикритоидная</u> | -uf |
| | | 11 | Щелочно-салическая | |
| 12 | | Базальтоидная | | |
| Толит-базальтовый | Припятский | 13 | Пикритоидная | -nbf |
| | | 14 | <u>Базальтоидная</u> | |
| | | 15 | Щелочно-салическая | |
| Воронежская антеклиза | Воронежский | 16 | Базальтоидная | -bm |

Примечание. Сплошной чертой подчеркнута количественно преобладающая породная группа, штриховой — следующая за ней. Формации: tbl — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая; uf — меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов; bm — базальт-долеритовая; nbf — щелочных базальтоидов, фонолитов [162].

Для всех базальтоидов региона отмечается несколько повышенное содержание TiO_2 (1,60–1,99 %), которое в базальтах белоцерковского комплекса возрастает до 2,69 % и достигает максимальных величин — 5,05 % в соответствующих породах волновахско-еланчикского комплекса.

Типоморфным элементом основных пород является железо, суммарное значение оксида и оксида железа II — $FeO^* = FeO + 0,9 Fe_2O_3$ — всегда выше MgO . В базальтах всех типов известных на континентах Fe^{2+} больше, чем Fe^{3+} [60], однако в нашем случае такая закономерность прослежена лишь в породах дайкового, толит-базальтового и воронежского комплексов, что в значительной мере сближает их. В остальных базальтоидах региона наблюдается нестандартное содержание $Fe^{3+} > Fe^{2+}$, что, возможно, зависит от ряда причин, прежде всего их повышенной щелочности и от способа образования пород в виде центральновулканических извержений, при которых осуществлялось максимальное окисление железа. Нет причин связывать увеличенное содержание Fe^{3+} с последующим постмагматическим замещением пород, поскольку базальтоиды всех комплексов практически однообразны и в равной мере подвержены разложению, однако в части их $Fe^{2+} > Fe^{3+}$, а в большинстве случаев $Fe^{3+} > Fe^{2+}$.

Таблица 16. Средний химический состав девонских вулканитов Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта

| Комплекс | Номер группы | Породная группа | n | Статистики | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|------------------------|--------------|--------------------|-----|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| Черниговский | 1 | Базальтоидная | 53 | \bar{x} | 48,04 | 1,67 | 16,37 | 7,05 | 4,11 | 0,32 | 4,53 | 5,09 | 3,21 | 3,59 | 0,23 |
| | | | | S | 5,87 | 0,81 | 2,83 | 3,31 | 2,22 | 0,21 | 3,10 | 2,99 | 1,55 | 2,64 | 0,16 |
| | 2 | Кислая | 39 | \bar{x} | 64,13 | 0,52 | 14,27 | 3,18 | 2,37 | 0,23 | 1,21 | 1,68 | 3,57 | 4,88 | 0,10 |
| | | | | S | 7,67 | 0,34 | 2,81 | 1,49 | 1,72 | 0,22 | 1,06 | 1,13 | 2,25 | 2,03 | 0,10 |
| Белоцерковский | 3 | Пикритовидная | 36 | \bar{x} | 37,31 | 3,93 | 8,09 | 11,67 | 5,78 | 0,40 | 10,40 | 11,99 | 1,72 | 1,54 | 0,59 |
| | | | | S | 3,93 | 1,18 | 3,46 | 3,09 | 2,03 | 0,16 | 2,59 | 3,79 | 0,79 | 1,13 | 0,51 |
| | 4 | Базальтоидная | 41 | \bar{x} | 44,49 | 2,69 | 11,45 | 8,95 | 4,47 | 0,26 | 7,31 | 8,55 | 2,65 | 2,63 | 0,51 |
| | | | | S | 2,65 | 1,20 | 3,28 | 3,05 | 1,78 | 0,11 | 2,27 | 2,88 | 1,24 | 1,99 | 0,42 |
| | 5 | Щелочно-салическая | 11 | \bar{x} | 53,01 | 1,57 | 13,29 | 5,81 | 3,62 | 0,28 | 4,23 | 5,48 | 3,71 | 4,31 | 0,19 |
| | | | | S | 8,97 | 1,33 | 3,87 | 3,56 | 2,66 | 0,18 | 4,21 | 3,86 | 1,55 | 1,75 | 0,18 |
| Дайковский | 6 | Базальтоидная | 116 | \bar{x} | 45,62 | 1,80 | 14,58 | 5,84 | 7,51 | 0,31 | 6,41 | 8,80 | 3,71 | 0,75 | 0,19 |
| | | | | S | 1,68 | 0,70 | 1,61 | 1,99 | 1,48 | 0,07 | 1,60 | 2,04 | 1,09 | 0,46 | 0,11 |
| Волноваско-еланчикский | 7 | Пикритовидная | 72 | \bar{x} | 41,75 | 5,42 | 10,48 | 7,87 | 6,45 | 0,11 | 9,96 | 10,32 | 1,93 | 1,26 | — |
| | | | | S | 1,63 | 1,98 | 1,50 | 1,93 | 1,37 | 0,04 | 1,99 | 1,93 | 0,81 | 0,69 | — |
| | 8 | Базальтоидная | 225 | \bar{x} | 45,25 | 5,05 | 13,79 | 7,91 | 4,82 | 0,10 | 6,03 | 7,28 | 3,60 | 1,87 | — |
| | | | | S | 3,06 | 0,86 | 1,14 | 2,30 | 1,70 | 0,08 | 1,56 | 1,93 | 0,93 | 0,86 | — |
| | 9 | Кислая | 16 | \bar{x} | 69,09 | 0,65 | 13,12 | 2,00 | 1,84 | 0,07 | 1,03 | 1,89 | 2,11 | 5,82 | 0,07 |
| | | | | S | 9,52 | 0,20 | 5,00 | 1,18 | 0,89 | 0,05 | 0,61 | 0,90 | 2,98 | 3,37 | 0,07 |
| Покровокиреевский | 10 | Пикритовидная | 20 | \bar{x} | 39,16 | 5,85 | 9,54 | 8,13 | 5,18 | 0,16 | 6,40 | 9,87 | 2,26 | 3,25 | 0,91 |
| | | | | S | 1,17 | 0,89 | 0,77 | 1,28 | 0,96 | 0,02 | 0,72 | 0,72 | 0,83 | 0,81 | 0,11 |
| | 11 | Щелочно-салическая | 20 | \bar{x} | 49,93 | 1,63 | 17,92 | 3,15 | 3,51 | 0,19 | 1,82 | 4,03 | 3,66 | 7,55 | 0,11 |
| | | | | S | 4,23 | 0,61 | 1,98 | 1,86 | 1,41 | 0,98 | 1,04 | 2,10 | 1,93 | 3,23 | 0,09 |
| Толеит-базальтовый | 12 | Базальтоидная | 15 | \bar{x} | 48,01 | 1,99 | 14,83 | 4,25 | 7,90 | 0,17 | 5,96 | 8,61 | 3,51 | 0,46 | 0,19 |
| | | | | S | 2,53 | 0,64 | 1,68 | 2,18 | 1,62 | 0,05 | 1,40 | 2,63 | 1,17 | 0,26 | 0,15 |
| Припятский | 13 | Пикритовидная | 13 | \bar{x} | 38,99 | 2,32 | 6,67 | 6,55 | 7,94 | 0,26 | 18,45 | 8,37 | 1,66 | 0,59 | 0,37 |
| | | | | S | 1,09 | 0,51 | 1,31 | 2,24 | 1,26 | 0,14 | 4,36 | 3,77 | 0,67 | 0,36 | 0,23 |
| | 14 | Базальтоидная | 17 | \bar{x} | 47,97 | 1,91 | 16,50 | 5,45 | 3,95 | 0,31 | 5,55 | 3,94 | 4,60 | 3,82 | 0,49 |
| | | | | S | 4,45 | 0,55 | 2,09 | 1,77 | 1,78 | 0,18 | 2,25 | 1,58 | 1,46 | 1,63 | 0,29 |
| | 15 | Щелочно-салическая | 45 | \bar{x} | 49,51 | 2,04 | 16,00 | 5,93 | 2,29 | 0,17 | 4,13 | 3,50 | 5,23 | 4,76 | 0,49 |
| | | | | S | 5,02 | 0,78 | 1,96 | 2,71 | 1,44 | 0,09 | 2,66 | 1,48 | 1,87 | 2,20 | 0,26 |
| Воронежский | 16 | Базальтоидная | 172 | \bar{x} | 48,43 | 1,60 | 14,26 | 5,88 | 6,79 | 0,12 | 7,68 | 10,70 | 2,12 | 0,31 | 0,23 |
| | | | | S | 0,95 | 0,18 | 0,52 | 1,02 | 0,70 | 0,08 | 0,92 | 1,09 | 0,29 | 0,18 | 0,12 |

Отношение Fe_2O_3/FeO в щелочных базальтах выше, чем в толеитах (табл. 17). Эта тенденция сохраняется в регионе, несмотря на повышенные значения отношения в целом: в породах дайкового, толеит-базальтового и воронежского комплексов $Fe_2O_3/FeO < 1$, в остальных базальтоидах > 1 . MgO и CaO являются также типоморфными оксидами базальтоидов, причем CaO постоянно несколько преобладает над MgO , за исключением припятского комплекса, где $MgO = 5,55\%$, а $CaO = 3,94\%$. В породах дайкового, толеит-базальтового и воронежского комплексов содержание CaO несколько выше, чем в остальных базальтоидах, и составляет $8,80-10,70\%$, что является характерной чертой толеитов. По содержанию MgO базальтоиды заметно не различаются ($4,53-7,68\%$).

Na_2O и K_2O играют большую роль в геохимической специализации магматических расплавов, прежде всего в различии щелочных и толеитовых основных магм. По сумме щелочей базальтоиды региона разделяются на щелочные разности с $Na_2O + K_2O = 5,28-8,42\%$ и толеитовые с $Na_2O + K_2O = 2,43-4,46\%$. К последним относятся три неоднократно перечисленные выше комплекса: дайковый, толеит-базальтовый и воронежский, имеющие много общих геохимических черт. Для данных комплексов отношение Na_2O/K_2O равно $4,95-7,63$, в то время как для остальных оно составляет $0,89-1,93$. Это связано с увеличением роли K_2O в щелочных базальтоидах, где его содержание составляет $1,87-3,82\%$, а в толеитах едва достигает $0,31-0,75\%$. Содержание Na_2O при этом во всех базальтоидах примерно одинаковое, колеблющееся в пределах $2,12-4,60\%$. Щелочные базальтоиды по значению отношения Na_2O/K_2O , в среднем составляющему $1,1-1,4$, относятся к калиево-натриевым щелочным сериям [28, 110].

По коэффициенту аргайтности N/A (см. табл. 17) прослеживаются различия между комплексами: в базальтоидах № 1, 4, 8, 14 отношение $N/A = 0,40-0,51$, в базальтоидах № 6, 12, 16 — $N/A = 0,17-0,31$, причем в первом случае коэффициент аргайтности соответствует щелочным, а во втором — толеитовым базальтам [60]. Коэффициент глиноземистости $ai' = 0,70-1,10$ характеризует описываемые базальтоиды как умеренно-глиноземистые разности. Исключение представляют лишь низкоглиноземистые породы белоцерковского комплекса, имеющие $ai' = 0,55$.

Фосфор является характерным элементом щелочных основных пород. К сожалению, его начали регулярно определять в породах только в последние годы, поэтому в части использованных анализов он выпадает и полученные средние значения не отвечают истинным. Совсем не охарактеризован в отношении фосфора волновашско-еланчикский комплекс. Тем не менее замечается большая насыщенность этим элементом щелочных базальтоидов ($0,23-0,51$) по сравнению с толеитовыми ($0,19-0,23$).

Таким образом, по среднему содержанию главных петрогенных оксидов и некоторым петрохимическим показателям базальтоиды сравниваемых комплексов достаточно четко разделяются на щелочные и толеитовые разности. К щелочным относятся базальтоиды черниговского, белоцерковского,

Таблица 17. Петрохимические статистики базальтоидной группы

| Петрохимические показатели | Комплекс | | | | | | |
|-------------------------------------|-------------------|--------------------|----------------|-----------------------------|-------------------------|-----------------|------------------|
| | Черниговский (1)* | Белоцерковский (4) | Дайковский (6) | Волновихско-еланчикский (8) | Толейт-базальтовый (12) | Припятский (14) | Воронежский (16) |
| D** | 48,37 | 37,63 | 34,73 | 40,83 | 32,40 | 57,22 | 23,60 |
| C | 35,11 | 39,75 | 39,42 | 31,80 | 39,67 | 23,04 | 45,50 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 1,72 | 2,00 | 0,78 | 1,64 | 0,54 | 1,38 | 0,87 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 0,89 | 1,01 | 4,95 | 1,93 | 7,63 | 1,20 | 6,84 |
| Ti | 14,96 | 20,05 | 13,48 | 39,67 | 16,38 | 20,32 | 12,63 |
| N/A | 0,42 | 0,46 | 0,31 | 0,40 | 0,27 | 0,51 | 0,17 |
| F ₁ | 56,42 | 49,01 | 52,76 | 52,62 | 52,45 | 47,22 | 46,87 |
| F ₂ | 0,33 | 0,25 | 0,39 | 0,31 | 0,43 | 0,29 | 0,33 |
| al' | 1,04 | 0,55 | 0,74 | 0,74 | 0,82 | 1,10 | 0,70 |
| a*** | 13,28 | 9,90 | 9,56 | 10,99 | 8,70 | 13,54 | 5,16 |
| b | 20,86 | 32,93 | 29,85 | 27,42 | 27,07 | 20,78 | 30,89 |
| c | 5,22 | 2,92 | 5,31 | 4,04 | 5,94 | 3,39 | 7,05 |
| Q | -10,52 | -14,22 | -13,98 | -10,90 | -6,76 | -17,91 | -3,58 |
| m | 39,79 | 38,57 | 37,62 | 38,45 | 33,61 | 47,74 | 42,46 |
| n | 57,61 | 60,50 | 88,26 | 74,53 | 92,06 | 64,67 | 91,22 |
| t | 2,55 | 4,35 | 2,88 | 7,74 | 3,02 | 2,91 | 2,42 |
| f' | 31,27 | 23,85 | 17,31 | 25,47 | 13,90 | 23,67 | 16,42 |
| c' | 7,11 | 23,58 | 19,34 | 18,49 | 18,17 | 3,03 | 19,71 |
| Ap**** | 0,54 | 1,24 | 0,45 | 0,02 | 0,45 | 1,16 | 0,54 |
| Or | 21,22 | 15,54 | 4,43 | 11,05 | 2,72 | 22,58 | 1,83 |
| Ab | 27,15 | 21,69 | 29,03 | 28,99 | 29,69 | 29,60 | 17,93 |
| An | 19,66 | 11,59 | 20,92 | 15,95 | 23,36 | 13,10 | 28,48 |
| Il | 3,17 | 5,11 | 3,42 | 9,59 | 3,78 | 3,63 | 3,04 |
| Mt | 9,43 | 7,44 | 8,47 | 1,21 | 6,16 | 7,90 | 8,53 |
| Hm | 0,54 | 3,82 | - | 7,08 | - | - | - |
| Wo | 1,70 | 11,48 | 8,97 | 8,33 | 7,56 | 1,35 | 9,64 |
| En | 1,47 | 9,92 | 5,91 | 7,20 | 4,63 | 1,16 | 6,91 |
| Fs | - | - | 2,43 | - | 2,50 | 0,01 | 1,87 |
| Di | 3,18 | 21,40 | 17,31 | 15,53 | 14,69 | 2,53 | 18,43 |
| Q | - | - | - | - | - | - | 3,84 |
| En | 8,22 | - | - | - | 8,61 | - | 12,21 |
| Fs | - | - | - | - | 4,64 | - | 3,30 |
| Hy | 8,22 | - | - | - | 13,25 | - | 15,31 |
| Fo | 1,11 | 5,80 | 7,04 | 5,48 | 1,12 | 8,87 | - |
| Fa | - | - | 3,19 | - | 0,66 | 0,12 | - |
| Ol | 1,11 | 5,80 | 10,23 | 5,48 | 1,78 | 8,99 | - |
| Ne | - | 0,39 | 1,27 | 0,79 | - | 5,04 | - |

* В скобках указан порядковый номер породной группы табл. 16. D = Ab +

+ Or + Q + C + Ne, C = Di + Hy + Ol + Mt + Il; Ti = $\frac{\text{TiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100$; N/A = $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$;

F₁ = $\frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}} \cdot 100$; F₂ = $\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$; al' = $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$. ***a...c' -

характеристики, по А.Н. Заварицкому. ****Ap...Ne - нормативные минералы, по CIPW

Таблица 18. Формулы главных компонент базальтоидных групп Припятско-Днепроовско-Донецкого палеорифта

| Номер породной группы* | Комплекс | Формула компоненты | Нагрузка, % | Характеристика комплекса |
|------------------------|-------------------------|---|-------------|--------------------------|
| 1 | Черниговский | $F_1 = \frac{\text{SiO}_2^{81} \text{K}_2\text{O}^{79} \text{Al}_2\text{O}_3^{74}}{\text{TiO}_2^{84} \text{CaO}^{74} \text{MgO}^{72} \text{FeO}^{66} \text{Fe}_2\text{O}_3^{57} \text{MnO}^{37}}$ | 42 | Дифференцированный |
| | | $F_2 = \frac{\text{Na}_2\text{O}^{86} \text{P}_2\text{O}_5^{37}}{\text{MgO}^{51} \text{K}_2\text{O}^{37}}$ | 15 | |
| 4 | Белоцерковский | $F_1 = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3^{87} \text{SiO}_2^{69} \text{K}_2\text{O}^{51}}{\text{TiO}_2^{93} \text{Fe}_2\text{O}_3^{75} \text{P}_2\text{O}_5^{74} \text{CaO}^{68} \text{MgO}^{41}}$ | 40 | " |
| | | $F_2 = \frac{\text{Na}_2\text{O}^{50} \text{SiO}_2^{45} \text{Fe}_2\text{O}_3^{42}}{\text{FeO}^{75} \text{MgO}^{68} \text{MnO}^{51}}$ | 18 | |
| 6 | Дайковый | $F_1 = \frac{\text{Na}_2\text{O}^{82} \text{Fe}_2\text{O}_3^{75}}{\text{CaO}^{75} \text{MgO}^{60} \text{FeO}^{45}}$ | 24 | Недифференцированный |
| | | $F_2 = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3^{73} \text{SiO}_2^{44}}{\text{TiO}_2^{68} \text{FeO}^{50} \text{MgO}^{40}}$ | 18 | |
| 8 | Волновахско-еланчикский | $F_1 = \frac{\text{SiO}_2^{86} \text{Al}_2\text{O}_3^{75} \text{P}_2\text{O}_5^{74} \text{Na}_2\text{O}^{70} \text{K}_2\text{O}^{56}}{\text{MgO}^{87} \text{TiO}_2^{79} \text{CaO}^{67} \text{FeO}^{62}}$ | 44 | Дифференцированный |
| | | $F_2 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^{90} \text{K}_2\text{O}^{47} \text{TiO}_2^{42} \text{MnO}^{34}}{\text{FeO}^{71} \text{P}_2\text{O}_5^{69} \text{Na}_2\text{O}^{47} \text{MgO}^{32}}$ | 22 | |
| 12 | Толент-базальтовый | $F_1 = \frac{\text{Na}_2\text{O}^{83} \text{TiO}_2^{82}}{\text{CaO}^{94} \text{MgO}^{75} \text{Al}_2\text{O}_3^{73}}$ | 39 | Недифференцированный |
| | | $F_2 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^{70}}{\text{FeO}^{62}}$ | 22 | |
| 14 | Припятский | $F_1 = \frac{\text{SiO}_2^{85} \text{Al}_2\text{O}_3^{71} \text{K}_2\text{O}^{52}}{\text{MgO}^{93} \text{FeO}^{89} \text{Fe}_2\text{O}_3^{46}}$ | 36 | Дифференцированный |
| | | $F_2 = \frac{\text{CaO}^{64} \text{K}_2\text{O}^{59}}{\text{MnO}^{53}}$ | 18 | |
| 16 | Воронежский | $F_1 = \frac{\text{CaO}^{88} \text{SiO}_2^{79}}{\text{K}_2\text{O}^{87} \text{Fe}_2\text{O}_3^{84} \text{MgO}^{57}}$ | 34 | Недифференцированный |
| | | $F_2 = \frac{\text{Na}_2\text{O}^{80} \text{FeO}^{74} \text{MnO}^{58}}{\text{MgO}^{78}}$ | 23 | |

* Номер породной группы соответствует порядковому в табл. 16. ** — коэффициент корреляции оксида с данной компонентой, умноженный на 100.

волновахско-еланчикского и припятского комплексов, к толеитовым — базальтоиды дайкового, толеит-базальтового и воронежского комплексов. Это различие особенно проявляется в поведении Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ti и щелочей.

Для изучения особенностей поведения оксидов и их ассоциаций в процессе петрогенезиса был применен метод главной компоненты факторного анализа (табл. 18). Выявленные с его помощью основные петрохимические тенденции базальтоидов указывают на наличие двух типов ассоциаций петрогенных оксидов. Первый отвечает согласованному поведению

$\frac{SiO_2, Al_2O_3, K_2O}{TiO_2, MgO, FeO^*, CaO}$, причем накопление первых влечет за собой уменьше-

ние вторых, что в принципе отвечает процессу кристаллизационного фракционирования Боуэна. Главная компонента этого типа установлена в базальтоидах черниговского, белоцерковского, волновахско-еланчикского, припятского комплексов, сложенных дифференцированными сериями щелочно-го уклона, при этом только в волновахско-еланчикском комплексе выражен полный боуэновский тренд, в остальных — неполный. Сила проявления первой компоненты составляет 36–44 %.

Второй тип ассоциаций оксидов свойствен недифференцированным базальтоидам дайкового, толеит-базальтового и воронежского комплексов. Он характеризуется примерно равными значениями первой и второй компоненты, причем главная компонента для каждого комплекса имеет свой набор оксидов, отображающий какой-либо частный петрохимический процесс, не имеющий для данного типа пород универсального значения. Боуэновский тренд в этих породах не выражен, что является одной из особенностей примитивных базальтоидов [81].

При графическом изображении двух отмеченных типов ассоциаций оксидов наблюдается разное распределение точек. В недифференцированных базальтоидах точки, изображающие сопряженную для первого и второго факторов тенденцию поведения компонент в каждом конкретном образце, хаотично рассеиваются. Поле рассеяния приближается к кругу без определенно выраженного направления — вектора.

Для дифференцированных комплексов рассеяние точек происходит в поле, приближающемся к эллипсу, большая ось которого указывает главное направление изменчивости ассоциаций оксидов (рис. 14). Для базальтоидов черниговского комплекса часть точек не попадает в контур главного эллипса. При анализе соответствующих этим точкам конкретных пород оказывается, что они являются интенсивно замещенными базальтами и андезитобазальтами. Эти точки объединены в дополнительный, проведенный штрихом эллипс, выражающий, по-видимому, тенденцию замещения пород. Для пород черниговского, а также белоцерковского комплексов (см. табл. 18) характерно несопряженное с главной компонентой поведение Na_2O . Этот оксид входит во вторую компоненту. Таким образом, щелочи K_2O и Na_2O

* Сумма оксидов железа.

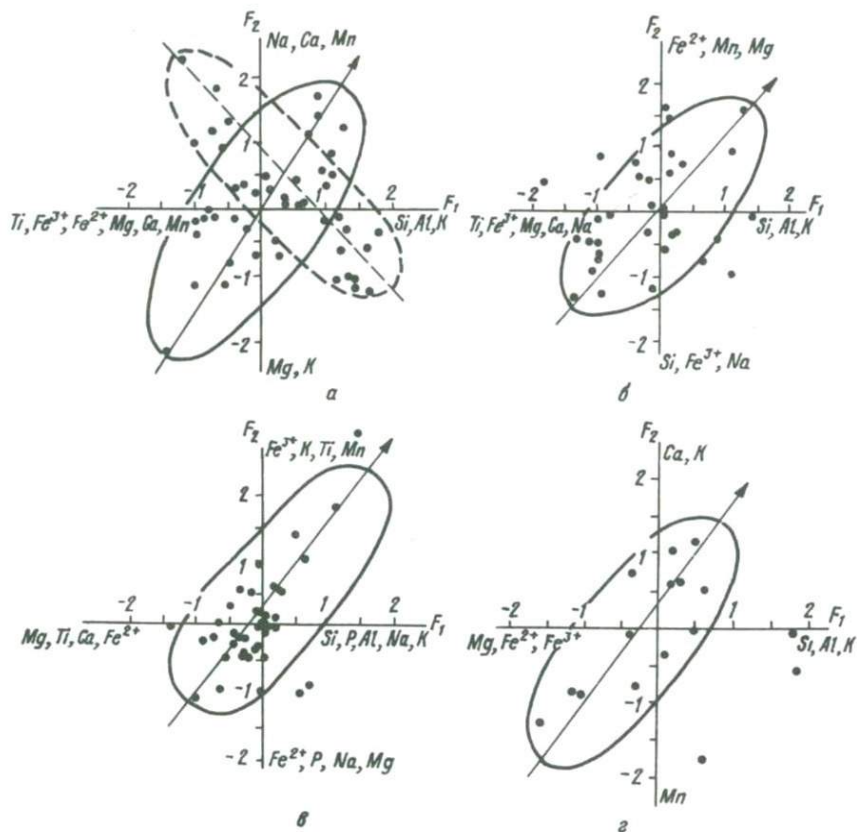


Рис. 14. Диаграмма распределения в плоскости главных координат базальтоидов различных комплексов:

а — черниговского, б — белоцерковского, в — волновахского, г — припятского

имеют независимую тенденцию накопления в поздних дифференциатах: K_2O — вследствие кристаллизационной дифференциации, Na_2O — возможно, вследствие поступления высокотемпературных щелочных растворов [111], что в итоге приводит к образованию калиево-натриевых серий пород.

В волновахско-еланчикском комплексе первая компонента отвечает полному боуэновскому тренду, достаточно четко выраженному (44%), а вторая, возможно, отражает важную особенность вулканитов Донбасса — необыкновенно высокое содержание в них TiO_2 .

Для припятских базальтоидов характерна калиевая специфика: K_2O входит в два основных фактора, в сумме составляющих 54%, а Na_2O в них не участвует. CaO ведет себя независимо от главной тенденции поведения окси-

дов, вместе с K_2O входя во вторую компоненту. TiO_2 имеет независимый фактор. Калиевая специфика припятского комплекса хорошо прослеживается по направлению вектора диаграммы (см. рис. 14).

Таким образом, в Днепровско-Донецкой впадине факторным анализом подтверждается развитие как сложных дифференцированных серий базальтоидов, так и примитивных базальтоидов, что является отличительной чертой материковых рифтов. Для первых определяющей тенденцией является согласо-

ванное поведение $\frac{SiO_2, Al_2O_3, K_2O}{TiO_2, MgO, CaO, FeO}$ и в большинстве случаев неза-

висимое поведение Na_2O . Для вторых нет четко выраженной общей тенденции — это слабо или совсем недифференцированные породы однообразного состава. К ним относятся базальтоиды дайкового, толеит-базальтового и воронежского комплексов.

Дальнейшее сравнение базальтоидов по отдельным петрохимическим показателям выявляет некоторые различия внутри щелочных базальтоидов (см. табл. 16, 17, № 1, 4, 8, 14). По индексу дифференциации ($D = 48,37; 40,83$) и железистости ($F_1 = 56,42; 52,62$) близки между собой породы черниговского и волновахско-еланчикского комплексов, в то время как базальты белоцерковского комплекса отвечают менее дифференцированной ($D = 37,63$), а припятского — более дифференцированной порции расплава ($D = 57,22$). Отметим также, что припятские базальты характеризуются наибольшей щелочностью ($N/A = 0,51$) и всем породам региона свойственна повышенная титанистость, в особенности базальтам волновахско-еланчикского комплекса.

По классификации А.Н.Заварицкого [90], щелочные базальтоиды относятся к слабо недосыщенным SiO_2 породам, умеренно богатым щелочами, меланократовым, за исключением припятского комплекса, входящего в близкую группу ненасыщенных SiO_2 , щелочных лейкократовых разностей. Существенных различий в числовых характеристиках не наблюдается. Породам свойственно постоянно отрицательное значение Q и незначительное преобладание натриевой составляющей в щелочных полевых шпатах.

Расчет средних нормативных составов показывает, что все базальтоиды, за исключением воронежских, являются бескварцевыми оливинсодержащими породами. Базальты воронежского комплекса относятся к кварцсодержащим гиперстеновым разностям, представляя собой наиболее типичные толеиты. Нормативный гиперстен появляется также в базальтах черниговского комплекса, наряду с оливином и диопсидом, т.е. эти базальты занимают как бы промежуточное положение между толеитами и истинно щелочными базальтами. В некоторых разновидностях базальтов рассчитывается нормативный нефелин, максимальное содержание которого отмечается в припятском комплексе.

Таким образом, среди щелочных базальтоидов по ряду петрохимических показателей выделяются базальтоиды припятского комплекса: это наиболее щелочная ($N/A = 0,51$) и отвечающая более высокой степени дифференци-

рованности ($D = 57,22$) лейкократовая ($a_1' = 1,10$) группа базальтоидов щелочного уклона.

Пикритоидная породная группа выделена в составе белоцерковского, волновахско-еланчикского, покрово-киреевского и припятского комплексов (см. табл. 15, номера групп 3, 7, 10, 13), причем преобладающее значение она имеет только в белоцерковском. Отметим наиболее характерные петрохимические черты этой породной группы, сложенной очень разнообразными петрографическими разностями пород: авгититами, мончикитами, меймечитами, слюдяными пикритами, анкаратритами и пр.

Обладая близким средним химическим составом (см. табл.16), пикритоиды волновахско-еланчикского комплекса являются наиболее кислыми ($\text{SiO}_2 = 41,75\%$), покрово-киреевского — наиболее щелочными ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,51\%$), припятского — наиболее магнизальными ($\text{MgO} = 18,45\%$) разностями, причем лишь в последних отмечается $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$. Эти различия сказываются при дальнейших пересчетах (табл. 19) и позволяют особо выделить волновахско-еланчикские и припятские пикритоиды. Первые, по классификации А.Н.Заварицкого [90], относятся к недосыщенным SiO_2 , бедным щелочами, меланократовым породам, тогда как пикритоиды остальных комплексов являются ненасыщенными SiO_2 , щелочными голомеланократовыми разностями. При пересчетах на нормативный состав в пикритоидах волновахско-еланчикского комплекса появляется гиперстен, отсутствует нефелин, тогда как для прочих сравниваемых пород характерно присутствие нормативного нефелина и отсутствие гиперстена.

А.Е.Рингвуд [203] при построении своей пиролитовой модели Земли большое значение придавал поведению оксида железа II, отмечая постоянство отношения $\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$ в альпинотипных ультраосновных породах мантийного происхождения. Оно равно 0,07–0,11 и, по мнению автора, свидетельствует об однородности верхнего слоя мантии. В породах сравниваемых регионов близким значением обладает пикритоидная группа припятского комплекса ($F_2 = 0,19\%$). В остальных это отношение составляет 0,23–0,31%, практически сохраняясь таковым в базальтоидных породах палеорифта. Несколько завышенные значения, возможно, связаны с палеотипностью изучаемых пород, а их постоянство указывает на генетическую близость сравниваемых породных групп: пикритоидов и базальтоидов.

Для сложных комплексов Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта характерно развитие поздних дифференциатов, представленных либо кислыми, либо щелочно-салическими породными группами. В кислых преобладают риолиты, в щелочно-салических — трахиты, щелочные трахиты, фонолиты. Конечные дифференциаты являются важными петрографическими свидетельствами серийной принадлежности комплексов: умеренно щелочные серии заканчиваются кислыми, серии повышенной щелочности — щелочно-салическими породами.

Кислая породная группа развита в черниговском и волновахско-еланчик-

Таблица 19. Петрохимические статистики пикритоидной группы

| Петрохимические показатели | Комплексы | | | |
|-------------------------------------|----------------------|-----------------------------|-----------------|-------------------------|
| | Белоцерковский (3) * | Волновахско-еланчикский (7) | Припятский (13) | Покрово-киреевский (10) |
| D** | 18,25 | 23,77 | 15,91 | 38,00 |
| C | 58,20 | 51,29 | 66,39 | 47,71 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 2,02 | 1,22 | 0,83 | 1,60 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 1,1 | 1,53 | 2,81 | 0,69 |
| Ti | 22,52 | 37,85 | 16,01 | 43,95 |
| N/A | 0,40 | 0,30 | 0,34 | 0,74 |
| F ₁ | 46,76 | 43,25 | 29,60 | 52,23 |
| F ₂ | 0,23 | 0,26 | 0,19 | 0,31 |
| al' | 0,29 | 0,43 | 0,20 | 0,48 |
| a | 6,03 | 6,04 | 4,27 | 10,03 |
| b | 45,72 | 38,19 | 49,80 | 35,44 |
| c | 2,41 | 3,96 | 3,09 | 1,85 |
| Q ₁ | -22,79 | -12,44 | -22,97 | -16,28 |
| m | 38,58 | 43,91 | 59,39 | 33,62 |
| n | 62,93 | 69,95 | 81,05 | 51,45 |
| t ₁ | 7,34 | 8,89 | 4,28 | 10,11 |
| f ₁ | 21,86 | 17,52 | 10,65 | 36,11 |
| c ₁ | 26,70 | 22,35 | 15,17 | 31,69 |
| Ap | 1,40 | 0,24 | 0,88 | 2,15 |
| Or | 9,10 | 7,45 | 3,49 | 18,92 |
| Ab | 2,76 | 16,35 | 10,51 | 18,43 |
| An | 9,81 | 16,21 | 9,01 | 7,05 |
| Il | 7,46 | 10,29 | 4,41 | 10,92 |
| Mt | 8,52 | 5,41 | 9,50 | 11,81 |
| Hm | 5,79 | 4,14 | - | - |
| Wo | 19,13 | 14,33 | 12,56 | 9,43 |
| En | 16,53 | 12,39 | 9,91 | 8,14 |
| Fs | - | - | 1,25 | - |
| Di | 35,66 | 26,71 | 23,72 | 17,55 |
| Q | - | - | - | - |
| En | - | 0,58 | - | - |
| Fs | - | - | - | - |
| Hu | - | 0,58 | - | - |
| Fo | 6,56 | 8,29 | 25,25 | 7,43 |
| Fa | - | - | 3,51 | - |
| Ol | 6,56 | 8,29 | 28,76 | 7,43 |
| Ne | 6,38 | - | 1,91 | 0,65 |

*См. табл. 16; ** см. табл. 17.

ском комплекса (см. табл. 15). Имеет очень близкий средний химический состав (см. табл. 16), характеризующийся высоким содержанием SiO₂, Na₂O + K₂O при пониженных значениях прочих породообразующих оксидов. Кислая породная группа образовалась за счет наиболее дифференцированной

и лейкократовой порции магматического расплава. Судя по числовым характеристикам, это умеренно щелочные пересыщенные SiO_2 породы, в которых велико значение свободного кварца ($Q = +17,53; 30,10$). Он встречается как в нормативном, так и в модальном составе пород. Из мафических минералов в нормах присутствует лишь гиперстен.

Щелочно-салическая породная группа выделена в составе белоцерковско-го, покрово-киреевского и припятского комплексов, причем в последнем она количественно преобладает над другими типами пород (см. табл. 15). Главная особенность этих пород — высокое содержание щелочей при среднем значении SiO_2 (см. табл. 16). Сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,02\text{—}11,21\%$, $\text{SiO}_2 = 49,51\text{—}53,01\%$. По значению индекса дифференциации ($D = 58,41\text{—}64,94$) они уступают кислой породной группе и несколько больше содержат мафических минералов, в особенности породы белоцерковского комплекса. Отношение N/A постоянно выше 0,55, что указывает на плюмазитовый тип пород (табл. 20). Щелочно-салическая породная группа всех трех комплексов очень близка по составу, что проявляется как в нормативном составе, так и в числовых характеристиках. Согласно последним, она представлена лейкократовыми разностями, ненасыщенными SiO_2 и богатыми щелочами. Как кислая, так и щелочно-салическая группы относятся к калиево-натриевым высокоглиноземистым породам.

Петрохимическое сравнение различных комплексов Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта выявило в регионе три серии вулканических пород: толеитовую, умеренно щелочную и повышенной калиево-натриевой щелочности. Нормативные составы пород в зависимости от их щелочности и развития фельдшпатидов нанесены на треугольные диаграммы $ML\text{—}PL\text{—}A'$ и $ML\text{—}A+PL\text{—}Fd$ (см. рис. 12, 13). На рис. 12 и 13 видно, что средние составы базальтов дайкового, толеит-базальтового и воронежского комплексов (точки 6, 12, 16) разместились в поле оливиновых базальтов. На границе его с полем меланократовых пикритобазальтов легла точка нормативного состава волновахско-еланчикских пикритоидов. Петрохимически родственные базальтоиды черниговского (т.1) и волновахско-еланчикского (т.8) комплексов легли в поле трахибазальтов, причем кислые дифференциаты этих комплексов имеют максимально близкие составы и находятся в поле трахитов (тт. 2, 9). Можно говорить, что на уровне базальтоидной и кислой порций магм нормативные составы черниговского и волновахско-еланчикского комплексов идентичны.

На диаграмме, отвечающей сериям пород повышенной щелочности (см. рис. 13) в поле базанитов (III) легли нормы пикритоидной и базальтоидной породных групп белоцерковского, покрово-киреевского и припятского комплексов, при этом точки пикритоидов (тт. 3, 13) сдвинуты к вершине ML , отображая меланократовость данных пород. Исключение составляют покрово-киреевские пикритоиды, норма которых (породная группа 10) близка базальтоидам белоцерковского комплекса (п.гр. 4), характеризующимся мезократовым обликом.

Таблица 20. Петрохимические статистики кислой и щелочно-салической групп

| Петрохимические показатели | Кислая группа | | Щелочно-салическая группа | | |
|-------------------------------------|--------------------|-----------------------------|---------------------------|-------------------------|-----------------|
| | Комплекс | | Комплекс | | |
| | Черниговский (2) * | Волновихско-еланчикский (9) | Белоцерковский (5) | Покрово-киреевский (11) | Припятский (15) |
| D** | 78,34 | 81,14 | 58,41 | 66,43 | 64,94 |
| C | 9,90 | 7,48 | 29,48 | 16,57 | 17,31 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 1,34 | 1,09 | 1,61 | 0,90 | 2,59 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 0,73 | 0,36 | 0,86 | 0,48 | 1,09 |
| Ti | 9,37 | 16,93 | 16,65 | 24,47 | 24,82 |
| N/A | 0,59 | 0,60 | 0,60 | 0,63 | 0,62 |
| F ₁ | 70,80 | 66,46 | 53,99 | 66,16 | 50,88 |
| F ₂ | 0,52 | 0,50 | 0,32 | 0,52 | 0,34 |
| al' | 2,11 | 2,69 | 0,97 | 2,11 | 1,30 |
| a | 15,30 | 13,12 | 14,64 | 20,81 | 19,37 |
| b | 7,50 | 5,34 | 21,13 | 12,80 | 18,04 |
| c | 2,09 | 2,25 | 1,72 | 2,73 | 1,58 |
| Q | +17,53 | +30,10 | -5,95 | -17,04 | -18,30 |
| m' | 27,98 | 32,76 | 34,41 | 26,35 | 40,76 |
| n | 52,65 | 35,53 | 56,68 | 42,42 | 62,55 |
| t | 0,61 | 0,70 | 2,18 | 2,40 | 3,00 |
| l' | 37,13 | 32,12 | 23,87 | 23,03 | 29,56 |
| c' | - | 1,06 | 23,93 | 20,59 | 16,06 |
| a' | 1,16 | - | - | - | - |
| Ap | 0,24 | 0,17 | 0,45 | 0,40 | 1,16 |
| Or | 28,84 | 34,39 | 25,47 | 44,62 | 28,13 |
| Ab | 30,19 | 17,85 | 31,38 | 11,01 | 28,02 |
| An | 7,68 | 8,92 | 6,89 | 10,18 | 6,13 |
| C | 0,30 | 0,08 | - | - | - |
| Il | 0,99 | 1,23 | 2,98 | 3,10 | 3,87 |
| Mt | 4,61 | 2,90 | 8,01 | 4,57 | 2,01 |
| Hm | - | - | 0,28 | - | 4,54 |
| Wo | - | - | 7,95 | 3,63 | 3,35 |
| En | - | - | 6,88 | 2,51 | 2,90 |
| Fs | - | - | - | 0,83 | - |
| Di | - | - | 14,83 | 6,97 | 6,25 |
| O | +19,00 | +28,82 | - | - | - |
| En | 3,01 | 2,56 | - | - | - |
| Fs | 1,29 | 0,78 | - | - | - |
| Hу | 4,30 | 3,34 | - | - | - |
| Fo | - | - | 3,36 | 1,42 | 5,18 |
| Fa | - | - | - | 0,52 | - |
| Ol | - | - | 3,66 | 1,93 | 5,18 |
| Ne | - | - | 1,57 | 10,81 | 8,78 |

* См. табл. 16; ** см. табл. 17.

В поле V фонолитов умеренной щелочности (см. рис. 13) разместились составы щелочно-салических породных групп трех перечисленных выше комплексов (п. гр. 5, 15, 11), причем поздние дифференциаты покрово-киреевского и припятского комплексов характеризуются несколько повышенным содержанием фельдшпатидов. В это же поле легла точка нормативного состава базальтоидов припятского комплекса (п. гр. 14), что, с одной стороны, свидетельствует об условности выделения этой группы в составе комплекса и более широком развитии фонолитов, а с другой — может быть связано с интенсивной замещенностью пород, сопровождающейся разложением мафических минералов. В целом широкое развитие щелочно-салических разностей является специфической чертой припятского комплекса. Отметим также, что все щелочные вулканы Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта содержат меньше фельдшпатидов по сравнению с аналогичными породами Восточно-Африканского рифта [63], т.е. являются менее щелочными разностями.

3. ЭНДОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ПАЛЕОРИФТА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Выполненное петрохимическое сравнение девонских вулканических пород Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта с учетом их геолого-структурных особенностей выявило развитие в пределах региона нескольких магматических формаций как простого, так и сложного состава (см. табл. 15). Очень четко выделились простые комплексы: дайковый, толеит-базальтовый и воронежский, сложенные толеитовыми недифференцированными базальтами. Кроме специфичности состава, они обладают характерным фаціальным обликом — это в основном дайковые, пластовые внедрения основной магмы. Данные комплексы отнесены к базальт-долеритовой формации (*bm*). Здесь и далее мы пользуемся названиями, приведенными в классификации магматических формаций коллективом Всесоюзного геологического института [162, 163], считая ее наиболее современной и полной, учитывающей все новейшие материалы по формационному анализу различных регионов Советского Союза.

Среди сложных комплексов в зависимости от состава слагающих их породных групп, и в особенности состава заключительных дифференциатов, различаются комплексы, сложенные умеренно щелочными сериями пород с конечной кислой группой, и комплексы, представленные щелочными сериями пород с конечной щелочно-салической породной группой. К числу первых относятся черниговский и волновахско-еланчикский комплексы, к числу вторых — белоцерковский, покрово-киреевский и припятский.

Черниговский и волновахско-еланчикский комплексы, кроме столь важного признака — наличия кислых дифференциатов, содержат преимущественно базальты очень близкого петрохимического состава. В волновахско-еланчикском комплексе развита пикритоидная породная группа, однако по сравнению с пикритоидами других комплексов она более кислая и менее меланократовая. Учитывая в общем щелочной характер слагающих пород,

присутствие трахиандезитов, общую направленность процесса дифференциации, оба комплекса отнесены к трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации (*tbf*). В прежних наших работах она называлась щелочной оливин-базальтовой формацией [150]. Следует отметить, что породы волноваско-еланчикского комплекса в большей степени обогащены TiO_2 , что, возможно, связано с более глубинным выплавлением родоначальной магмы [85].

Белоцерковский, покрово-киреевский и припятский комплексы имеют много общих петрохимических, геолого-структурных черт и сложены щелочными сериями пород от пикритов до фонолитов. В белоцерковском и покрово-киреевском комплексах пикритоидная породная группа количественно преобладает, что дает основание объединить их в одну формацию меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов (*uf*). Для щелочной серии Донбасса сохраняется тенденция наибольшего обогащения пород титаном. Сокращенно назовем данную формацию щелочно-ультрамафитовой. Она соответствует прежней щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации.

Припятский комплекс по щелочности слагающих пород, обогащенности титаном очень близок к покрово-киреевскому, однако пикритоиды и базальтоиды в нем не играют заметной роли; преобладает щелочно-салическая группа, что дает основание отнести его к сопряженной лейкократовой формации щелочных базальтоидов, фонолитов (*nbf*).

Мы составили схему распространения магматических формаций Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта (рис. 15), которая выражает высокую вулканическую активность всей структуры, в особенности ее северо-западной части, где между Ядловско-Трактимировским и Знаменско-Пирятинским поперечными зонами разломов получили развитие все четыре выделенные в регионе магматические формации: щелочных базальтоидов, фонолитов (Припятская впадина), трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая (Брагинско-Черниговский выступ), щелочно-ультрамафитовая (северная бортовая зона) и базальт-долеритовая (Переходовский шток).

Наибольшую площадь в пределах всей древней структуры занимает трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация, наименьшую — формация щелочных базальтоидов, фонолитов. Достаточно определенно выражена связь щелочно-ультрамафитовой формации с узлами пересечения глубинных поперечных и продольных разломов. Так, в узле пересечения древнего Кальмиусского (5—5) и южного, ограничивающего впадину разлома находится покрово-киреевский комплекс. На пересечениях Криворожско-Комаричского разлома (3—3) с продольными северным и южным глубинными разломами разместились белоцерковский комплекс и щелочные меланократовые породы Тимофеевской площади, отнесенные к одной щелочно-ультрамафитовой формации. Вдоль северного борта, вблизи с пересекающим Знаменско-Пирятинским разломом (2—2) развиты ультрамафиты Брусиловской, Берестовецкой структур.

Набор позднедевонских магматических формаций Днепровско-Донец-

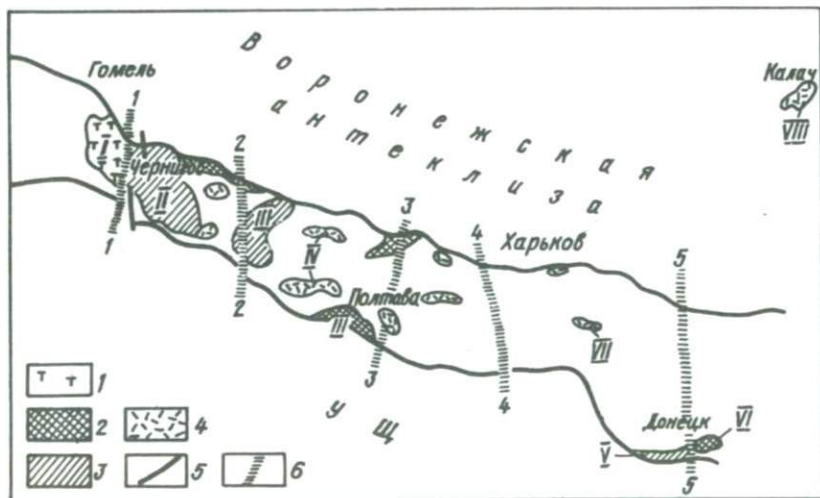


Рис. 15. Схема распространения девонских магматических формаций Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта.

Формации: 1 — щелочных базальтоидов, фонолитов; 2 — меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов; 3 — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая; 4 — базальт-долеритовая; 5 — ограничивающие впадину глубинные разломы; 6 — поперечные глубинные разломы: Ядловско-Трактемировский (1—1), Знаменско-Пирятинский (2—2), Криворожско-Комаричский (3—3), Орехово-Павлоградский (4—4), Кальмиусско-Айдарский (5—5). **Магматические комплексы:** I — припятский, II — черниговский, III — белоцерковский, IV — дайковский, V — волновaхско-еланчикский, VI — покрово-киреевский, VII — толент-базальтовый, VIII — воронежский

кой впадины и Донбасса один и тот же, причем одноименные породные группы соответствующих формаций петрохимически чрезвычайно близки, что прослежено при сравнении комплексов. Некоторая специфика вулканитов Припятской впадины, позволившая отнести их к отдельной формации щелочных базальтоидов, фонолитов не противоречит представлению об единстве тектоно-магматического развития этих областей, поскольку данная формация сопряжена с щелочно-ультрамафитовой и характерна для рифтогенного режима.

Позднедевонский период развития Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта характеризуется формированием разнообразных магматических формаций: базальт-долеритовой, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой, щелочно-ультрамафитовой и формации щелочных базальтоидов, фонолитов. Накопление новых данных по вулканическим породам впадины указывает на возможное присутствие в ее границах еще одной формации — кимберлитовой (ku). Об этом свидетельствуют минералого-петрографические результаты, полученные нами при изучении скв. Леляки-500, а также разви-

тие кимберлитоподобных пород в Донбассе [76]. Однако фактического материала пока недостаточно, чтобы считать эту формацию доказанной.

Перечисленный набор формаций характерен для кратонного эндогенного (рифтогенного) режима и считается закономерным парагенезом авлакогенов [164]. Практически эти формации являются синхронными, возникшими на протяжении 10–20 млн. лет, и образуют латеральный ряд в смежных разнотипных тектонических структурах (Днепровско-Донецкая впадина, Донбасс, Воронежская антеклиз) в связи с заложением и развитием рифта. Несомненно, что входящие в единый парагенезис формации, могут и имеют много общих пространственно-структурных и генетических черт. Совокупность их дает наиболее полное представление о магматических процессах в древнем Припятско-Днепровско-Донецком рифте.

Области континентального рифтогенеза благоприятны для формирования многих рудных месторождений, которые могут быть отнесены к трем типам. Первый тип образуют месторождения, локализованные среди магматических пород, либо имеющие с ними непосредственную связь. Второй тип составляют стратифицированные месторождения в осадочных отложениях (медное, медно-кобальтовое оруденение, эвапориты), третий – жильные месторождения [173]. К числу магматогенных относятся важные в экономическом отношении месторождения апатита, вермикулита, пирохлора, редких земель и пр., связанные с карбонатами (Восточно-Африканский рифт, грабен Осло), алмазы кимберлитовых трубок (Танзания, Кенийский рифт), хромитовые и медно-никелевые месторождения основных даек и ультраосновных пород (дайки Зимбабве), молибденовые, серебряные месторождения плутонов кислого состава (грабен Осло) и др.

Жильные месторождения, залегающие среди осадочных отложений рифта и не имеющие прямых связей с магматическими породами, являются, по-видимому, результатом гидротермально-метасоматических процессов, вызванных постмагматическими высокотемпературными гидротермами. Из них известны свинцово-цинковое месторождение грабена Бенуз, флюоритовые месторождения Восточно-Африканского рифта, Рейнского грабена, Байкальского рифта, богатое молибденовое оруденение кварцевых жил в грабене Осло и др.

Рудоносная специализация магматических формаций Днепровско-Донецкой впадины изучена фрагментарно, что в значительной мере объясняется глубоким залеганием девонских вулканогенных толщ и в настоящий момент недоступностью для промышленной разработки. Специальные исследования в этой области не проводились, поэтому большое значение имеют минералогические работы в Донбассе [186, 212], дающие общее представление о рудных формациях Сарматско-Туранского линеймента (или линии Карпинского), составным звеном которого является Днепровско-Донецкая впадина. В пределах Донбасса выделены стибнит-киноварная, флюоритовая, полиметаллическая, золоторудная и редкометальная рудные формации, имеющие пространственную и, по-видимому, генетическую связь с глубинными разло-

мами и магматизмом [186]. С девонским щелочно-ультрасосновым — щелочно-базальтоидным магматизмом (покрово-киреевским комплексом) связано флюоритовое, редкоземельное, редкометальное и титаномагнетитовое оруденение [36].

Анализ данных, полученных нами и имеющихся в литературе по различного рода рудопроявлениям в Днепровско-Донецкой впадине [108, 209, 233], показывает, что во впадине в определенной мере проявлены те же рудные формации, что и в Донбассе. Вулканические породы впадины характеризуются отчетливой геохимической специализацией на Ti, Zr, V, Be, Cu, TR, Ba, Nb. Из числа малых и редких элементов Zr и V имеют наиболее высокие концентрации. Цирконием обогащены породы как трахибазальт-трахилипаритовой, так и щелочно-ультрамафитовой формации с отчетливой тенденцией накопления в лейкократовых разностях — трахитах, фонолитах, где содержание его достигает 2014 г/т. В среднем породы щелочно-ультрамафитовой формации богаче цирконием, тогда как в породах трахибазальт-трахилипаритовой формации 1100 г/т. Повышенные содержания ванадия отмечаются во всех вулканитах, в особенности ультрамафитах. Породы трахибазальт-трахилипаритовых комплексов содержат его 380 г/т, породы щелочно-ультрамафитовых 844 г/т.

Практический интерес представляет высокая титаноносность магматических пород. Максимальные содержания титана установлены в базальтах трахибазальт-трахилипаритовой формации — 14700 г/т, и в авгититах, меймечитах щелочно-ультрамафитовой формации — 21200 г/т, средние содержания этого элемента в породах первой — 7800, второй — 13800 г/т.

Н.В.Бутурлинов и Б.С.Панов [38] считают титан одним из характерных элементов магматических пород Донбасса. В.А.Блинов и др. [23] отмечают определенную связь повышенных содержаний ильменита с площадями развития вулканических и вулканогенно-осадочных пород ястребовского горизонта франского яруса на юге Воронежской антеклизы. Таким образом, можно считать всю область Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта титаноносной провинцией, причем наиболее перспективны площади развития щелочно-ультрамафитовой формации (северный борт впадины, Остапьевско-Белоцерковский выступ и др.).

С этой же формацией связаны прогнозы нахождения кимберлитоподобных пород. В центральной части впадины встречена взрывная структура, выполненная карбонатитовыми и вулканическими брекчиями, в которых найдены муассанит, высокомагнезиальный титаномагнетит, альмандин-пироп [152, 157]. Поскольку кимберлитоподобные породы известны в Покрово-Киреевской структуре [73], можно предположить, что эти образования развиты на всем протяжении структуры от Припятской впадины до Донбасса, включая Днепровско-Донецкую впадину.

Рудоносность базальт-долеритовой формации впадины тесно связана с рудоносностью соляных куполов, так как дайки диабазов являются почти

непременной составной частью кепроков (Новодмитриевский, Роменский, Беляевский и другие купола). Оруденение соляных куполов вызвано гидротермальной деятельностью, не имеющей прямой связи с вулканизмом. Однако если учесть, что главные рудные поля развиты на крайнем юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины, на границе с Донбассом, где вулканическая деятельность продолжалась в мезозое, вплоть до верхней юры – нижнего мела [36], то можно предполагать, что глубинные гидротермы связаны с очагами затухающего магматизма.

Гидротермальные изменения солянокупольных структур выражены в осветлении брекчированных пород, кепроков (каолинизации, карбонатизации) и новообразований альбита, турмалина, флогопита, скаполита, флюорита, доломита, барита и пр. Они сопровождаются серным, полиметаллическим, ртутным оруденением, имеющим практический интерес, и флюоритовой, редкоземельной акцессорной минерализацией [118, 121]. Обломки диабазов в кепроках обычно пропилитизированы и содержат тонкую вкрапленность галенита, сфалерита, марказита и пр.

Пропилитизация – широко распространенный процесс, захватывающий толщи вулканогенных пород впадины, прежде всего диабазов, в региональном плане. Для пропилитов характерна ассоциация хлорита, кальцита, эпидота, актинолита, кварца и полиметаллических рудопроявлений.

В зонах интенсивного протекания пропилитизации, нередко с глубиной, пропилиты сменяются вторичными кварцитами (скв. Довжик-1, Анисово-207 и др.). Это фация рудоносных гидротермально замещенных пород, обычно сопровождающаяся накоплением меди, цинка, корунда, барита и др.

Широкое площадное развитие гидротермально и метасоматически замещенных пород свидетельствует о большом объеме растворов, поступающих из глубин. По насыщенности летучими компонентами магмы рифтовых зон, в частности Днепровско-Донецкой впадины, по-видимому, близки магмам островных дуг, характеризующихся высоким содержанием флюидной фазы [240]. По аналогии с современными областями вулканизма [177] можно предположить, что гидротермальная деятельность намного продолжительней, чем вулканическая. После затухания последних вулканов, гидротермы еще долго могли выносить из недр CO_2 , CH_4 , Cl , Na , Ba , Hg , SO_3^{2-} и др., вызывая замещение пород и образование различных полезных ископаемых.

Итак, установленные в регионе киноварный, полиметаллический, флюоритовый, редкометальный и редкоземельный типы оруденения дают возможность отнести Днепровско-Донецкую впадину к перспективной рудной структуре наряду с ее главным значением как нефтегазоносной провинции.

4. ВУЛКАНИЗМ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПАЛЕОРИФТА

Рифты являются нефтегазоносными структурами, что признается в одинаковой мере сторонниками органической и неорганической теорий происхождения нефти. Н.Ю.Успенская и Н.Н.Таусон [235] относят их к нефтегазонос-

ным провинциям внутренних грабеновых впадин. Г.Н.Доленко [88] среди нефтегазоносных геотектонических структур выделяет внутриплатформенные впадины рифтогенного типа. И.И.Чебаненко [246] в качестве главных и новых поисковых критериев рекомендует геологам-нефтяникам районы интенсивных тектонических движений, рифтогенные впадины, зоны глубоких разломов и зоны вулканической деятельности. Б.А.Соколов, придерживаясь органической теории происхождения нефти, отмечает, что рифтовый режим приводит к проявлению всех факторов, необходимых для нефтегазообразования и нефтегазонакопления, и что в основании большинства нефтегазоносных бассейнов, таких как Западно-Сибирский или Североморский, лежат рифтовые системы [217].

Рифтогенный режим в Днепровско-Донецкой впадине отмечен интенсивным вулканизмом, приведшим к накоплению в основании осадочного чехла эффузивно-пирокластических толщ, поэтому проблема нефтегазоносности больших глубин впадины тесно переплетается с проблемой вулканизма. Она касается двух важных моментов: во-первых, могут ли толщи вулканитов вмещать месторождения нефти и газа, и, во-вторых, возможна ли генетическая связь магматизма и нефтегазообразования.

Роль магматических, в особенности вулканогенных пород как коллекторов в настоящее время признается большинством ученых, поскольку число примеров нахождения газонефтяных месторождений в этих породах увеличивается. В последние годы установлена промышленная нефть в молодых вулканических породах архипелага Тонго, в туфах Самгори, в вулканитах Мурадханлы. Обнаружены нефтегазопроявления в вулканах Узон, Этна, в вулканических породах о.Кунашир и пр.

Проведенные М.А.Алехиной исследования коллекторских свойств вулканитов Днепровско-Донецкой впадины показали, что они весьма близки таковым продуктивной толщии месторождения Мурадханлы. В составе последней принимают участие порфириды, андезиты, базальты, причем пористость пород изменяется в широких пределах (от 0,9 до 26 %), а проницаемость почти нулевая. Нефть и газ скопляются в зонах трещиноватых эффузивов. Те же особенности отмечаются в вулканитах Днепровско-Донецкой впадины, где поровая проницаемость не превышает $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-5}$ мкм², а зачастую отсутствует вовсе при достаточно высоких значениях пористости (табл. 21). Низкие фильтрационные свойства пород объясняются плохой сообщаемостью пор, однако в зонах интенсивной трещиноватости фильтрационные возможности вулканитов резко возрастают до $n \cdot 0,1$ мкм². Нужно отметить, что приведенные в табл. 21 пробы отобраны в интервале глубин 1490—4950 м. Здесь можно ожидать тектонически экранированные залежи углеводорода. Ряд исследователей наряду с каменноугольными выделяют фаменский и среднедевонско-франский комплексы как перспективные в отношении нефтегазоносности [196]. Некоторые улавливают связь скоплений углеводородов с разломно-блоковой тектоникой фундамента [241].

Максимальное число залежей углеводородов в Днепровско-Донецкой впадине (до 70 %) приурочено к нижнекаменноугольным отложениям;

Таблица 21. Параметры пористости в вулканитах Днепровско-Донецкой впадины

| Породы | Пористость | | Коэффициент вариации, % | Количество проб |
|-------------------------|------------|------|-------------------------|-----------------|
| | \bar{x} | S | | |
| Туфы, туфоконгломераты | 12,44 | 5,41 | 43,5 | 14 |
| Туфы смешанного состава | 11,36 | 5,61 | 49,4 | 65 |
| Кластолавы базальтов | 10,52 | 5,32 | 50,6 | 17 |
| Андезиты | 11,72 | 6,84 | 58,4 | 10 |
| Замещенные эффузивы | 10,80 | 4,07 | 37,7 | 10 |
| Трахиты | 10,05 | 6,55 | 65,2 | 27 |
| Базальты | 6,82 | 5,22 | 76,5 | 44 |
| Риолиты | 6,55 | 3,25 | 49,6 | 18 |
| Сиениты | 6,44 | 3,61 | 56,1 | 17 |
| Диабазы | 5,05 | 8,78 | 55,0 | 14 |
| Лампрофиры | 4,52 | 2,48 | 54,6 | 9 |
| Анкармиты, авгититы | 3,79 | 2,65 | 70,0 | 11 |

с верхнекаменноугольно-нижнепермскими — связаны немногочисленные, но самые крупные месторождения нефти и газа (Леяки, Гнединцы, Шебелинка, Крестище и пр.); в девонских толщах известны пока лишь два месторождения нефти (Козиевское, Кинашевское), два месторождения газа (Сагайдаки, Шкурупии) и незначительные нефтегазопоявления на 40 площадях. Притоки газа, воды, а также признаки нефти обнаружены в вулканических породах, преимущественно в туфах скважин Грибоворуднянская-217, Талаевская-6, Ладинская-1, Позднепавловская-655 и т.д. Все это свидетельствует о перспективности вулканогенных девонских толщ впадины.

В Днепровско-Донецкой впадине вулканизм предшествует нефтегазоаккумуляции и отчасти синхронен ему. Возможно, по времени своего проявления оба процесса близки к таковым в Припятской впадине, где имеются промышленные месторождения нефти в девоне. В известных примерах эпиконтинентальных рифтов вулканизм, как правило, или более молодой, или синхронный. Так, в Восточно-Африканской рифтовой зоне главные нефтяные месторождения сосредоточены в каменноугольных и неогеновых отложениях, а главные фазы вулканизма отвечают миоцен-позднечетвертичному времени. В Рейнском грабене нефть скапливается в песчаниках, известняках юры и олигоцена, имеются проявления вулканизма в мелу и миоцене. Совпадение числа главных фаз обоих процессов, нередкая их синхронность указывают на возможную причинную связь этих явлений.

Выплавление базальтовых и ультраосновных расплавов, характерных для рифтов, происходит на больших глубинах порядка 100–200 км [97, 225]. При изучении минерального состава вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины получены данные, подтверждающие большие глубины зарождения магматических расплавов, о чем подробно сказано выше. Идеи А.А.Маракушева, Л.П.Перчука [155] о том, что базитовые мантийные магмы формируются в восстановительной среде, завоевывают все большее призна-

ние и подтверждаются находками карбидов металлов — SiC , Fe_3C , WC . В вулканических породах Днепровско-Донецкой впадины встречен муассанит, а главной составляющей включений в апатитах, клинопироксенах являются CO , H_2 , что свидетельствует о восстановительных условиях минералообразования.

Этим магмам соответствуют глубинные восстановленные флюиды, содержащие в своем составе H_2 , CO , CH_4 и другие компоненты, которые вначале растворены в магме, а по мере ее подъема и смены физико-химической обстановки могут отделяться в самостоятельную фазу — флюид. Поскольку содержание воды в щелочных базальтах не превышает 1 %, отделившийся флюид в значительной мере оказывается обогащен углерод- и галогенсодержащими газами [10], при благоприятных условиях дающими скопления соответствующего типа.

Кроме того, восстановленные газовые компоненты могут формироваться за счет окисления водой и углекислым газом двухвалентного железа кристаллизующегося магматического расплава. В этих реакциях H_2O восстанавливается до H_2 , а CO_2 до CO . В абсолютном большинстве основных магматических пород различного генезиса $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$. Исследуемые породы представляют собой исключение — для них (кроме диабазов) $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$, что может иметь прямое отношение к образованию abiогенных углеводородов. Следует заметить, что степень окисленности железа во многом зависит от типа исходного расплава и прежде всего содержания щелочей [113]. В вулканиках впадины более щелочные расплавы дают более окисленные типы пород.

На примере современных вулканических областей известно, что поствулканические гидротермальные системы характеризуются более длительным периодом действия, чем сами вулканы. После затухания вулканизма в позднем девоне и смены рифтогенного этапа развития Днепровско-Донецкой впадины синеклизным, по-видимому, еще долго сохранялась тектоническая активность данной структуры. Она сказывалась в подвижках блоков фундамента, в складчатых движениях, солянокупольных деформациях, сопровождаемая притоком восстановленных флюидов вдоль ослабленных зон глубинных разломов. При наличии благоприятных коллекторов, ловушек в вышележащих отложениях нижнего карбона могли формироваться и, вероятно, формировались промышленные месторождения нефти и газа.

Таким образом, вулканизм впадины, связанный с выплавлением магм на больших глубинах в условиях восстановительной среды, не мог иметь отрицательного влияния на нефтегазообразование. Учитывая, что отдельные разновидности вулкаников обладают хорошими коллекторскими свойствами, считаем, что перспективы девонских отложений должны всесторонне изучаться на всей территории Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта, тем более, что в связи с Сарматско-Туранским линеamentом, составной частью которого является данный палеорифт, известны крупные скопления газов (месторождения Шебелинское, Газлинское, Речицкое и др.).

Независимо от точки зрения на происхождение нефти очевидно, что

рифтогенез играл значительную роль в формировании нефтяных и газовых месторождений. Поэтому для оценки перспектив и основных направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ необходимо познать специфику нефтегазообразования в условиях рифтогенного режима и выявить эволюцию тектоно-магматических процессов.

5. СВЯЗЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ И РАЗВИТИЕМ ПРИПЯТСКО-ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО ПАЛЕОРИФТА

Магматизм — существенный признак рифтовых структур, он маркирует начало рифтового режима, опережая рельефные, структурные перестройки и осадконакопление, свойственные процессу рифтогенеза.

Взаимосвязь магматизма и рифтогенеза находит отражение в закономерных изменениях составов вулканитов в зависимости от их положения в структуре рифта, поэтому важно выяснить связь магматических процессов с тектоническим строением и развитием структуры. По представлениям А.А.Борисова [27], Р.Е.Айзберг и др. [2], Б.С.Панова [186] и др., Днепровско-Донецкая впадина является частью протяженного Сарматско-Туранского линейamenta, или линейamenta Карпинского. Это крупнейший пояс разломов субширотного простирания, протягивающийся на 4000 км от Подляско-Брестского прогиба на западе до юго-западных отрогов Гиссарского хребта на востоке (рис. 16). В нем различаются восемь звеньев: Подляско-Брестский прогиб, Припятский грабен, Днепровско-Донецкая впадина, Донбасско-Промысловская миогеосинклинальная складчатая зона (Донбасс и погребенный край Карпинского), Манычский грабен, Мангышлакская складчатая зона и Бухаро-Хивинская зона ступеней.

Некоторые исследователи продолжают этот линейамент на северо-запад, захватывая Польско-Датский авлакоген, другие протягивают его к Южному Тянь-Шаню. Б.С.Пановым [186] установлена общность Южно-Тянь-Шаньского и Донбасского звеньев по минералогическим особенностям, в частности характеру сурьмяно-ртутных, флюоритовых месторождений.

Каждое звено имело несколько отличную историю развития и магматизм. В целом формирование структуры происходило с северо-запада на юго-восток. Подляско-Брестский прогиб заложился в рифее-венде и здесь развиты базальты, отчасти андезиты, дациты венда. Припятская, Днепровско-Донецкая впадины и Донецкая структура проявились как единый рифт в позднем девоне, возможно, на границе среднего — позднего девона, к этому времени приурочено излияние щелочно-ультрасосновных и щелочно-основных магматических расплавов. Манычский грабен заложился в перми — триасе, Мангышлакское складчатое сооружение — в триасе, Бухаро-Хивинская зона ступеней — в триасе — юре и проявленные здесь эффузивы также более молодого пермо-триасового и юрского возраста. Это подтверждает тесное единство тектоно-магматических процессов.

По времени образования Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт

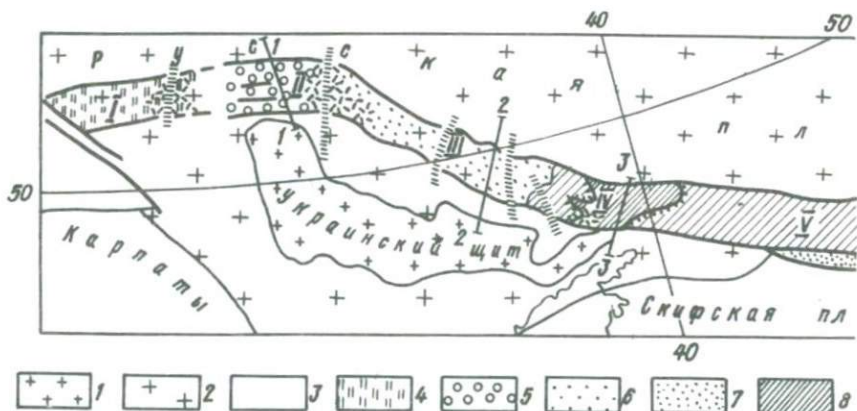
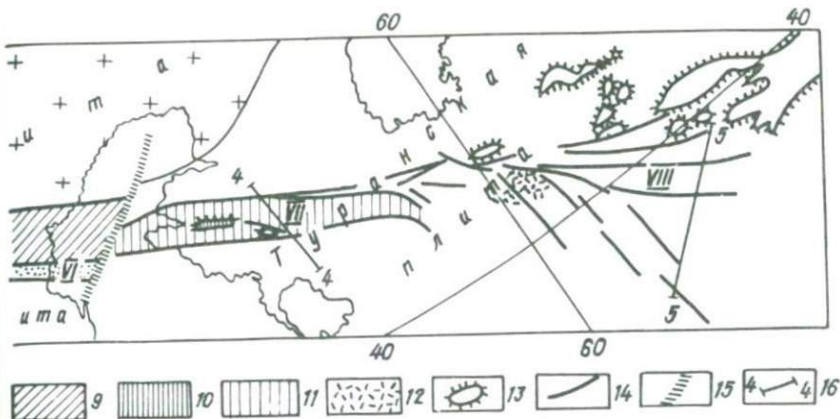


Рис. 16. Тектоническая схема Сарматско-Туранского линеймента [2]:

1 — Украинский щит, 2 — Русская плита, 3 — молодые плиты и Альпийская складчатая лясско-Брестский прогиб); 5 — среднего девона — карбона (II — Припятский грабен); Маньчский грабен); 8, 9 — нижнего карбона — нижней перми (Донбасско-Промыслов мезозоя и кайнозоя (V — кряж Карпинского); 10, 11 — позднего палеозоя (?) — пермо-11 — под чехлом мезозоя и кайнозоя; 12 — эффузивы; 13 — контуры выходов фунда поперечные разломы; 16 — линии геологических разрезов

отвечает среднему палеозою и связан с началом герцинского тектогенеза, приведшего к образованию целого ряда рифтов: грабенов Осло, Хорн, Верхнеангарского, Холоднинского, Казанско-Сергиевского и др. Более чем на 1000 км по простиранию он был выполнен морскими и лагунно-морскими терригенно-карбонатными и соленосными толщами среднего — позднего девона мощностью в несколько километров, которые в восточной части впадины были перекрыты еще более мощными отложениями карбона и нижней перми. Прогиб имеет структуру глубокого ступенчатого грабена, ограниченного глубинными разломами и пересеченного поперечными, продольными и диагональными нормальными сбросами, подобно современным континентальным рифтам.

Выяснение связи вулканизма с внутренним строением впадины — задача большой сложности. Сделать это затруднительно и в современных рифтах, хорошо обнаженных и доступных для непосредственных геологических наблюдений, тем более это трудно для глубоко погруженных древних отложений Днепровско-Донецкой впадины. На имеющихся схемах поверхности фундамента (М.Г.Чирвинская, В.К.Гавриш, В.Д.Харитонов и др.), в общих чертах отображающих рельеф поверхности фундамента и его блоковую структуру, улавливается приуроченность вулканизма к приподнятым блокам внутри рифта: Черниговскому, Гмырянскому, Лютенскому, а также к краевым поднятиям вдоль северной и южной прибортовых зон (см. рис. 3). Подобная приуроченность вулканизма к приподнятым участкам рифта: поперечным антиклинальным перегибам, сводам, к краевым поднятиям,



область. *Прогибы и грабены, выполненные отложениями:* 4 — венда — силура (I — Подб — среднего девона — перми (III — Днепро-Донецкий грабен); 1 — перми (VI — ская миогеосинклинальная зона); 8 — на поверхности (IV — Донбасс), 9 — под чехлом триаса (VII — Мангышлакский миогеосинклинальный прогиб); 10 — на поверхности; мента молодой платформы на поверхность; 14 — основные разломы; 15 — некоторые

обрамляющим осевые грабены, — прослеживается также в современных рифтах, в частности в Танганьикской и Руква-Ньясской ветвях [169].

Иногда отдельные блоки фундамента оказываются вытолкнутыми на значительную высоту и лишеными синхронных рифтогенезу вулканогенных и осадочных накоплений. К таковым относятся Кошелевский, Старохуторской выступы в исследуемой структуре, напоминающие очень эффектный блок Рувензори в Западной ветви Восточно-Африканского рифта, который приподнят на высоту 5000 м.

Достаточно четко выражена связь вулканизма с глубинными разломами, причем первые его вспышки в Припятско-Днепровско-Донецком палеорифте в виде трещинных щелочно-ультрамафитовых, щелочно-базальтоидных лав сосредоточивались вдоль продольных краевых разломов и в узлах пересечения последних с поперечными (трансформными) разломами, а образование последующей трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации предопределялось главным образом поперечными разломами. Вдоль последних сосредоточивались центры вулканических извержений и накапливались максимальные мощности эффузивно-пирокластических толщ.

Характерна приуроченность имеющихся в составе трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации кислых разновидностей к центральной части осевого грабена, что определило некоторую зональность в распределении магматических продуктов в поперечном разрезе структуры: наиболее меланократовые щелочно-ультраосновные породы тяготеют к бортам, наиболее лейкократовые кислые — к осевой зоне рифта. Это отвечает временной по-

следовательности поступления расплавов: от первых порций щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных к заключительным кислым. Что касается зональности по простиранию структуры, то она выражена в развитии на флангах палеорифта наиболее щелочных разностей магм (припятский и покрово-киреевский комплексы).

В пределах описываемого палеорифта установлены примеры кальдерных тектоно-магматических структур (скв. Довжик-1), трубок взрыва (скв. Леяки-500), малых штоков (Переходовский, Тыщенковский и другие штоки) и интрузивных приразломных тел (Анастасьевская площадь), которые влияют на залегание вышележащих осадочных толщ, создавая структуры проседания либо антиклинального вздутия. Широко развиты диабазы, образующие серии или рои жил, даек в терригенно-соленосных отложениях верхнего девона. Они встречаются на площади всей впадины и свидетельствуют о процессах растяжения земной коры в пределах рассматриваемого региона.

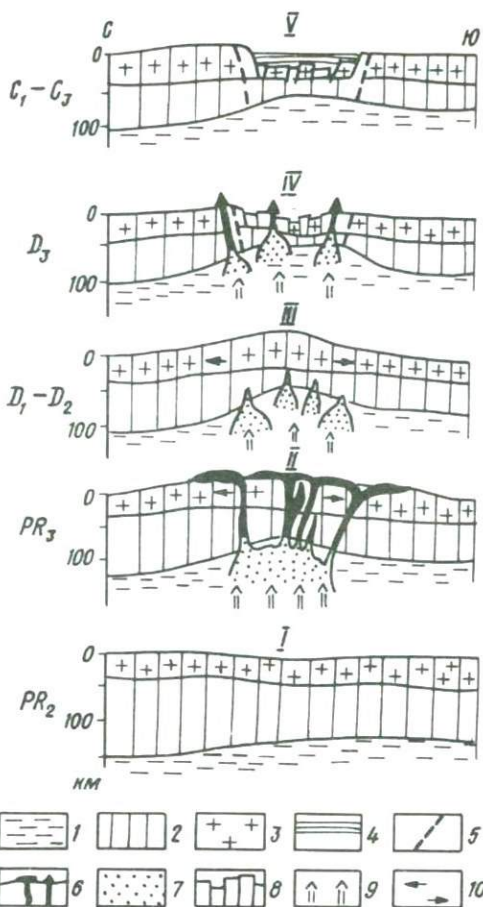
Отметим также возможное присутствие более древних магматических пород в пределах Днепровско-Донецкого рифта, а следовательно, этапа дорифтового магматизма, описанного в Кенийском и Байкальском рифтах [132]. Для палеорифтов дорифтовый этап может быть определен практически только по составу и возрасту вулканитов. К нему относятся, по-видимому, рифейские траппы возраста 550–570 млн. лет, 497 ± 23 млн. лет, отдельные находки которых известны во впадине [19]. Можно предположить, что в рифее – венде массовые излияния траппов охватили не только территорию Вольно-Подоллии, Белоруссии, Воронежской антеклизы, но и площадь будущего рифта. В момент формирования сводового поднятия Сарматского щита они частично были размыты, однако некоторые сохранились среди пород фундамента. Когда в позднем девоне произошло общее проседание сводовой части структуры вдоль ограничивающих глубинных разломов и возобновилась магматическая деятельность, то это уже была новая форма ее проявления, связанная непосредственно с формированием рифта. На смену трещинным излияниям траппов пришли вулканические извержения рифтогенного типа, которые кроме внутренней части рифтовой впадины захватили частично и плечи рифта – Воронежскую антеклизу [41]. Общий объем магматических процессов заметно сократился и четче определилась его связь с региональными глубинными разломами, ограничивающими рифт.

Амплитуды региональных разрывов, осложняющих краевые глубинные разломы, достигали 1–2 км, причем разломы, очевидно, проникали в “базальтовый” слой или верхнюю мантию [53]. Об этом свидетельствует состав магм щелочно-ультрамафитовой формации, преимущественно образованной в то время. Ею сложена нижняя эффузивно-пирокластическая толща, содержащая большое количество туфов и агломератовых лав, указывающих на напряженный эксплозивный характер вулканической деятельности.

В течение фаменского времени продолжалось активное тектоно-магматическое развитие рифта с некоторыми вариациями в отдельных блоках. Так, в ряде участков Черниговского блока фиксируется непрерывное накоп-

ление вулканических продуктов от франа до фамена (скв. Ладинка-231, Довжик-1, Седнев-310 и др.), а в центральной части впадины излиянию магмы в позднем фамене предшествовал кратковременный, близкий к синеклизному, период накопления задонских карбонатно-глинистых пород. Верхняя эффузивно-пирокластическая толща несколько отличается от нижней по своему составу; в ней больше лав и лейкократовых кислых продуктов (риолитов, трахитов). Значительные объемы кислых пород (около 2,5 тыс. км³) сосредоточены в северо-западной части впа-

Рис. 17. Схема развития глубинной структуры и вулканизма Днепровско-Донецкой впадины: 1 — астеносфера, 2 — литосфера, 3 — земная кора, 4 — осадки, выполняющие впадину, 5 — глубинные разломы, 6 — вулканы и подводные каналы, 7 — очаги магматического расплава, 8 — сбросы внутренней части рифта, 9 — тепловые потоки, 10 — направление растягивающих усилий; I-V — стадии развития рифта



дины, в приосевой части палеорифта. Это может быть объяснимо либо тем, что магнаподводящие разломы имели неглубокое заложение и проникали лишь в "гранитный" слой, либо тем, что в коре образовывались дополнительные магматические камеры, в которых осуществлялась последовательная дифференциация основных мантийных расплавов вплоть до риолитов.

Схематически этапы тектоно-магматического развития изображены на рис. 17, где II стадия отвечает дорифтовому трапповому излиянию, а IV — заключительной фазе позднедевонского вулканизма. После извержений IV стадии энергетический запас данной тектоно-магматической структуры, по-видимому, исчерпал себя. Эндогенная активность постепенно угасла, магматические очаги раскристаллизовались, уплотнились, слились с веществом

коры и астеносферы. Дальнейшее развитие впадины шло по пути накопления осадков и прогибания под их тяжестью осевой части структуры, т.е. наступил типичный синеклизный этап. Предполагается, что рифтогенному этапу предшествовал также кратковременный среднедевонский синеклизный этап, установленный сравнением мощностей и литологического состава среднедевонских отложений Днепровско-Донецкой и Припятской впадин и всей Восточно-Европейской платформы [54].

Вулканизм сопровождал все стадии формирования палеорифта: сводообразование, развитие глубинных продольных и поперечных разломов, и, наконец, проседание. Многие вулканические центры приурочены к узлам пересечения продольных и поперечных разломов: палеовулканы Анисово-1, Леляки-500, Щуровка-15, Тимофеевка-3, Белоцерковская-231 и др. Максимумы вулканической активности совпадали с наиболее интенсивным растяжением земной коры, обусловленным расширением астеносферного слоя [55] и опусканием блоков по сводовым расселинам — глубинным разломам.

Собственно рифтогенный этап, связанный с растяжением и проседанием узкой линейной зоны, характеризуется внедрением щелочных магм с последовательностью излияния от более щелочных к менее щелочным породам. Необходимым условием проявления щелочного магматизма является существование к моменту внедрения консолидированной коры [156], поэтому, по-видимому, дорифтовый этап, сопровождаемый толеитовым вулканизмом, и собственно рифтовый, которому отвечают излияния щелочных расплавов, значительно разделены во времени. К концу позднего девона вулканическая деятельность прекратилась и в каменноугольно-нижнепермских отложениях, накопившихся в процессе следующего синеклизного прогибания земной коры, первичные вулканические продукты отсутствуют.

Это не относится к Донбассу, который в пермотриасе вступил в стадию миогеосинклинали развития, сопровождаемую складчатостью и магматической деятельностью [37]. Тектоно-магматическая активность этого звена палеорифта прослеживается вплоть до конца юры — начала мела, когда в связи с субмеридиональными глубинными разломами в послескладчатый период внедрился миусский комплекс лампрофиров.

Тектоно-магматическое развитие Припятской впадины по времени и характеру совпадает с Днепровско-Донецкой впадиной, несколько отличаясь лишь составом формаций. Мы считаем, что нет причин противопоставлять вулканизм этих двух звеньев [166], поскольку развитая в Припятской впадине формация щелочных базальтоидов и фонолитов имеет тесную связь с формацией меланонефелинитов и щелочных ультрамафитов и входит в состав единого ряда рифтогенных формаций [162]. Более щелочной и лейкократовый характер вулканитов Припятской впадины объясняется более длительным существованием магматического очага и возможностью его взаимодействия с флюидной щелочной фазой, что способствовало лейкократизации расплава и его насыщенности щелочами [240]. По возрасту припятская формация щелочных базальтоидов и фонолитов отвечает позднефаменской фазе вулканизма, тогда как формация меланонефелинитов и ще-

лочных ультрамафитов Днепровско-Донецкой впадины связана с более ранними позднефранскими излияниями магм, поэтому не исключено, что повышенная щелочность этого комплекса связана с его фланговым положением и затуханием в этой части структуры растягивающих усилий. Такая обстановка способствовала образованию особо щелочных магм.

Развитие отдельных звеньев рифта по собственному плану — одна из особенностей рифтовых структур, приводящая к сложности вулканических процессов. Если в позднем девоне Припятская, Днепровско-Донецкая впадины, Донбасс и Воронежская антеклиза входили в состав единой рифтовой структуры, причем первые три представляли элементы главного грабена, а последняя — северо-восточное плечо рифта, то впоследствии, начиная с позднего палеозоя, произошли смена и разделение тектоно-магматических режимов. На месте Припятской, Днепровско-Донецкой впадин развивались синеклизы, лишённые вулканической деятельности, на месте Воронежской антеклизы сформировалась обширная амагматичная антиклинальная структура, а Донбасс, возможно, под влиянием Кавказской геосинклинали был вовлечен в орогенный пермотриасовый этап активизации, сопровождаемый вулканизмом.

Совпадение в пространстве и времени процессов вулканизма и рифтогенеза не означает, однако, наличия между ними причинно-следственных отношений [133, 238]. По-видимому, связь между этими явлениями парагенетическая, обусловленная едиными геодинамическими причинами, которые будут рассмотрены в заключительной части работы.

1. ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
СОВРЕМЕННЫХ РИФТОВ: РЕЙНСКОГО,
БАЙКАЛЬСКОГО, ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОГО

К числу современных континентальных рифтов относятся система Восточно-Африканских рифтов, Байкальский, Рейнский рифты, Провинция бассейнов и хребтов (иначе Кордильерская рифтовая система), рифтогенные структуры Анд и др. Рифтовые зоны Исландии с мощным базальтовым вулканизмом, великолепно выражены в рельефе и входят в систему срединно-океанического хребта Атлантического океана, соответствуя типу океанических структур растяжения. Рифты Провинции бассейнов и хребтов возникли на месте мезо-кайнозойской геосинклинали, т.е. являются эпиорогенными образованиями [256], которые не рассматриваются в настоящей работе.

Типичными эпиконтинентальными рифтами, к тому же достаточно хорошо изученными, являются Восточно-Африканский, Байкальский и Рейнский. Они сформированы в течение кайнозоя в теле древних жестких платформ и содержат различные вариации встречаемых в рифтах серий магматических пород. Геологические, геофизические, тектонические, петрологические материалы этих регионов в значительной мере изучены и обобщены в многочисленных трудах советских и иностранных специалистов [9, 16, 17, 81, 169, 170, 263], поэтому приведем лишь краткие сведения, необходимые для дальнейшего сравнительного анализа магматизма рифтовых эпиконтинентальных структур фанерозоя.

Байкальский рифт

Байкальская рифтовая зона имеет протяженность около 2500 км в северо-восточном направлении при ширине 100–200 км, максимально 500 км. Находясь в глубине континента, она слепо затухает на юго-западном и северо-восточном окончаниях, не имея непосредственного перехода к мировой системе океанических рифтов. В последнее время ее вместе с Алданской и Япономорской рифтовыми системами объединяют в единый Восточно-Азиатский рифтовый пояс [3]. Образование ее относится к позднему кайнозою в связи с растяжением земной коры в пределах Байкальской складчатой области, причем возникшие при этом позднекайнозойские рифтогенные структуры — грабены характеризуются большим сходством строения и состава выполняющих их сложений. К их числу принадлежит глубочайшая рифтовая впадина, заполненная водами озера Байкал, которое еще 200 лет тому назад привлекло внимание ученых своей уникальностью [185]. В настоящее время Байкальская рифтовая зона является наиболее изученной структурой этого типа, где установлены и объяснены особенности глубинного строения, истории развития, неотектоники, вулканизма и др. [11, 80, 131, 141, 169, 227, 237].

Грабены Байкальской рифтовой зоны связаны с обширным, отчетливо линейным поднятием, которое геоморфологически максимально выразилось в плиоцен-плейстоценовое время, достигнув 3000—4000 м над уровнем моря. Часть грабенов, относящихся к средней наиболее глубоко опущенной части Байкальской зоны (грабены Байкальский, Тункинский, Баргузинский), наследовала положение и простирание более ранних олигоцен-ранне-неогеновых впадин, поэтому в них происходило непрерывное накопление осадков, начавшееся задолго до формирования свода и вызванного им горообразованием. В развитии Байкальской рифтовой зоны взаимосвязано действовали два процесса: сводообразование и растяжение литосферы.

Причиной общего поднятия, сопровождающегося растяжением в пределах свода, могло быть образование в верхах мантии зон аномального разогрева и разуплотнения. Такая зона со скоростями распространения продольных волн 7,3—7,7 км/с установлена сейсмическими исследованиями в Байкальском рифте, и она, очевидно, играет немаловажную роль в процессе рифтогенеза, несмотря на сравнительно небольшую мощность — 17 км [197].

Интересно, что по сейсмическим данным зафиксирован еще один волновод в пределах коры со скоростью распространения продольных волн 5,5 км/с и мощностью около 10 км, появление которого, возможно, связано с конвективным выносом тепла горячими высокоминерализованными растворами, которые резко снижают электрическое сопротивление горных пород [95]. Такое предположение подтверждается данными сверхглубокой Кольской скважины, в разрезе которой на глубине 4,5—4,8 км выделен своеобразный волновод — зона крупных разрывов, насыщенных термальными растворами, содержащими тяжелые металлы, гелий и углеводороды [127].

Мощность самой земной коры в пределах Байкальского рифта не имеет тенденции к уменьшению, что отмечается для большинства эпиконтинентальных рифтов. Она характеризуется достаточно резкими перепадами глубин подошвы: в рифтовой зоне 34—48 км, тогда как на юге Сибирской платформы — 37—39 км. Отмечено существенное различие в мощности коры под юго-западной (более глубоководной) и северо-восточной частями оз. Байкал, соответственно 34—36 и 40—44 км [197]. Все это свидетельствует о большой сложности глубинного строения описываемого рифта.

Байкальский рифт является областью аномально высокого теплового потока, причем наибольшие значения его установлены в районе оз. Байкал, в два-три раза превышающие таковые для сопредельных регионов [141]. Интенсивный вынос тепловой энергии из глубин Земли, по-видимому, препятствовал образованию значительных масс расплавов в верхах мантии, и этим, возможно, объясняется отсутствие магматических пород в центральной части рифта.

Максимальные объемы лав излились на флангах рифтовой зоны и в основном вне грабенов (рис. 18). Изучение разрезов отложений, выполняющих грабены и достигающих мощности 2,5—3 км, иногда 5—6 км, позволило по литологическому составу и генезису выделить две формации: молассоид-

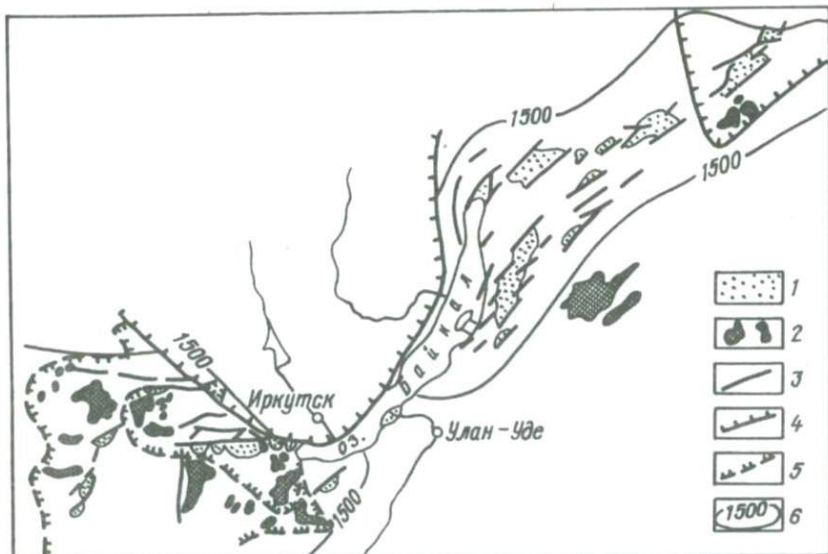


Рис. 18. Размещение кайнозойских вулканитов в Байкальской рифтовой зоне [131]:

1 — рифтовые впадины, 2 — поля вулканических пород, 3 — разломы, 4 — границы кратона Сибирской платформы, 5 — ареалы вулканической активности в западной части рифта, 6 — 1500-метровая изогипса Саяно-Байкальского сводового поднятия

ную (олигоцен — нижний плиоцен) и молассовую (верхний плиоцен — антропоген) [131]. Нижняя молассовидная формация сложена преимущественно алевролитами, глинами озерного, болотного типов и не содержит грубообломочных пород. Это свидетельствует о слабой расчлененности рельефа и незначительности тектонических движений в период формирования данной толщи. В составе верхней молассовой толщи преобладают красноцветные грубообломочные до глыбовых терригенные породы, свидетельствующие о существовании в данный период горного расчлененного рельефа в связи с быстрым ростом краевых поднятий и впадин, в ряде случаев заполненных глубоководными озерами. Оледенение антропогенного периода сказалось в смене окраски верхней части разреза с красноцветной на сероцветную и в появлении флювиогляциальных образований.

Погружение осадков вверх по разрезу — характерный признак рифтов с непроявленным или слабо проявленным вулканизмом. Он указывает на то, что интенсивный рост гор происходил позже заложения большей части грабенов. В более молодых и менее глубоких грабенах северо-восточной части Байкальского рифта отмечено развитие только молассовой части разреза мощностью 1–2 км.

В составе выполняющих грабены осадков вулканические породы, а именно базальтовые лавы, встречены лишь в Тункинско-Косогольской ветви впадин, где они иногда составляют 1/5 разреза. Представлены потоками и покровами базальтов, переслаивающимися с терригенными породами.

Вулканические излияния, характеризующаясь в основном незначительными масштабами, протекали прерывисто, не повсеместно и сосредоточивались в приподнятых участках. Наиболее активным в вулканическом отношении был юго-западный фланг Байкальского рифта, где расположены достаточно крупные поля вулканитов, трещинные излияния которых начались в олигоцене и продолжались с перерывами до голоцена [136]. Наиболее массовые излияния произошли в миоцене на территории Хамар-Дабана, Восточного Саяна и Тункинской впадины, где общая мощность базальтовых покровов достигает иногда 500—600 м.

В северо-восточной части Байкальского рифта вулканические процессы проявились в меньшем объеме и в более позднее время — в плейстоцене — голоцене, причем наблюдается переход от трещинных излияний, сформировавших Удоканское плато, к небольшим центрально-вулканическим очагам извержений. Для средней части Байкальской рифтовой зоны, наиболее глубоко опущенной, вулканизм не характерен. Здесь отмечены лишь единичные дайки долеритов и авгитита. Такая пространственная разобщенность вулканических явлений и их отсутствие в центральном сегменте структуры объясняется особенностями тектонического развития в позднем кайнозое, когда крупные и глубокие грабены, образующиеся вдоль центральной ослабленной зоны древнего структурного шва, заполнялись нормально-осадочными породами, так как быстрая потеря глубинного тепла не способствовала образованию магматических расплавов на глубине [133].

Общий объем кайнозойских магматических продуктов, включая Витимское базальтовое плато, расположенное вне морфоструктурных границ рифта, составляет 5800 км³, т.е. сравнительно невелик [94]. Состав их довольно однообразен, за исключением вулканов крайнего северо-востока (хр.Удокан, Чарский рифт), где встречаются щелочные и щелочно-салические дифференциаты [107]. В лавах вулкана Мундужак на Удоканском плато обнаружены породы с лейцитом, близкие оливиновым мелалейцититам [223].

Материал по вулканическим породам Байкальского рифта впервые был обобщен И.В.Беловым [11]. На основе петрографических и петрохимических характеристик вулканические породы им отнесены к трахибазальтовой формации, состоящей из двух серий: известково-щелочной и щелочно-известковой. Первая имеет преимущественное развитие и, возможно, является родоначальной. Расплавы, сопровождающие рифтогенез, в целом слабо дифференцированы, отвечая составу щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов. Характерно отсутствие кислых пород и ультрамафитов с карбонатами, и лишь в хр.Удокан развиты трахиты, бенмориты, относящиеся к излияниям небольших центральных вулканов.

Уточнение возраста магматических пород по данным изотопного анализа и биостратиграфии позволило выделить четыре главные фазы вулканизма: позднемеловая — раннепалеоценовая, миоцен — нижнеплиоценовая, плиоцен — плейстоценовая и плейстоценовая [106]. Первые две фазы проявились в дорифтовый этап медленных, преимущественно изгибовых деформаций, две последние — соответствовали рифтогенезу. Максимальные излияния лав произошли в дорифтовый этап на высокоподнятых Саяно-Хамардабанском и Становом крыльях Саяно-Байкальского нагорья. В Тункинской впадине отмечены проявления всех четырех фаз вулканизма, причем наиболее ранние позднемеловые — раннепалеоценовые базальтовые лавы встречаются только здесь и не известны в других частях Байкальского рифта. Это проявилось в петрохимических особенностях базальтов Тункинской впадины, среди которых попадаются толеитовые разновидности. Присутствие толеитов отмечается также в Рейнском грабене, Эфиопии, Йемене [70], однако в континентальных рифтах они не имеют ведущего значения.

Главным типом пород Байкальского рифта являются щелочные оливиновые базальты, сложные оливином (частично или полностью замещенным боулингитом и иддингситом), клинопироксеном, изредка керсутитом, основным плагиоклазом с примесью калиевого полевого шпата, магнетита, апатита. Петрохимическое сравнение базальтов, проведенное по группам в зависимости от возраста и структурного положения пород [81], показало однообразие их химизма и нормативного состава (табл. 22). В их химическом составе отмечается большое постоянство содержания SiO_2 , за исключением II группы, где оно поднимается до 54,06%, по-видимому, за счет включения в эту группу не только базальтов, но и средних разновидностей. Характерно

Таблица 22. Среднее содержание главных породообразующих оксидов (\bar{x}) в базальтах Байкальской рифтовой зоны, % [81]

| Оксиды | Группы | | | | | |
|-------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | I | II | III | IV | V | VI |
| SiO_2 | 45,27 | 54,06 | 45,65 | 46,04 | 46,58 | 47,01 |
| TiO_2 | 3,33 | 1,61 | 2,21 | 2,19 | 2,16 | 2,45 |
| Al_2O_3 | 14,93 | 17,67 | 15,62 | 15,28 | 16,76 | 15,10 |
| Fe_2O_3 | 5,64 | 4,27 | 4,48 | 4,20 | 5,45 | 4,02 |
| FeO | 7,59 | 4,26 | 7,54 | 8,19 | 5,91 | 8,19 |
| MgO | 7,58 | 3,02 | 8,43 | 8,08 | 6,86 | 7,02 |
| CaO | 8,41 | 4,70 | 8,66 | 8,12 | 8,53 | 7,69 |
| Na_2O | 3,94 | 5,35 | 2,07 | 3,25 | 3,05 | 4,21 |
| K_2O | 2,09 | 3,84 | 1,38 | 1,87 | 1,78 | 2,08 |
| <i>n</i> | 60 | 26 | 27 | 21 | 28 | 21 |

Примечание: I — среднечетвертичные базальты Чарского рифта; II — дифференцированная серия голоценовых трахибазальтов-трахитов, там же; III — миоценовые базальты Тункинской впадины; IV — миоценовые базальты хр.Хамар-Дабан; V — плиоцен-четвертичные базальты Тункинской впадины; VI — позднечетвертичные базальты р.Джида; *n* — число анализов.

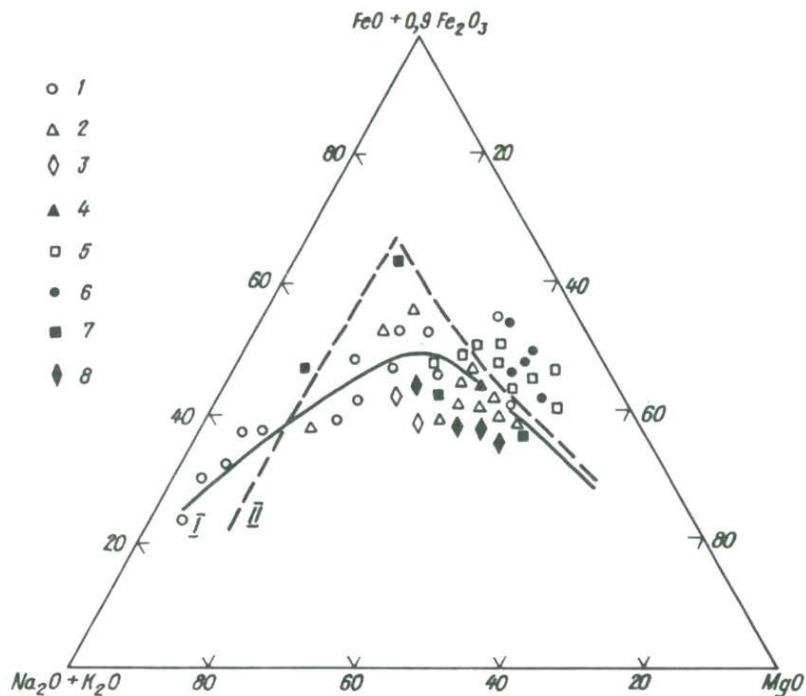


Рис. 19. Распределение вулканических пород Байкальской рифтовой зоны на диаграмме *AFM* [106].

Тренды дифференциации щелочной (I) и толеитовой (II) серий. Вулканические породы: 1 – хр.Удокан, 2 – Витимского нагорья, 3 – р.Джиды, 4 – хр.Хамар-Дабан, 5 – Тункинской впадины, 6 – р.Китой (В.Саян), 7 – р.Оки (В.Саян), 8 – Прихубсугулья (Монголия)

повышенное содержание щелочей, с преобладанием Na_2O над K_2O , титана. Основные оксиды FeO , Fe_2O_3 , MgO и CaO содержатся примерно в равных количествах, однако во всех случаях оксида железа II несколько больше, чем оксида. При пересчетах на нормативные минералы в базальтах установлены полевые шпаты, нефелин (за исключением ранних базальтов Тункинской впадины – III группа), диопсид, оливин, магнетит, ильменит [81], т.е. породы отвечают щелочным оливиновым базальтам. Не характерны для них кварц и гиперстен, последний отмечен только в III группе. Поэтому миоценовые базальты Тункинской впадины можно классифицировать как толеиты; следовательно, магматические процессы в дорифтовый этап начались с излияния известково-щелочных лав.

За исключением трахибазальтов-трахитов Чарского рифта (II группа) базальты Байкальского рифта относятся к недифференцированным образованиям, в которых боуэновский тренд или отсутствует, или выражен слабо [81]. Это наглядно выражено на диаграмме *AFM*, где большая часть состава

вов пород ложится в одну область и лишь для вулканитов хр.Удокан (Чарский рифт) по рассеиванию точек намечается тренд дифференциации, близкий к щелочной серии (рис. 19).

Итак, развитие Байкальской рифтовой зоны происходило и происходит в условиях высокой тектонической подвижности и сравнительно маломощного однородного базальтового вулканизма, в целом характеризующегося повышенной щелочностью.

Восточно-Африканская рифтовая зона

Восточно-Африканская рифтовая зона 200-километровой полосой протянулась более, чем на 4000 км от низовий р.Замбези на юге, до Аденского залива на севере, входя в состав грандиозного Африкано-Аравийского рифтового пояса. Примечательно, что он имеет непосредственную связь с мировой рифтовой системой в районе впадины Афар, где сходятся Эфиопский, Красноморский и Аденский рифты (рис. 20) и является примером наиболее мощно выраженного континентального рифтогенеза.

В пределах Восточно-Африканского рифта, который сформировался в неогене — антропогене и продолжает развиваться, выделены две ветви, обрамляющие район оз.Виктория: Восточная и Западная. В Восточную ветвь входят Кенийский (или рифт Грегори) и Эфиопский рифты, в Западную — Танганьикский и Руква-Ньяский. Главное отличие Восточной ветви от Западной в том, что в первой преобладают вулканические образования (сводово-вулканический тип рифта, по Е.Е.Милановскому [169], а во второй — рифты выполнены неоген-четвертичными осадочными породами, преимущественно озерного типа с резко подчиненным количеством вулканитов (щелевой тип рифтов).

Гравиметрические профили Кенийского рифта [293] улавливают региональную отрицательную аномалию, соответствующую очертаниям Кенийского свода. Ее связывают с утонением литосферы и поднятием поверхности разуплотненной астеносферы [134]. Сейсмическими исследованиями в земной коре установлено два слоя со скоростями распространения продольных волн 3,9—

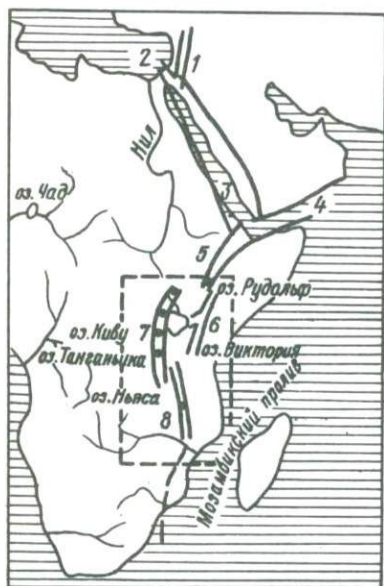


Рис. 20. Восточно-Африканская рифтовая система (оконтурена штрихом) [79].

Рифты: 1 — Левантский, или Восточно-Аравийский, 2 — Суэцкий, 3 — Красного моря, 4 — Аденский, 5 — Эфиопский, 6 — Кенийский, или рифт Грегори, 7 — Танганьикский, 8 — Руква-Ньяский

5,5 и 6,0–6,8 км/с, причем мощность первого колеблется от 3 до 20, второго – 20–28 км [272]. Появление второго слоя предположительно объясняют внедрением крупного интрузивного тела основного состава [262].

На поперечных глубинных разрезах отчетливо проявляется уменьшение мощности земной коры в пределах рифта. В осевой зоне Кенийского рифта ее мощность составляет всего 20 км, при переходе к Западной ветви в районе оз. Виктория мощность земной коры увеличивается до 40 км и снова уменьшается примерно до 30–32 км в рифтах Западной ветви [272]. Под земной корой прослеживается зона аномальной верхней мантии с низкими скоростями волн 7,5 км/с, мощность которой составляет около 100 км. Эта зона разуплотненной мантии имеет в разрезе призмическое сечение.

Рифты Восточной Африки приурочены к двум крупнейшим поднятиям-сводам, которые отвечают Эфиопско-Сомалийскому (Абиссинскому) и Восточно-Африканскому плато (рис. 21). На этих плато древние поверхности выравнивания находятся на высоте до 2500 м, причем максимальные отметки сосредоточены вдоль бортов рифтовых долин. Характерна высокая расчлененность рельефа, особенно в Западной ветви, где максимальный размах отметок составляет 6,5 км. Тектонические подвижки привели к дроблению фундамента на блоки с выталкиванием отдельных блоков на значительную высоту. Так образовался массив Рувензори, сложенный докембрийскими породами. Опущенные блоки нередко представляют собой озера.

Рифтовым зонам Африки свойственны повышенные тепловые потоки, сейсмичность и очень напряженный тектоно-магматический режим. В Кенийском и Эфиопском рифтах, где магматическая деятельность проявилась с особой силой, установлена определенная связь вулканизма с тектоническим развитием структур [262, 279, 297 и др.]. Д.К.Бейли [9], суммируя эти наблюдения, приводит следующую схему последовательности магматических и тектонических процессов. Начало сводного поднятия земной коры ознаменовалось ранними нефелинит-карбонатитовыми лавами отдельных вулканов в южной части региона. К концу верхнего миоцена закончилось воздымание свода и сформировались фonoлитовые покровы. Почти одновременно с излияниями фonoлитов или чуть позже произошло заложение глубинных разломов, выдливших вдоль осевой линии свода рифтовую зону. В участках обрушения возникли вулканы центрального типа, сменившиеся массовым излиянием мощных трахитовых покровов и их туфов, покрывших значительно большую площадь, чем сама рифтовая зона. Вслед за этим вновь произошло проседание с образованием центрального грабена. В зоне главного рифта с плейстоцена до настоящего времени магматическая деятельность сосредоточивалась в кальдерах и вулканах центрального типа в виде базальтовых, трахитовых и риолитовых лав. Характерно, что на юге (Танзания), где рифт теряет свои отчетливые границы, в течение всего отмеченного времени происходили и происходят извержения нефелинит-карбонатитовых магм. Особенно в этом отношении показателен вулкан Олдоиньо-Ленгаи, извергающий натровые карбонатиты [84].

Таким образом, тектонические события сопровождались массовым

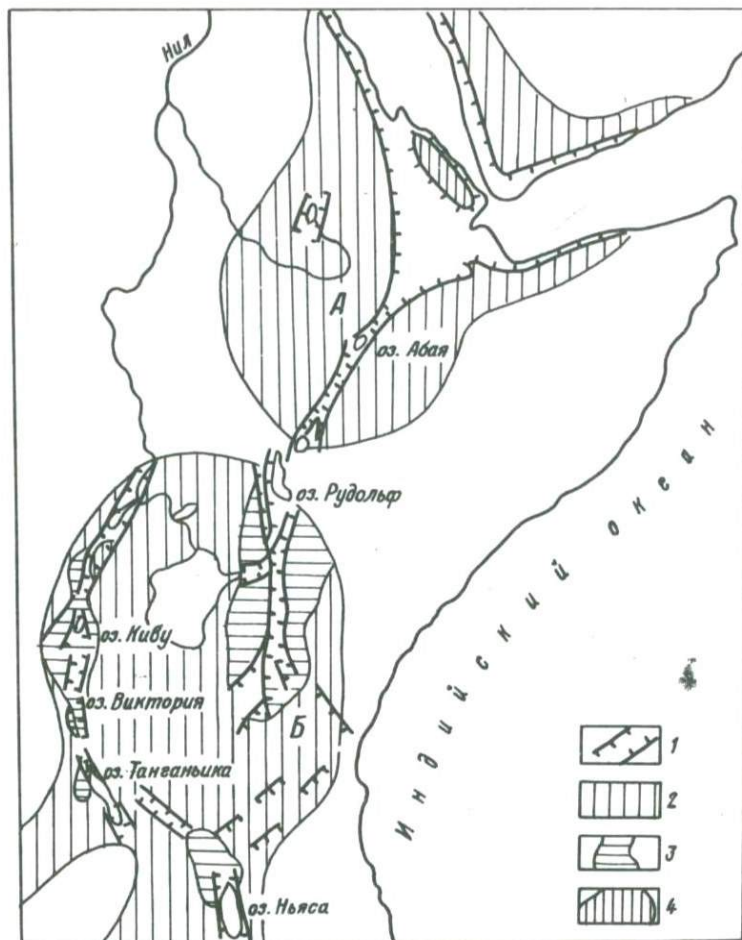


Рис. 21. Поднятия и рифтовые долины Восточной Африки [134]:

1 — рифтовые долины; 2 — главные сводово-глыбовые поднятия: А — Эфиопское (Абиссинское), Б — Восточно-Африканское; 3 — сводовые и полусводовые поднятия второго и более высокого порядков; 4 — крупные внутренние тектонические поднятия (горсты) в рифтовых впадинах

вулканизмом: начальная фаза воздымания — нефелинитами; главная фаза сводообразования — фонолитами; главная фаза рифтообразования — трахитами [9]. Уточнение возраста магматических пород радиологическими методами и дополнительно проведенные петрологические исследования [16] позволили выделить шесть основных этапов их формирования [134]. Первые три этапа, охватывающие 23,0–5 млн. лет и относящиеся к дорифтовому

периоду, характеризуются образованием базальт-трахитовой, фонолитовой и базанит-нефелинит-фонолитовой ассоциациями пород, причем для двух первых свойственны трещинные излияния, для последней — центральновулканические. Поля развития трещинных излияний охватывают гораздо большую территорию, чем структура будущего рифта. На четвертом и пятом этапах (5,0—0,7 млн. лет) образуются базальтовые и трахитовые лавы, сопровождающие выделение грабена, причем извержения происходили из трещин, сосредоточенных внутри рифтовой долины. И, наконец, шестой, современный, этап характеризуется развитием большого числа мелких разрывов и отдельных вулканов, которых в пределах Кенийского рифта насчитывается около 70, из них такие гиганты, как Килиманджаро, Кения. Центральный тип извержений привел к развитию вулканотектонических депрессий, кальдер обрушения.

Активность вулканических процессов Эфиопского рифта не уступает Кенийскому, а объем вулканитов более 300 000 км³, причем наряду с базальтами и трахитами широко развиты кислые дифференциаты: риолиты, пантеллериты, игнимбриты. Различаются два этапа тектономагматического развития: дорифтовый с излиянием базальтов, затем воздымание Эфиопского свода и формирование щитовых вулканов с риолитовым и трахитовым вулканизмом [9]. Первые проявления вулканизма отмечаются еще в мелу в виде потоков базальтовых лав в Данакильской впадине [261]. Сравнение объемов и состава лав Эфиопского и Кенийского рифтов указывает, что в первом больше излилось базальтовых лав, давших дифференциаты кислого состава и почти отсутствуют столь характерные для Кенийского рифта фонолиты (рис. 22). Щелочность базальтов в целом ниже, нередко встречаются толеитовые разности, особенно в Афарской долине, где проявился промежуточный тип вулканизма в связи с развитием Красноморского межконтинентального рифта [134].

В Западной ветви, в Танганьикском и Руква-Ньяссском рифтах, вулканические процессы имеют резко подчиненное значение. Вулканиты известны в разобленных полях вокруг массива Рувензори, в поле Рунгве, Букаву и пр., а главными породами рифтов являются осадочные. Здесь преобладают эксплозивные извержения щелочных магм, давших необычные ассоциации сильно обогащенных калием пород: мафуриты, катунгиты, мелилититы, угандиты и др. Вулканизм проявился только на поздних этапах формирования рифта, начиная с плиоцена и до наших дней, причем ранними продуктами извержения, как и в Восточной ветви, были карбонатитовые лавы.

Отчетливо выражена связь вулканических процессов с приподнятыми участками рифта: с антиклинальными перегибами, разделяющими отдельные грабены внутри рифтовой зоны, с приподнятыми ступенями на крыльях грабенов, с краевыми поднятиями осевых грабенов и др.

Несмотря на несравнимо меньшие масштабы вулканизма в западных рифтах, ему присущи некоторые специфические особенности, сближающие его с вулканизмом Восточной ветви, а именно: сильно выраженный щелоч-

ной характер магм, наличие нефелинит-карбонатитовых ассоциаций, широкое развитие пирокластических образований, обилие летучих компонентов, значительные мощности эффузивно-пирокластических толщ.

Большая пестрота состава вулканитов Восточно-Африканской рифтовой зоны и недостаточная их изученность в отдельных участках затрудняют произвести обобщенную петрохимическую характеристику этих пород. Наиболее изученными оказались базальты [81, 123, 260, 266, 287 и др.], причем сравнение их химизма с помощью кластерного

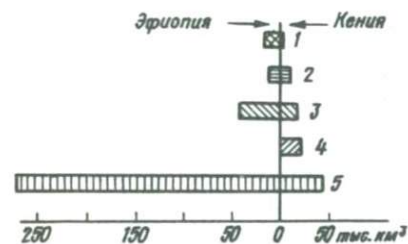


Рис. 22. Объемы вулканогенных пород Кенийского и Эфиопского рифтов [262]. Четвертичные: 1 — трахиты и риолиты, 2 — базальты, 3 — плиоцен-четвертичные трахиты, риолиты и игнимбриты, 4 — миоценовые фонолиты, 5 — палеоген-неогеновые базальты

Рис. 23. Вариационные линии главных вулканических серий Кенийской рифтовой зоны [132]:

1 — сильно щелочная серия, 2 — линия Ленгаи, 3 — умеренно щелочная серия, 4 — линия Этны, 5 — толеиты Красного моря и Аденского залива, 6 — линия Йеллоустонского парка; а — поле покровных трахитов эоплейстоцена, б — поле покровных фонолитов среднего миоцена

анализа позволило отнести их к щелочному типу с неполным и слабовыраженным боуэновским трендом [81]. Фактор I выражен отношением породообразующих оксидов

$$\frac{\text{SiO}_2, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO}, \text{CaO}, \text{FeO}}$$

нагрузка 47–65 %, процесс дифференциации имеет пантеллеритовую специфику. Средние составы базальтов, подсчитанные разными исследователями, близки между собой (табл. 23). В них улавливается повышенная щелочность с постоянным преобладанием Na_2O над K_2O и несколько увеличенные содержания титана и фосфора. Во всех анализах оксида железа II больше, чем оксида, а некоторые породы Кенийского рифта приближаются к ферробазальтам.

Химизм базальтов, являющихся главными и, по-видимому, родоначаль-

Таблица 23. Средний химический состав базальтов Восточно-Африканского рифта, %

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 45,82 | 46,85 | 46,93 | 48,04 | 47,72 | 46,74 |
| TiO ₂ | 2,53 | 2,31 | 2,24 | 2,02 | 2,93 | 2,72 |
| Al ₂ O ₃ | 13,99 | 15,40 | 15,12 | 15,10 | 14,48 | 13,84 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,94 | 4,55 | 4,23 | 2,98 | 3,35 | 5,78 |
| FeO | 8,13 | 8,10 | 7,92 | 8,92 | 10,12 | 8,46 |
| MnO | 0,25 | 0,18 | — | 0,20 | 0,23 | 0,16 |
| MgO | 7,99 | 6,68 | 7,89 | 6,35 | 5,52 | 6,38 |
| CaO | 10,83 | 10,31 | 8,69 | 12,60 | 11,20 | 10,04 |
| Na ₂ O | 2,87 | 2,70 | 3,24 | 2,69 | 3,00 | 3,02 |
| K ₂ O | 1,15 | 1,15 | 1,52 | 0,78 | 1,18 | 1,07 |
| H ₂ O [*] | 1,00 | — | — | — | — | — |
| P ₂ O ₅ | 0,45 | 0,37 | — | 0,31 | 0,56 | — |
| n | 29 | 34 | 35 | 5 | 7 | 7 |

Примечание: 1 — оливиновые базальты [195]; 2 — базальты континентальной оливин-базальтовой формации [123]; 3 — щелочные оливиновые базальты [81]; 4 — базальт южной части рифта Грегори [260]; 5 — ферробазальт, там же; 6 — базальт Эфиопии [139].

ными типами вулканитов Восточной ветви, имеет большое значение при формационном анализе пород, но не дает полного представления о всей сложности вулканических ассоциаций рифтовых зон. В.И.Герасимовский и А.И.Поляков [62—65], обобщив данные химических анализов многочисленных разновидностей вулканитов [265, 266, 298] и дополнив их собственными петрохимическими исследованиями, выделили в континентальных рифтах Восточной Африки три главные серии магматических пород: калиевую щелочную, натриевую щелочную и серию пород умеренной щелочности. Калиевая щелочная серия распространена в западных рифтах и в зависимости от содержания полевых шпатов представлена двумя группами пород: бесполошпатовыми (оливиновые мелалайцититы, мафуриты, лейцититы, карбонатиты) и содержащими полевые шпаты (лейцитовые базаниты, трахибазальты, трахиты).

Натриевая щелочная серия развита в рифтах Восточной ветви и представлена щелочными пикритами, оливиновыми меланефелинитами, мелилититами, нефелинитами, фонолитами, карбонатитами. В серии пород умеренной щелочности, характерной также для восточных рифтов, различаются две группы пород в зависимости от содержания SiO₂: недосыщенные SiO₂ породы (пикритобазальты, оливиновые базальты, трахиандезиты, щелочные трахиты, фонолиты) и насыщенные SiO₂ породы (базальты, андезиты, трахиты, щелочные риолиты, комендиты). Для главных разновидностей пород приведены средние химические составы [195], отражающие тенденции поведения породообразующих компонентов в магматических процессах рифтовых зон. Это наглядно выражено вариационными линиями, соответствующими разным сериям Кенийской рифтовой зоны (рис. 23).

Очень разнообразные по своему составу и способу образования (трещинные, центральновулканические, эксплозивные) вулканические породы рифтов Восточной Африки отнесены к нескольким магматическим формациям [134]: толеитовой, щелочной оливин-базальтовой, щелочно-базальтоидной, фонолитовой, кимберлитовой и карбонатитовой. Толеитовая формация выделена в составе вулканитов Афарской впадины, щелочная оливин-базальтовая занимает значительную часть площади рифтов и их плечей, щелочно-базальтоидная и фонолитовая присущи Кенийскому рифту, в частности осевому грабену, его южной части, кимберлитовая и карбонатитовая формации развиты на южном окончании Кенийского рифта. Согласно новой классификации магматических формаций [162, 163], они соответствуют пяти формациям: базальт-долеритовой, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой; меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов; щелочных базальтоидов, фонолитов и кимберлитовой. Щелочные калиевые породы западных рифтов могут быть отнесены к формации щелочных базальтоидов и лейцитифиров (*kbf*). Таким образом, все разнообразие вулканитов Восточно-Африканской рифтовой зоны охватывается шестью магматическими формациями, для которых характерно преимущественно или исключительно эффузивно-пирокластический тип пород, повышенная щелочность, высокая степень дифференцированности.

Рейнский грабен

Рейнский грабен или рифт является внутренним звеном сложно построенного Рейнско-Ливийского рифтового пояса, включающего сегменты не только кайнозойского, но и более древних палеозойского (грабен Осло) и позднемезозойского (Нигерская система грабенов) этапов рифтообразования [274, 169]. Рейнский грабен вытянут в северо-восточном направлении на 350 км от Юрских гор на юге, до Рейнских Сланцевых гор на севере, где он смыкается с Гессенским и Нижнерейнским грабенами (рис. 24). Глубинное строение грабена характеризуется утонением земной коры, приподнятостью раздела Мохо и наличием зоны разуплотненной верхней мантии, пропускающей сейсмические волны со скоростью около 7,7 км/с [289, 197].

Зарождение грабена относится к эоцену на фоне общего воздымания платформы, начавшегося еще в позднем мелу — палеоцене, и сопровождается вулканизмом [264]. Интенсивность и масштаб магматических процессов примерно равны Байкальскому рифту, но ассоциации вулканических пород существенно различны. Первые еще дорифтовые проявления вулканизма известны в верхнем мелу — массив Катценбукель [282]. Это столбообразное субвулканическое тело километрового диаметра, возможно, жерло вулкана, сложенное нефелинитами и натровыми шонкинитами. Вокруг развиты многочисленные мелкие дайки и некии щелочно-ультраосновного состава.

Выделение и погружение грабена, заполненного эоцен-олигоценными озерными, эвапоритовыми, отчасти морскими отложениями, в миоцен сменяются сводообразными поднятиями на юге и севере грабена [134].



Рис. 24. Вулканические поля в структуре Рейнского грабена [300].

Грабены: I – Верхнерейнский, II – Нижнерейнский, III – Гессенский. Вулканические поля: 1 – Эйфель, 2 – Нейвид и Лаахерское озеро, 3 – Вестервальд, 4 – Фогельсберг, 5 – Рен, 6 – Кайзерштуль, 7 – Хегау, 8 – Урах, 9 – Катценбукель

С этими субширотными поднятиями связано оживление вулканической деятельности в миоцене, когда была сформирована главная масса вулканитов. В Рейнском грабене достаточно отчетливо выражена связь магматизма со сводообразованием. Вулканические породы сосредоточены в двух зонах или дугах, секущих почти перпендикулярно рифтовую структуру на северном и

южном флангах рифта. Самые крупные поля вулканитов (Фогельсберг, Кайзерштуль, Урах и др.) имеют возраст 10—18 млн. лет [282].

В составе Северо-Рейнской вулканической дуги выделены отдельные поля вулканитов (с запада на восток): Эйфель, Зибенгебирге, Нейвид, Вестервальд, Фогельсберг, Рен, сложенные, за исключением массива Фогельсберг, различными породами щелочно-базальтоидной формации: нефелинитами, лейцититами, тефритами, трахитами, базанитами, фонолитами и др. [269, 285]. Форма проявления их самая разнообразная: мелкие некки, туфо-агломератовые трубки, дайки, маары, последние особенно характерны для Эйфеля. "Вулканический щит" Фогельсберг находится на перемычке Рейнского и Гессенского грабенов и представлен сросшимися мелкими центрами извержения, излившимися потоки толеитовых базальтов, щелочных оливиновых базальтов, базальтов на площади около 8000 км². Роль толеитов невелика, они входят в состав нижней части вулканической постройки, переслаиваясь со щелочными базальтами [267].

В Южно-Рейнской вулканической дуге развиты преимущественно нефелиниты и оливиновые мелилититы, анкармиты в виде лав и туфов (поле Хегау). Самое крупное поле — Кайзерштуль является стратовулканом диаметром в 16 км, сложенным тефритами, лимбургитами, эссекситами с многочисленными дайками мончикитов, шонкинитов и пр., т.е. очевидно, преобладание в южной зоне щелочных базальтоидов. Здесь же встречены карбонатиты в виде субвулканических тел, даек и пирокластических прослоев, причем установлено, что они связаны с поздними стадиями формирования щелочного комплекса Кайзерштуль [278].

Интересно, что вулканизм рифтогенного этапа проявился не только в грабене, но и за его пределами, на плечах рифта. Так, на восточном плече рифта в миоцене образовалось ультращелочное поле Хегау, где туфо-агломератовые трубки, некки сложены анкаратритами, оливиновыми мелилититами, фонолитами и пр. Если поле Хегау входит в Южно-Рейнскую вулканическую дугу и его развитие можно объяснить действием единых геодинамических сил рифтогенеза, то поле Урах, находящееся на восточном плече рифта, не имеет какого-либо отношения к миоценовому сводообразованию. Рой тел — туфо-агломератовых трубок взрывного типа имеет состав одинаковый с полем Хегау и приурочен к зоне мелких разломов субширотного направления, оперяющих рифт.

Большое разнообразие вулканических типов пород Рейнского грабена В.Вимменауер [300] отнес к девяти группам: толеитовые базальты Фогельсберга; щелочные оливиновые базальты; базаниты и лимбургиты горного обрамления грабена; оливиновые нефелиниты (жерловая фация) плеч рифта; мелилитовые анкаратриты и оливиновые мелилититы даек Хегау; санидиновые нефелиниты и шонкиниты; эссекситы, тефриты Кайзерштуля; фонолиты, трахиты полей Хегау и Кайзерштуля; карбонатиты. Все типы пород, включая базальты — траппы Фогельсберга, относятся к числу недосыщенных SiO₂ вулканитов с сильно выраженной щелочностью. На диаграм-

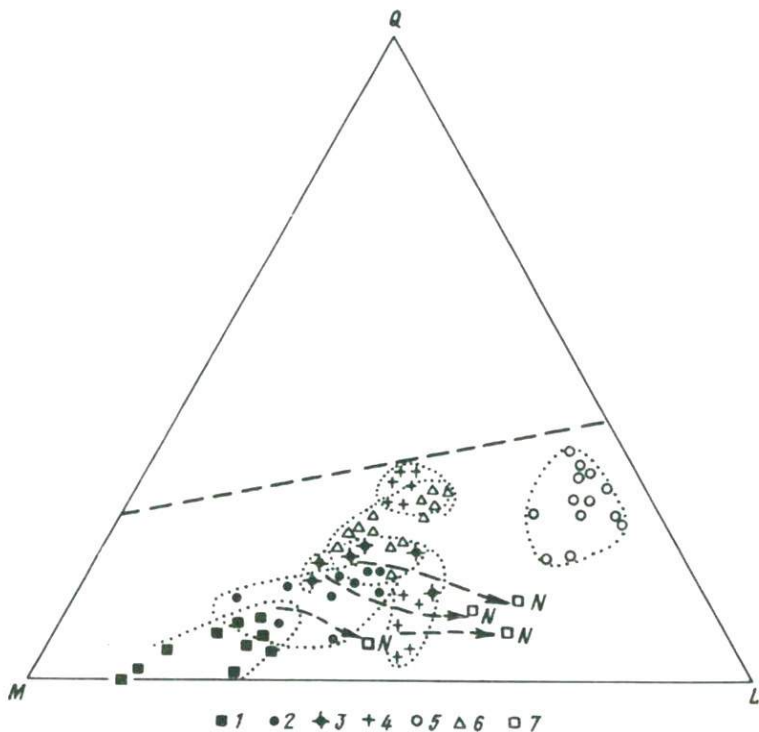


Рис. 25. Диаграмма QLM для вулканитов Рейнского грабена [300]:
 1 – оливиновые меллититы и меллититовые анкаратриты, 2 – оливиновые нефелиниты, 3 – базаниты, лимбургиты, мончикиты, 4 – плагиоклазовые базальты трапповой серии, 5 – фонолиты, 6 – тефриты, эссекситы Кайзерштуля, 7 – нефелинитовые дифференциаты

ме Ниггли QLM , где нанесена линия насыщения кремнеземом, все они ложатся в область недосыщенных разностей с отчетливой дифференциацией в сторону лейкократовых нефелинитов (рис. 25). Кислые дифференциаты для Рейнского грабена не известны, что является главной петрохимической особенностью вулканизма данного рифта.

Все вулканические образования могут быть отнесены к двум магматическим формациям: щелочной оливин-базальтовой, имеющей ограниченное развитие в пределах северного окончания рифта, и щелочно-базальтоидной [134], что, согласно новой классификации [162, 163], отвечает трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой и формации меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов и карбонатитов. Определяющее значение по степени распространенности и разнообразию состава пород имеет вторая формация, так что вулканизм Рейнского грабена имеет резко выраженный щелочной характер с небольшим развитием базальтовых пород.

По мере развития учения о рифтах установлены три крупных периода рифтообразования в геологической истории Земли: раннепротерозойский, рифейско-палеозойский и мезо-кайнозойский [6].

Е.Е.Милановский [169, 170], систематизировавший огромный геологический материал по рифтам континентов, с некоторой условностью выделил более узкие возрастные группы рифтообразования и сопряженного с ним магматизма: позднекайнозойскую (олигоцен — антропоген), позднемезозойско-раннекайнозойскую (мел — эоцен), раннемезозойскую (триас — юра), позднепалеозойскую (карбон — пермь), среднепалеозойскую (силур — девон) и позднепротерозойскую (рифей). Примеры позднемезозойско-раннекайнозойского и раннемезозойского рифтообразования достаточно многочисленны и по многим признакам (структурным, магматизму и истории развития) сходны с современными процессами. Эти рифты сравнительно легко распознаются среди прочих типов структур. Так, в позднемезозойско-раннекайнозойской группе известны Западно-Африканская рифтовая система с глубоким грабеном Бенуэ, рифтовая система Св.Лаврентия в восточной части Канады, в раннемезозойской — триасовые грабены Аппалачей, Западно-Сибирская рифтовая система с многочисленными субмеридиональными грабенами, выполненными континентальными вулканогенными толщами и пр. Отметим, что рифтообразованию, как правило, предшествует и сопровождает его щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтоидный магматизм, поэтому поля развития щелочных вулканитов и щелочно-карбонатитовых массивов рассматриваются как косвенный показатель древних рифтов [169].

Особое значение приобретает магматизм при реконструкции наиболее древних ранне- и позднепротерозойских (рифейских) рифтов, которые в силу глубокого метаморфизма и последующих тектонических перестроек во многом утратили свои первичные признаки рифтовых структур. Так, при анализе состава вулканогенного вещества, формаций и общего структурного плана зеленокаменных докембрийских поясов в СССР, Южной Африке, Западной Австралии и Канаде возникло мнение, что они формировались в условиях рифтогенного режима [80]. При изучении областей активного вулканизма Карелии установлен рифтогенный этап в раннем протерозое на рубеже 2700 млн. лет \pm 100 млн. лет и затем — последующий фанерозойский рифтогенез с очень сходными тектоно-магматическими процессами [182].

В Южной Гренландии расположена субширотная Гардарская зона разломов, где сохранились грубообломочные континентальные отложения и базальтовые покровы ранне-, среднерифейского возраста, а также массивы щелочных пород и карбонатитов. Здесь рифтообразование продолжалось более 100 млн. лет, отразившись в трех тектоно-магматических этапах: 1300, 1250 и 1170 млн. лет назад [5]. Ранний этап привел к накоплению континен-

тальных осадков и лав в трогах, ограниченных глубинными разломами, и внедрению щелочных комплексов. В следующий этап тектоно-магматической активизации произошло формирование основных даек, новых глубинных разломов и щелочных массивов центрального типа. Наконец, третий поздний этап сопровождался внедрением многочисленных даек и щелочных комплексов в узкую зону собственно рифтовой структуры. Таким образом, магматизм контролировался тектоническим развитием рифейского рифта провинции Гардар.

К рифейским рифтогенным структурам, по-видимому, относятся авлакогены древних Восточно-Европейской, Сибирской, Австралийской платформ, такие как Пачелмский, Кировский, Тиманский, Оршанско-Крестцовский, Уджинский, Иркинеевский, зона Амадиес и др., которые представляют собой погребенные рифты [44]. Они выполнены терригенными и вулканогенными отложениями мощностью 3–5 км, причем среди последних преобладают базальтовые ассоциации пород.

Палеозойские (поздне- и среднепалеозойские) рифты эпиконтинентального типа довольно малочисленны и отмечаются на Восточно-Сибирской, Австралийской, Восточно-Африканской и Восточно-Европейской платформах. В связи со среднепалеозойским этапом активизации Сибирской платформы связано образование двух изолированных рифтовых впадин: Мархинской и Кемпендяйской, в которых распространена формация оливиновых базальтов континентов [130]. Эти впадины включены в состав Патомско-Вилъюйского авлакогена, который по своему развитию и вулканизму схож с Днепровско-Донецкой впадиной [161].

На западе Австралийской платформы известно несколько узких глубоких впадин, длительно развивающихся в течение палеозоя, на севере Африкано-Аравийского рифтового пояса прослеживается палеозойский прогиб северо-западного простирания, заполненный отложениями верхнего девона – нижнего карбона, унаследованный кайнозойским рифтом Суэцкого залива [169].

На территории Восточно-Европейской платформы в среднем палеозое заложилась субмеридиональная Казанско-Сергиевская и субширотная Припятьско-Днепровско-Донецкая рифтогенные структуры, которые, возможно, наложены на рифейские рифты [218]. Они связаны с началом герцинского тектогенеза, к концу которого в пермокарбоне образовались грабены Осло и Хорн [201]. Мезо-кайнозойская эпоха сказалась в образовании рифтов Северного моря, Рейнского грабена, грабена Соны – Роны, однако центральная часть Восточно-Европейской платформы находилась в относительном тектоническом покое и это способствовало сохранению палеозойских рифтов в геологической летописи.

Чтобы расширить представление об особенностях рифтогенеза и магматизма древних рифтовых зон, более детально охарактеризуем типичные палеорифты: грабен Осло и Патомско-Вилъюйский авлакоген.

Грабен Осло расположен в южной части Норвегии в пределах Балтийского щита (см. рис. 1). Имеет северо-северо-восточное простирание и сравнительно небольшие размеры: длина около 220 км, ширина 40–60 км. Предполагается [202], что он продолжается на юго-запад вдоль залива Скагеррак и является частью более крупной структуры — рифта Осло, куда входят грабены Северного моря (Центральный, Хорн и др.).

По сравнению с классическими эпиконтинентальными рифтами грабен Осло, его континентальная часть, характеризуется большим объемом плутонических пород, что связано с глубоким эрозионным срезом данной структуры. Поэтому на его примере удастся заглянуть в глубь рифтовых зон и получить представление о масштабах магматических процессов.

Главная часть палеорифта Осло состоит из опущенного блока, сложенного пермскими магматическими породами с небольшими площадями докембрийских гнейсов, кембрийских и силурийских осадочных пород (рис. 26). Образование грабена произошло в пермский период за счет растяжения, магматизма и погружения данной структуры. В допермский этап эта территория была обширной впадиной, заполненной мощными отложениями осадочных пород, которые в позднем силуре были эродированы вплоть до докембрийского фундамента, что, как считают исследователи [183, 291], связано с этапом дорифтового куполообразования.

Интерпретация гравиметрических и сейсмологических данных, выполненная И.Б.Рамбергом [202, 291], привела к выводу об утонении земной коры под всей осевой зоной рифта на 6–8 км по сравнению с окружающим щитом. В нижней части коры, на глубине примерно 20–32 км, предполагается наличие крупного интрузивного тела, так называемой базальтовой рифтовой "подушки", сложенной основными и ультраосновными плотными породами. Объем магматической массы "подушки" превосходит объем наблюдаемых в грабене плутонических пород приблизительно в шесть раз. Объем последних составляет около 20 тыс. км³, на долю вулканических пород приходится примерно 500 км³ [202].

По-видимому, первоначальный объем вулканитов много больше, и площадь их развития был практически весь грабен и частично его плечи — примерно 10000 км². Однако в процессе эрозии, внедрения более поздних плутонов, переработки и обрушения вулканические породы сохранились лишь в двух крупных полях единого лавового плато: Вестфолль и Крокскоген и в нескольких вулканических котловинах кальдерного типа: Санде, Глитреван, Драммен, Берум и др.

С вулканической деятельностью связаны также неки, сложенные так называемыми Осло-эссекситами — гаммой габброидных пород от обычных габбро до сиенитодиоритов. Они относятся к наиболее древним магматическим образованиям рифта. Плутоническими породами сложены батолиты, занимающие 60 % всей площади грабена, которые внедрились несколько позже вулканитов.

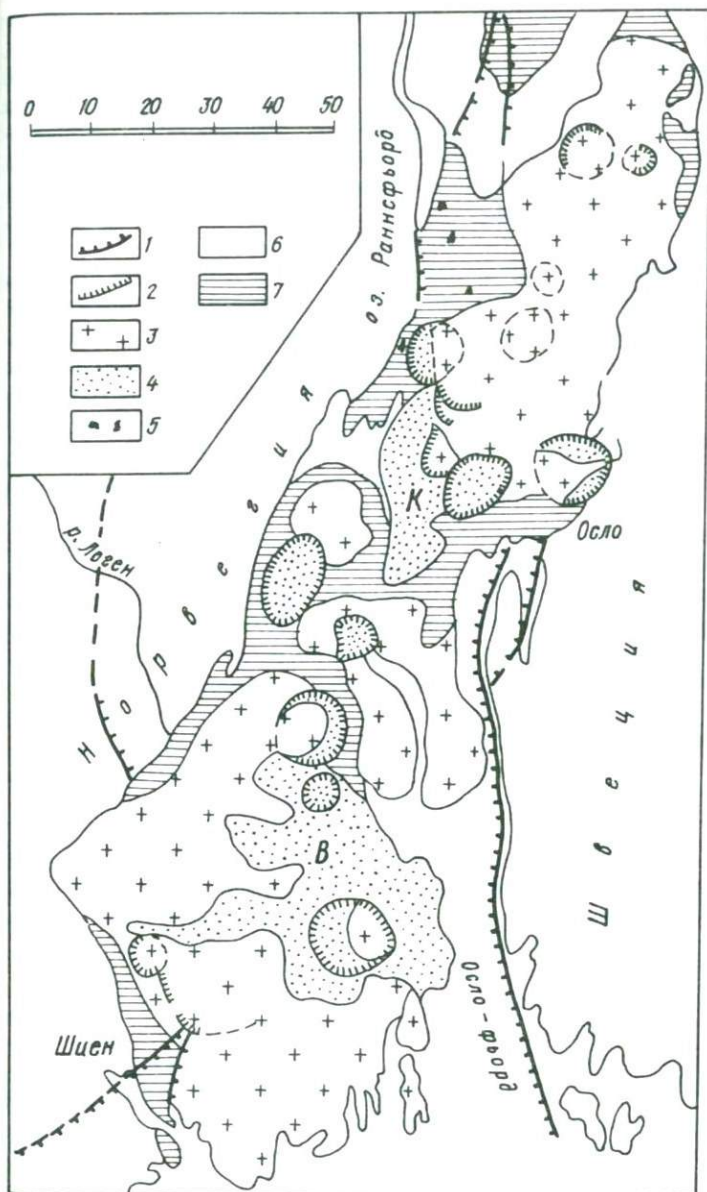


Рис. 26. Схематическая геологическая карта грабена Осло [183]:
 1 — главный разлом, 2 — кольцевые разломы котловин, 3 — плутонические породы, 4 — вулканические породы, 5 — нектиты (Осло-эссекситы), 6 — докембрийские породы, 7 — кембрийские и силурийские отложения. Лавовые плато: К — Кроксоген, В — Вестфолль

Следует отметить, что магматические породы грабена Осло очень детально и всесторонне исследованы известными петрологами: В.Бреггером, Т.Бартом, Б.Ларсеном, Э.Р.Нейман, К.Офтедалем, и могут служить образцом изученности рифтогенного магматизма. Из разновидностей плутонических пород известны габбро, монцитоны (лаурвекиты, кьельсоситы), нефелиновые сиениты (лаурдалиты, фойяиты), сиениты, нордмаркиты, граниты [290]. Вулканические породы представлены базальтами, ромбен-порфирами, трахитами, риолитами, изредка игнимбритами, анкарамидами, меланит-нефелинитами [291].

Анализ отношения Rb/Sr [224] показывает, что первые потоки базальта и ромбен-порфира имеют возраст соответственно 292 ± 8 и 294 млн. лет $\pm \pm 5$ млн. лет, а самые молодые граниты — 247 млн. лет ± 4 млн. лет. Длительность всего периода магматизма составляла 40–50 млн. лет, соответствующая рифтогенному этапу развития структуры [200]. Магматизм распространялся с юго-запада на северо-восток и имел гомодромный порядок. Судя по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7043 \div 0,7074$, имеющему незначительные колебания, все породы, включая граниты, имели мантийный генезис. Явлений коровой контаминации не установлено [224].

Остановимся несколько подробнее на характеристике вулканических процессов, имеющих первостепенное значение при континентальном рифтогенезе других, сравниваемых в работе, рифтах. В лавовых полях Вестфолль и Крокскоген закартирован почти полный разрез пермского лавового плато и дана дробная стратиграфия чередующихся потоков базальтов, ромбен-порфиров, трахитов и риолитов от первого потока базальта до последнего риолитового или игнимбритового [184, 281]. Подчас насчитывается до 40 и более потоков с общей мощностью в Вестфолле 868–1878 м, первоначально до 3000 м, в Крокскогене — около 1500 м [183]. В поле Вестфолль преобладают базальты, в Крокскогене — ромбен-порфиры, для обоих характерны лавовые потоки и отсутствие пирокластических образований. Последние известны лишь среди щелочных базальтов области Елей, где сохранился небольшой останец лавового плато. В другом останце, близ г.Шиен в нижней части базальтовой толщи развиты редкие в грабене пикритовые лавы состава анкарамидов и меланит-нефелинитов [207].

Вулканические котловины (12 штук) сложены преимущественно базальтами, относящимися к стадии развития центрального вулкана, и трахитами, игнимбритами, связанными со стадией обрушения и заполнения кальдер. Кислые лавы кальдер являются наиболее высокими стратиграфическими единицами лавового плато. Вулканизм во всех сохранившихся останцах и котловинах начинался с излияния базальтов, имеющих в общей массе щелочной уклон и мезократовый облик. Пикритовые разности встречены лишь вблизи Шиен, толеитовые — в одном потоке поля Крокскоген, тем не менее отмечается некоторая закономерность в изменении химизма базальтов с юго-запада на северо-восток от щелочных недосыщенных пород к толеитам [202]. В этом же направлении меняется мощность вулканогенных толщ (от 1500 до 100–300 м) и отмечается омоложение потоков.

Среди вулканитов базальты играют ведущую роль. Их соотношение со средними и кислыми породами равно 6 : 3 : 1. Обычно это недосыщенные SiO_2 породы, содержащие немного нормативного нефелина и 1–6 % оливина. В виде редких разновидностей встречаются толеитовые базальты (рис. 27). Среди средних пород наиболее распространены ромбен-порфиры — порфириновые породы с характерными фенокристами ромбической формы, сложенными криптопертитовым анортотклазом. Впервые они выделены и описаны в грабене Осло, относятся к семейству трахитов. Кислые разности, представленные риолитами и ингимбритами, имеют явно подчиненное значение. По особенностям накопления и состава вулканогенные образования грабена могут быть отнесены к трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации.

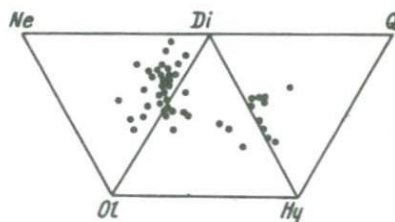


Рис. 27. Нормативный состав базальтов грабена Осло [184]

В тектоно-магматической истории развития палеорифта Осло удается проследить шесть стадий [202]. Первая предрифтовая, связанная, очевидно, с внедрением базальтового расплава в основание коры и формированием базальтовой "подушки", проявилась в виде трещинных деформаций и образовании маломощных пирокластических отложений. Вторая стадия, обусловленная куполовидным поднятием и последующим погружением коры, отмечена массовым излиянием базальтовых лав, имеющих, по-видимому, трещинный характер. Третья — является главным этапом рифтообразования, выраженным в развитии нормальных сбросов и рифтовой долины. На этой стадии продолжают излияния лав, но уже отвечающих по составу ромбен-порфирам.

Четвертая стадия характеризуется сменой трещинных излияний вулканическими извержениями центрального типа и образованием вулканических котловин, которые нередко наряду с ромбен-порфирами заполняются трахитами, риолитами. На пятой стадии происходит внедрение крупных батолитов сложного преимущественно монзонитового состава и, наконец, на шестой, уже послерифтовой, стадии в раннем триасе внедряются диабазовые дайки в связи с конечными тектоническими подвижками — сбросами.

Очевидно, в течение всего рифтогенного режима существовал единый источник магматических расплавов — базальтовая "подушка" и ряд промежуточных камер, в которых происходила генерация магм среднего состава (ромбен-порфиров, монзонитосиенитов). Магматизм осуществлялся в геодинамических условиях растяжения земной коры. Это наглядно выражено на примере крупной субмеридиональной дайки Тивехольмен, которая по диагональным (трансформным) разломам смещена примерно на 1,5–2 км.

О хиймизме вулканических образований будет сказано ниже, при сравнении петрохимических особенностей различных континентальных рифтов.

Интрузивные породы при этом не обсуждаются, поскольку грабен Осло — исключительный по содержанию этих пород рифт и в этом отношении ему нет аналогов. Все разновидности плутонических пород характеризуются повышенной щелочностью. Их можно отнести к трем породным группам: габброидной, фельдшпатоидной и гранитоидной, усредненный химический состав которых и некоторые петрохимические характеристики даны в табл. 24. Все породы относятся к калиево-натриевой серии с высоким коэффициентом титанистости, особенно фельдшпатоидная группа. Последняя, судя по коэффициенту агапитности, является плюмазитовой. Глиноземистость пород последовательно возрастает от низко- к высокоглиноземистым, от габброидов к гранитоидам.

Таблица 24. Химический состав плутонических пород грабена Осло

| Петрохимические показатели | Породные группы | | | Петрохимические показатели | Породные группы | | |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|--------------|-------------------------------------|-----------------|-----------------|--------------|
| | Габброидная * | Фельдшпатоидная | Гранитоидная | | Габброидная * | Фельдшпатоидная | Гранитоидная |
| SiO ₂ | 49,39 | 52,52 | 74,33 | H ₂ O | 0,58 | 0,87 | 0,66 |
| TiO ₂ | 2,81 | 1,53 | 0,35 | D | 37,67 | 80,35 | 95,77 |
| Al ₂ O ₃ | 12,77 | 18,53 | 12,84 | C | 48,25 | 12,32 | 3,62 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,80 | 2,62 | 1,40 | Na ₂ O/K ₂ O | 1,67 | 1,54 | 0,92 |
| FeO | 8,04 | 2,48 | 0,69 | Ti | 21,89 | 30,00 | 16,75 |
| MnO | 0,26 | 0,22 | 0,10 | N/A | 0,40 | 0,69 | 0,74 |
| MgO | 8,50 | 1,46 | 0,27 | F ₁ | 44,91 | 65,01 | 80,20 |
| CaO | 9,29 | 2,16 | 0,45 | F ₂ | 0,34 | 0,47 | 0,54 |
| Na ₂ O | 3,19 | 7,78 | 4,54 | Fe ₂ O ₃ /FeO | 0,60 | 1,06 | 2,03 |
| K ₂ O | 1,91 | 5,04 | 4,93 | al' | 0,60 | 2,82 | 5,44 |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,69 | 0,05 | n | 6 | 13 | 4 |

* Габброидная группа включает габбро, монзониты, монзонитодиориты; фельдшпатоидная — нефелинитовые сиениты, плагиофойиты; гранитоидная — граниты.

Итак, магматические процессы грабена Осло, отвечающие уровню нижних этажей рифтовых структур, при некоторых общих свойствах магматизма рифтового типа (повышенная щелочность, преобладание основных разностей, гомодромный порядок излияний, тесная связь с моментом растяжения и погружения структуры, высокая активность) характеризуются рядом специфических особенностей. К ним относятся: обилие плутонических пород, отсутствие мощных пирокластических толщ и очень незначительный объем пикритовых разностей. Вероятно, эти особенности проявились вследствие глубокой эрозии и сноса значительных масс вулканических образований, первоначально содержащих в достаточном количестве пирокластические и пикритовые породы.

Более молодой возраст плутонических пород свидетельствует о смене поверхностных излияний глубинным магматизмом по мере развития рифта и о длительности эндогенной активности рифтовых зон.

Патомско-Вилюйский среднепалеозойский авлакоген находится на востоке Сибирской платформы, простираясь в северо-восточном направлении в бассейнах среднего течения рек Лены и Вилюя на 600–700 км при ширине 250–300 км (рис. 28). Среднепалеозойские структуры авлакогена в значительной степени погребены под верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями Тунгусской и Вилюйской синеклиз [239]. Сложены они вулканогенно-осадочными породами девона – раннего карбона, залегающими на мощных отложениях нижнего палеозоя и позднего протерозоя. Последние подстилаются глубоко метаморфизованными гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитогнейсами и другими породами архея и раннего протерозоя, представляющими кристаллический фундамент [161, 174, 175].

Данный авлакоген образовался в теле Сибирской платформы в связи с заложением глубинных краевых разломов северо-восточного простирания, причем интенсивное развитие магматизма в момент его формирования и особенности геологического развития подобны таковым Днепровско-Донецкой впадины, что отмечено исследователями при обобщении геологического материала еще в 70-х годах [161].

Проявившаяся в раннем карбоне инверсия привела к образованию в пределах авлакогена ряда впадин и поднятий, сохранившихся в современной структуре региона (см. рис. 28): впадины – Ыгыаттинская, Березовско-Кемпендяйская, Восточно-Вилюйская; поднятия – Уринское, Суларское и Сунтарское. К числу региональных, ограничивающих авлакоген разломов, относятся на северо-западе Вилюйско-Мархинская, на юго-востоке Чаро-Синская зоны разломов. Кроме того, имеются крупные разломы со значительной амплитудой смещения в осевой части авлакогена.

Общая последовательность магматизма в регионе такова [161]: поздний протерозой – габбро-долериты, диабазы в породах фундамента. Средний палеозой – эффузивы щелочно-основного, щелочного состава, силлы и дайки основного, реже щелочного и кислого состава, кимберлиты. Эти образования в структурном отношении связаны с Патомско-Вилюйским авлакогеном. Поздний палеозой – ранний мезозой – основные туфы, дайки долеритов, связанные с Тунгусской синеклизой. Поздний мезозой – сиениты, щелочные габброиды и базаниты, связанные с “дива-структурами” Алданского нагорья.

Среднепалеозойские вулканы, объем которых примерно 63000 км³, относятся к трем магматическим формациям: базальт-долеритовой, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой и кимберлитовой [162, 161]. Размещение их подчиняется поперечной и отчасти продольной зональности. Дайки и силлы долеритов, габбро-долеритов, являющиеся главными представителями базальт-долеритовой формации, развиты повсеместно, при этом пластовые интрузии тяготеют к центриклинальной части авлакогена, трещинные – бортам и разломам его осевой части. Вулканы трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации приурочены к наиболее прогнутой части региона и связаны с зоной разломов северо-восточного простирания. Область распространения их невелика по сравнению с площадями развития долери-

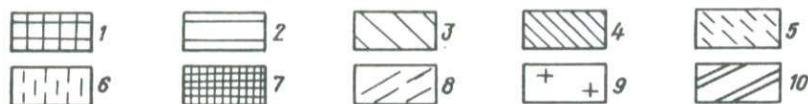
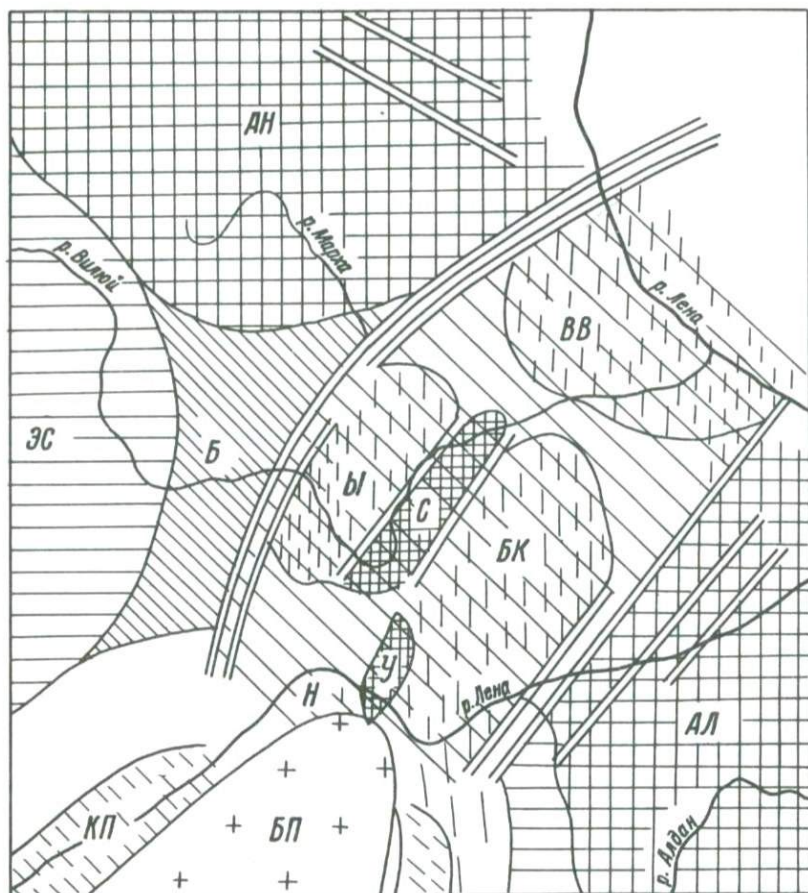


Рис. 28. Палеотектоническая схема восточной части Сибирской платформы конца раннего карбона [161]:

1 — антеклизы (АН — Анабарская, АЛ — Алданская); 2 — Эвенкийская синеклиза (ЭС); 3 — Ботуобинская седловина (Б); 4 — Патомско-Вилуйский авлакоген; 5 — Киренгско-Пеледуйский краевой прогиб (КП); 6–7 — постинверсионные структуры Патомско-Вилуйского авлакогена (6 — впадины; BI — Бйгаттинская, BK — Березовско-Кемпвядйская, BV — Восточно-Вилуйская; 7 — поднятия: У — Уринское и Суларское); 8 — Ленская периорогенная зона складок; 9 — Байкало-Патомский ороген (БП); 10 — зоны разломов

тов. Кимберлиты располагаются либо непосредственно в пределах Вилуйско-Мархинской зоны разломов, либо на удалении 100–150 км от нее, на бортах авлакогена.

Вулканизм носил наземный характер, проявляясь в виде покровов базальтов, брекчиевых лав, витрокластических туфов, извергавшихся из вул-

канов трещинного и центрального типов, нередко сосредоточенных вдоль разломов.

Главным типом пород являются базальты, представленные миндалекаменными, плагиофировыми, оливинофировыми, палагонитовыми разностями, и трахиандезитобазальты. Реже встречаются плагиотрахиты, щелочные трахиты, трахилипариты, причем более кислые разности тяготеют к Березовско-Кемпейдэйской впадине. Об особенностях химизма вулканитов будет сказано ниже.

Следует отметить, что по мнению исследователей этого региона [161] среднепалеозойский вулканизм носил антидромный характер и петрогенетический ряд отвечает такой схеме: трахилипариты — щелочные трахиты — трахиты — трахиандезиты — трахиандезитобазальты — трахибазальты. Однако отсутствие надежных возрастных критериев делает эту схему гипотетичной и недостаточно обоснованной, тем более, что в ряде случаев при формировании сложных даек отмечается гомодромный порядок внедрения расплава. Антидромный ряд связывается с возможностью фракционирования магматических расплавов еще до начала кристаллизационного процесса на глубине в замкнутых системах — камерах.

Соотношение даек и малых интрузий с вулканическими толщами недостаточно выяснено. Внедрение даек, отвечающих базальт-долеритовой формации, в целом предшествует накоплению вулканогенно-осадочных толщ, однако в течение формирования последних также внедрялись дайки близкого основного состава, несколько более щелочного. Максимум интенсивности вулканических процессов приходится на средний и начало позднего девона.

Магматические проявления связаны с развитием тектонических движений. В начальную стадию при общем воздымании и незначительном развитии расколов внедрились в небольших масштабах силлы габбро-долеритов. Усиливающиеся растяжение и погружение грабенообразного прогиба вызвали массовое внедрение даек долеритов в пределах авлакогена и, возможно, кимберлитов на его бортах. Магматический процесс этих стадий относится к интрузивному типу и, по нашему мнению, завершает дорифтовый этап формирования данной структуры.

В следующую стадию максимального прогибания и растяжения коры проявляется собственно наземный вулканизм, который привел к излиянию больших объемов базальтов, составляющих свыше 97 % объема всего изверженного материала в верхних горизонтах чехла. Излияния базальтов, по всей вероятности, сопровождалось образованием небольших пластовых тел на глубине.

Не исключено, что в заключительную стадию магматизма внедрилась какая-то часть даек, в частности сложные суперщелочные дайки Чаро-Синской зоны, с которыми связаны известные месторождения чароита метасоматического типа. На этом проявления магматизма прекратились, несмотря на то, что прогибание авлакогена еще продолжалось. Наряду с вулканогенными образованиями среднего палеозоя в авлакогене накопились синхронные сероцветные и пестроцветные карбонатно-терригенные и пестроцветная галогенная туфогенно-терригенная толщи.

После накопления верхнедевонских вулканогенно-осадочных толщ в раннем карбоне произошла инверсия и Патомско-Виллюйский авлакоген (палеорифт) как самостоятельная структура прекратил свое развитие.

3. МИНЕРАЛО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ МАНТИЙНОЙ ПРИРОДЫ РИФТОВОГО МАГМАТИЗМА

Характерными особенностями вулканизма рифтовых эпиконтинентальных зон являются щелочной уклон магм, обилие пирокластических продуктов и большая пестрота состава вулканитов. В этом отношении исключение составляет лишь Байкальский рифт с достаточно однообразным вулканизмом, но тем не менее и здесь имеются находки щелочных пород в Удоканском хребте.

В Днепровско-Донецкой впадине в двух из трех установленных магматических формаций, а именно в щелочно-ультрамафитовой (I) и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой (II), известны многочисленные петрографические разности пород и лишь третья базальт-долеритовая (III) сложена однотипными диабазами. Причина такого разнообразия излившихся пород неоднозначна. Прежде всего, магмы давшие различные серии пород двух первых формаций, по-видимому, формировались за счет самостоятельных первичных выплавов, возникших в верхней мантии в процессе рифтогенеза. При этом родоначальная магма щелочно-ультрамафитовой формации является более глубокой и высокотемпературной, для нее предполагаются глубины 200–300 км [71, 180] и температуры порядка 1100–1400 °C [150, 180].

Основной причиной, приведшей к разнообразию пород внутри формаций, очевидно, явился процесс кристаллизационной дифференциации. Это подтверждается особенностями химизма исходных базальтоидов, выявленными методом главной компоненты, который дает возможность получить максимальную информацию о парагенетических ассоциациях элементов, объединенных идентичностью поведения в период формирования объекта, а также выявить и разделить процессы, определившие окончательный облик породы [96, 211]. Для этого химические анализы были сгруппированы в несколько выборок, отвечающих базальтоидам каждой формации и группе сильно замещенных базальтов (табл. 25).

Результаты факторного анализа, приведенные в формульной записи (табл. 26) позволяют сделать вывод, что для базальтоидов I и II формаций первый фактор F_1 упорядочивает ассоциацию элементов в соответствии с их предполагаемой последовательностью в дифференцированных сериях, т.е. выражает боуэновский тренд [204]. Согласованное увеличение содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O противопоставлено ассоциации тугоплавких элементов TiO_2 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , FeO , MnO , что характерно для процесса кристаллизационного фракционирования. В базальт-долеритовой формации неполный боуэновский тренд нечетко выражен второй компонентой F_2 , что следует рассматривать как проявление очень слабой дифференциации или ее отсутствие.

Таблица 25. Средний химический состав базальтоидных породных групп Днепровско-Донецкой впадины

| Формация | Количество анализов | Статистики | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO |
|---|---------------------|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|
| I Щелочно-ультрамафитовая | 41 | \bar{x} | 44,49 | 2,69 | 11,45 | 8,95 | 4,47 |
| | | S | 2,65 | 1,20 | 3,28 | 3,05 | 1,78 |
| II Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая | 53 | \bar{x} | 48,04 | 1,67 | 16,37 | 7,05 | 4,11 |
| | | S | 5,87 | 0,81 | 2,83 | 3,31 | 2,22 |
| III Базальт-долеритовая | 32 | \bar{x} | 45,57 | 1,81 | 14,62 | 5,91 | 7,54 |
| | | S | 1,69 | 0,71 | 1,61 | 1,99 | 1,46 |
| I и II Замещенные базальты | 15 | \bar{x} | 43,52 | 1,73 | 13,79 | 6,31 | 6,44 |
| | | S | 5,89 | 0,69 | 1,95 | 3,14 | 2,70 |

| Формация | Количество анализов | Статистики | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|---|---------------------|------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| I Щелочно-ультрамафитовая | 41 | \bar{x} | 0,26 | 7,31 | 8,55 | 2,88 | 2,63 | 0,51 |
| | | S | 0,11 | 2,27 | 2,65 | 1,24 | 1,99 | 0,42 |
| II Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая | 53 | \bar{x} | 0,32 | 4,53 | 5,09 | 3,31 | 3,59 | 0,23 |
| | | S | 0,21 | 3,10 | 2,99 | 1,55 | 2,64 | 0,26 |
| III Базальт-долеритовая | 32 | \bar{x} | 0,31 | 6,37 | 8,81 | 3,72 | 0,74 | 0,19 |
| | | S | 0,06 | 1,61 | 2,07 | 1,11 | 0,47 | 0,11 |
| I и II Замещенные базальты | 15 | \bar{x} | 0,36 | 5,31 | 7,99 | 3,90 | 0,80 | 0,39 |
| | | S | 0,15 | 3,32 | 3,12 | 1,99 | 0,76 | 0,27 |

Характерной особенностью базальтоидов I и II формаций является некоррелированное с главной тенденцией поведение натрия, входящего в геохимическую ассоциацию, формирующую F₂. Исходя из общности главной тенденции, составлена матрица объединенной выборки базальтоидов I и II формаций (количество наблюдений 60). В единой системе координат, где координатными осями являются F₁ и F₂, удобнее уловить черты сходства и различия изучаемых объектов. Первый фактор, описывающий до 43 % изменчивости всей системы, представляет собой боуэновский тренд. На диаграмме, где каждая точка отвечает проекции химического состава в системе координат F₁-F₂, обнаружены следующие особенности (рис. 29). Точки, относящиеся к I формации, тяготеют к отрицательному направлению оси F₁, отражающему увеличенное содержание в породе тугоплавких элементов, т.е. ее мафический облик. Слабая связь с положительным направлением не предполагает присутствия крайних кислых дифференциатов базальтоидной серии.

Базальтоиды II формации, наоборот, характеризуются высокой корреляцией с положительным направлением F₁. Максимальные вариации состава

Таблица 26. Результаты факторного анализа

| Формация | Фактор | Оксиды, связанные с факторами | Масса фактора, % | Породы |
|---|--|-------------------------------|------------------|---|
| I Щелочно-ультрамафитовая | $F_1 = \frac{\text{SiO}_2^{69} \text{Al}_2 \text{O}_3^{87} \text{K}_2 \text{O}^{51}}{\text{TiO}_2^{93} \text{Fe}_2 \text{O}_3^{75} \text{MgO}^{41} \text{CaO}^{68}}$ | | 40 | Трахибазальты |
| | $F_2 = \frac{\text{Na}_2 \text{O}^{50} \text{SiO}_2^{45} \text{Fe}_2 \text{O}_3^{42}}{\text{FeO}^{75} \text{MgO}^{68} \text{MnO}^{51}}$ | | 18 | |
| II Трахибазальт-трахиандезит-трахипаритовая | $F_1 = \frac{\text{SiO}_2^{87} \text{Al}_2 \text{O}_3^{74} \text{K}_2 \text{O}^{79}}{\text{TiO}_2^{84} \text{MgO}^{72} \text{FeO}^{66} \text{Fe}_2 \text{O}_3^{59}}$ | | 42 | Оливиновые базальты, трахиандезито-базальты |
| | $F_2 = \frac{\text{Na}_2 \text{O}^{86}}{\text{MgO}^{51} \text{K}_2 \text{O}^{37}}$ | | 15 | |
| III Базальт-долеритовая | $F_1 = \frac{\text{Na}_2 \text{O}^{82} \text{Fe}_2 \text{O}_3^{75}}{\text{CaO}^{75} \text{MgO}^{60} \text{FeO}^{45}}$ | | 24 | Диабазы, долериты |
| | $F_2 = \frac{\text{SiO}_2^{44} \text{Al}_2 \text{O}_3^{73}}{\text{TiO}_2^{68} \text{FeO}^{50} \text{MgO}^{40}}$ | | 18 | |
| I Объединенная и II группа базальтоидов | $F_1 = \frac{\text{SiO}_2^{84} \text{Al}_2 \text{O}_3^{74} \text{K}_2 \text{O}^{73}}{\text{TiO}_2^{85} \text{CaO}^{78} \text{MgO}^{74} \text{FeO}^{67} \text{Fe}_2 \text{O}_3^{19}}$ | | 43 | Базальтоиды |
| | $F_2 = \frac{\text{Fe}_2 \text{O}_3^{75} \text{Na}_2 \text{O}^{66}}{\text{FeO}^{57} \text{MgO}^{39}}$ | | 20 | |
| I Замещенные и II базальтоиды | $F_1 = \frac{\text{TiO}_2^{88} \text{Fe}_2 \text{O}_3^{84} \text{Na}_2 \text{O}^{81}}{\text{FeO}^{74} \text{SiO}_2^{54}}$ | | 33 | Замещенные базальты, диабазы |
| | $F_2 = \frac{\text{SiO}_2^{57} \text{Al}_2 \text{O}_3^{72} \text{K}_2 \text{O}^{83}}{\text{MgO}^{80} \text{CaO}^{67} \text{FeO}^{51}}$ | | 29 | |

расположены вдоль первой оси и связаны с увеличением концентраций SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O за счет снижения тугоплавких, что подтверждается присутствием среди дифференциатов этой серии лейкократовых (близких к эвтектическим) разновидностей пород.

Ареалы рассеивания точек сравниваемых объектов замыкаются двумя наложенными эллипсами. В них образуется общее поле, включающее наиболее распространенные базальты обеих формаций, характеризующиеся близким химическим составом. Длинные оси эллипсов, соединяющие точки

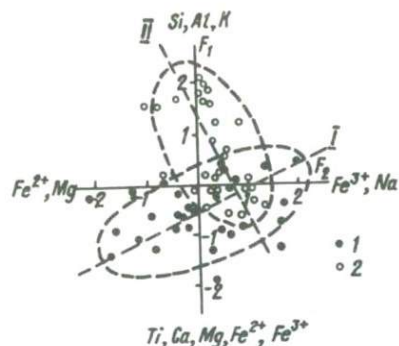


Рис. 29. Диаграмма распределения базальтоидов щелочно-ультрамафитовой (1) и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой (2) формаций в плоскости главных координат

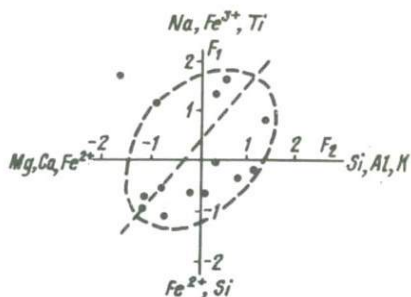


Рис. 30. Диаграмма распределения замещенных базальтоидов в плоскости главных координат

крайних составов пород, пересекаются почти под прямым углом, что позволяет говорить о различном химизме крайних типов дифференциатов сравниваемых формаций (щелочные трахиты для I и риолиты для II формаций).

Все вулканогенные образования региона подвержены процессам вторичного замещения. Эти сложные аутометасоматические процессы, вызванные трансмагматическими растворами [112] улавливаются второй компонентой, описывающей до 20 % изменчивости системы (см. табл. 26). Ассоциация оксидов — Fe_2O_3 , Na_2O , и противоположная ей по знаку — MgO , FeO , формирующая F_2 , вероятно, отражает широко развитые процессы альбитизации, сопровождаемые эгиринизацией, особенно в поздних дифференциатах щелочно-ультрамафитовой магмы — щелочных трахитах (кератофирах).

Для уяснения природы второй компоненты (фактора замещения), обработана группа замещенных базальтоидов, в которых содержание летучих превышает 5,5 % и в шлифах отчетливо проявлена альбитизация, разложение мафических. Первая компонента этой группы, описывающая до 33 % изменчивости, по ассоциации входящих в нее оксидов $\frac{\text{Na}_2\text{O}, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{TiO}_2}{\text{FeO}, \text{SiO}_2}$

может быть интерпретирована как отражение процессов замещения. Вторая

компонента вида $\frac{\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO}, \text{CaO}, \text{FeO}}$ представляет собой неполный боуэ-

новский тренд. Конфигурация кривой, замыкающей точки наблюдения в системе полученных F_1 — F_2 (рис. 30), является эллипсом, приближающимся к кругу, что свидетельствует о значительном влиянии вторичных процессов на химизм пород этой группы. Произошла как бы инверсия факторов. Подобную картину мы наблюдали в слабо дифференцированных, но интенсивно измененных диабазах III формации.

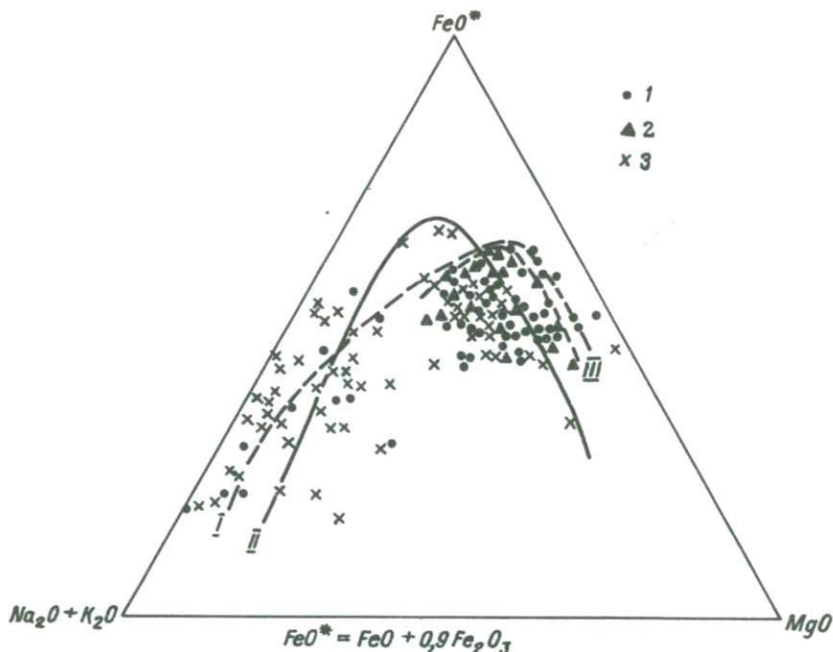


Рис. 31. Распределение вулканитов впадины на диаграмме *AFM*:

I — тренд дифференциации пород щелочно-ультрамафитовой формации; *II* — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой; *III* — базальт-долеритовой. *Породы*: 1 — щелочно-ультрамафитовой формации, 2 — базальт-долеритовой, 3 — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой

Таким образом, разнообразие вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины обусловлено несколькими причинами: во-первых, различным исходным составом родоначальных магм I и II формаций. Во-вторых, процессом кристаллизационного фракционирования, приведшим к образованию последовательного ряда пород щелочной калиево-натриевой (I) и умеренно-щелочной (II) серий. И, наконец, процессом постмагматического замещения, выраженного в альбитизации и эгиринизации пород.

Направленность процессов кристаллизационной дифференциации прослеживается на диаграмме *AFM*, широко применяемой петрологами в последнее время (рис. 31). Большая часть пород (базальты и пикритоиды) сосредоточена в области, прижатой к стороне $FeO-MgO$ и смещенной в сторону FeO по сравнению с базальтами Байкальской рифтовой зоны [106]. Следует отметить, что по техническим причинам часть анализов, в среднем имеющих параметры $Na_2O + K_2O = 20$, $FeO = 55$, $MgO = 25$, не нанесена в этой области из-за большой густоты точек. Определенно проявились тренды дифференциации пород щелочно-ультрамафитовой (I) и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой (II) формаций, связанные вначале с накоплением FeO

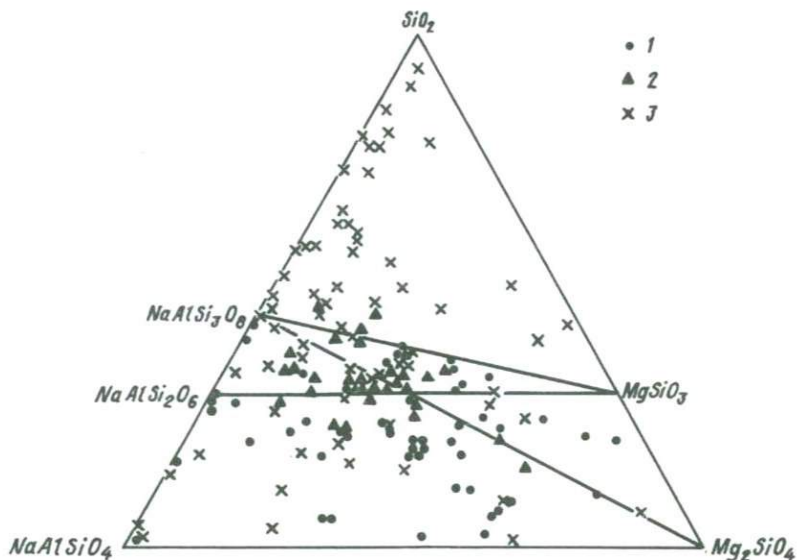


Рис. 32. Распределение вулканитов впадины на диаграмме $\text{NaAlSiO}_4\text{—SiO}_2\text{—Mg}_2\text{SiO}_4$. Усл. обозн. 1, 2, 3 см. рис. 31

и постепенным обогащением последующих дифференциатов щелочами. При этом кривая II, отвечающая вариациям составов пород трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации, очень близка к толеитовой серии, а кривая I, соответствующая породам щелочно-ультрамафитовой формации, приближается к кривой щелочной серии [284]. Для базальт-долеритовой формации намечается только правая ветвь кривой, отображающая начальный этап закономерного возрастания содержания железа в породах.

Для выяснения PT-условий процессов дифференциации использована диаграмма $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{—NaAlSiO}_4\text{—SiO}_2$, на которую нанесены точки нормативных составов вулканитов I и II формаций (рис. 32). В.С.Соболев, В.В.Кеппинский [214], проанализировав поведение альбитового и гиперстенового барьера в условиях различного давления, пришли к выводу о двух типах дифференциации: больших глубин, когда рой точек-составов пересекает границу $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8$, и малых глубин, когда рой точек-составов пересекает границу $\text{MgSiO}_3\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8$. По этому признаку щелочно-ультрамафитовая формация отличается от трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой. В первой развиты породы от нефелиновых до гиперстен-нормативных лав с модальным оливином, нефелином. Кварц как нормативный, так и модальный в них отсутствует. Рой точек-составов пересекает линию $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8$, что свидетельствует о формировании данной формации в условиях больших глубин.

Точки-составы трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации рассеяны по всей диаграмме, что связано с высокой степенью дифференцированности слагающих ее пород. Они представлены нефелин-гиперстен- и кварцнормативными разностями, причем нефелин и гиперстен встречаются только в нормативном составе, отсутствуя в модальном. Оливин характерен для основных дифференциатов, кварц — для кислых. Рой точек пересекает границу $MgSiO_3-NaAlSi_3O_8$. Вулканические ассоциации данной формации относятся к малоглубинному типу дифференциации. Этому же типу отвечает дайковый комплекс региона, однако степень дифференцированности в нем незначительна.

Различные условия зарождения расплавов, способ подъема магм к поверхности и некоторые различия в их щелочности обусловили специфические для каждого случая условия кристаллизации минералов. Это дало возможность использовать типоморфные свойства минералов в целях формационного анализа, а также характеристики РТ-условий отдельных формаций.

Широко распространенные в породах и близкие по составу клинопироксены и титаномагнетиты имеют ряд типоморфных свойств. Так, в диопсид-авгитах щелочно-ультрамафитовой формации постоянно выше содержание диопсидового минала — 75–81 % при низкой железистости — 10,6–19,8, тогда как в субкальциевых авгитах трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации содержание диопсидового минала равно 64–72 % при более высокой железистости — 23,2–37,9. Кроме того, диопсид-авгиты характеризуются значительно меньшим содержанием структурных OH-групп, чем субкальциевые авгиты. Заметно отличаются по своему химизму и титаномагнетиты этих формаций: титаномагнетиты щелочно-ультрамафитовой формации имеют более высокое содержание магнезиоферритового компонента — 10–28 %, а титаномагнетиты трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой отличаются повышенным содержанием ильменита — 48–67 %. Усредненные по формациям химические составы изученных минералов приведены в табл. 27.

Весьма контрастным показателем для разделения клинопироксенов могут служить отношения Ti/V и Ni/Cr , для титаномагнетитов — Ti/V , Ni/Co и Ti/Mg . Для клинопироксенов щелочно-ультрамафитовой формации $Ti/V = 82,2$, $Ni/Cr = 4,1$; для клинопироксенов трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой $Ti/V = 16,6$, $Ni/Cr = 0,3$. Для титаномагнетитов первой формации $Ti/V = 271$, $Ni/Co = 4,7$, $Ti/Mg = 6,8$, для титаномагнетитов второй формации соответственные отношения равны 68; 15,1 и 24,2.

Исследование типоморфизма составов этих минералов позволяет выявить некоторые данные об условиях кристаллизации. Так, повышенная магнезиальность диопсид-авгитов щелочно-ультрамафитовой формации указывает на более высокие температуры расплава. Это подтверждается титаномагнетитовым геотермометром, указывающим на температуры порядка 1000–1100 °С для пород данной формации и 930–980 °С для оливиновых базальтов трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой.

Таблица 27. Средний химический состав клинопироксенов и титаномагнетитов вулканических пород, %

| Оксиды | Клинопироксены | | | | Титаномагнетиты | | | |
|--------------------------------|----------------|------|-----------|------|-----------------|------|-----------|------|
| | 1 | | 2 | | 1 | | 2 | |
| | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S | \bar{x} | S |
| SiO ₂ | 50,07 | 0,74 | 49,41 | 0,65 | 2,71 | 1,41 | 2,65 | 1,08 |
| TiO ₂ | 1,55 | 0,24 | 1,05 | 0,06 | 14,72 | 3,86 | 22,22 | 2,89 |
| Al ₂ O ₃ | 2,12 | 1,02 | 3,49 | 0,50 | 1,70 | 0,93 | 2,91 | 0,48 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,09 | 0,85 | 2,02 | 0,66 | 56,67 | 7,92 | 44,06 | 3,36 |
| FeO | 2,76 | 1,33 | 9,39 | 2,12 | 19,94 | 4,66 | 21,96 | 2,41 |
| MnO | 0,10 | 0,05 | 0,31 | 0,00 | 1,07 | 0,81 | 0,54 | 0,45 |
| MgO | 16,12 | 0,64 | 14,77 | 0,76 | 2,25 | 1,55 | 1,22 | 0,37 |
| CaO | 23,19 | 1,35 | 18,71 | 0,56 | 0,51 | 0,56 | 2,50 | 0,84 |
| Na ₂ O | 0,46 | 0,17 | 0,26 | 0,07 | — | — | — | — |
| K ₂ O | 0,06 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | — | — | — | — |
| V ₂ O ₅ | — | — | — | — | 0,06 | 0,03 | 0,61 | 0,27 |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | — | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 0,42 | 0,26 | 0,78 | 0,05 | — | — | — | — |
| F | 0,01 | 0,01 | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | 100,04 | | 100,26 | | 99,72 | | 99,57 | |
| n | 12 | | 4 | | 8 | | 7 | |

Примечание: 1 — из пород щелочно-ультрамафитовой формации; 2 — из пород трахизальт-трахилипаритовой формации.

Типоморфизм состава клинопироксенов позволяет примерно определить давление, сопровождающее образование минерала. Особое значение при этом имеет распределение алюминия в структуре пироксенов [87, 231, 216]. Изученные клинопироксены отличаются небольшим содержанием Al₂O₃ (в среднем 3,30 %). При этом, как показали ИК-спектроскопические исследования, в диопсид-авгитах и субкальциевых авгитах практически весь алюминий концентрируется в тетраэдрической позиции, образуя алюмочермакит. Этот факт свидетельствует о малых давлениях образования клинопироксенов.

Вторым важным фактором в оценке давлений является содержание оксида натрия, входящего в жадеитовый минал пироксенов [87]. Наиболее обогащены этим компонентом пироксены в кимберлитах. Среднее содержание Na₂O в диопсид-авгитах и субкальциевых авгитах составляет 0,33 %, что свидетельствует о малых глубинах кристаллизации этих минералов. К тому же низкое содержание Na₂O указывает на невозможность нахождения клинопироксенов в парагенезисах с минералами повышенных давлений. Все изложенные соображения о величинах давлений касаются фенокристаллов. Известно, что кристаллизация порфировых вкрапленников происходит на сравнительно небольшой глубине (до 25—30 км) в области земной коры (на континентах) и иногда продолжается в промежуточных очагах, находящихся

на глубине 1—5 км. Судить о глубинах зарождения магматических расплавов на основании имеющихся результатов не представляется возможным.

С этой точки зрения интересны типоморфные особенности хромпикоти-та. Это раннемагматический минерал, причем его состав максимально отражает условия кристаллизации первичных расплавов. Соотношение в нем

$$\frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3} = 0,57, \text{ рассматриваемое как функция глубины [215],}$$

соответствует 3000 МПа и глубине около 100 км, т.е. условиям щелочно-ультрамафитовых расплавов. О больших глубинах свидетельствуют также альмандин-пироповые гранаты с содержанием пиропового компонента до 36 % и высокомагнезиальные титаномagnetиты.

Ценная информация относительно генезиса вулканитов получена при изучении первичных включений в апатите [150]. Гомогенизация расплавных включений в апатитах щелочно-ультрамафитовых пород наступает при температуре 1400 °С и выше, тогда как в минералах щелочных оливин-базальтовых пород эти явления происходят при температурах 980—1000 °С. Близкие результаты получены при термометрическом изучении минералов вулканических пород Восточно-Африканского рифта [180], что отражает общий более высокотемпературный режим магм щелочно-ультрамафитовой формации по сравнению с трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой.

О летучих компонентах магматических расплавов, оказывающих значительное влияние на кристаллизацию минералов, дает некоторое представление состав включений. Анализ газовой составляющей включений в клинопироксенах и апатите показывает постоянное присутствие H_2 и CO , что отражает восстановленный характер флюидов первых стадий кристаллизации. Содержание ОН-групп в структуре пироксенов позволяет, с некоторой осторожностью, связывать величины их содержания с количеством воды в магме. Так как диопсид-авгиты характеризуются меньшими концентрациями ОН-групп по сравнению с субкальциевыми авгитами, то можно думать, что в составе флюидов щелочно-ультрамафитовой магмы вода играла меньшую роль, чем другие летучие компоненты.

Гидротермально-метасоматические процессы, вызвав замещение большинства первичных минералов, стали причиной появления новых вторичных минералов в вулканитах. Это сульфаты, карбонаты, хлориды, некоторые сульфиды и силикаты, в основном слоистые. Их изучение выявило некоторые типоморфные особенности, на основании которых можно дать характеристику постмагматического этапа минералообразования.

Отличительным свойством сульфатов и большей части карбонатов является их выделение из гидротермальных растворов. Типоморфизм состава жильного кальцита указывает на температуры кристаллизации 50—150 °С, т.е. он образуется на заключительных стадиях гидротермального процесса. Температура гомогенизации первичных водно-солевых включений в некоторых апатитах также равна 130—150 °С. Присутствие сульфатов в гидротермальных прожилках свидетельствует о кислом составе материнских растворов.

При метасоматозе вулканических пород образовались аргиллизиты, пропилиты, вторичные кварциты. Основную роль в их минеральном составе играют вторичные слоистые силикаты, а также карбонаты, кварц, эпидот, альбит. Все они характеризуют стадию кислотного выщелачивания вулкаников, причем образование пропилитов и вторичных кварцитов связано со среднетемпературными растворами, аргиллизитов — с низкотемпературными [111].

Типоморфизм минералов кроме научного интереса имеет и определенное практическое значение, особенно в случае поисков глубокозалегающих полезных ископаемых. Например, типоморфные особенности минералов указывают на возможное проявление кимберлитоподобного вулканизма в пределах Днепровско-Донецкой впадины. К его продуктам, по-видимому, относятся взрывные брекчии скв. Леляки-500. Титаномagnetиты этих брекчий отличаются высокой магнезиальностью и по своему составу обособляются от magnetитов других пород. Здесь же найден муассанит, который служит косвенным указанием на сверхвысокие давления. Характерно, что в взрывных брекчиях встречаются алмадин-пиропы с максимальным для гранатов вулканических пород впадины количеством пиропового компонента. Данное предположение подкрепляется также находками продуктов кимберлитового вулканизма в соседних регионах. В зоне сочленения Донбаса с Приазовским кристаллическим массивом детально описаны породы, по своему химическому и минеральному составу близкие к кимберлитам Якутии [76]. В Припятской впадине в девонских отложениях найден алмаз, генезис которого связывается с вулканическими породами девона [205].

О значительной роли взрывных явлений в вулканизме впадины свидетельствуют также найденные в скв. Леляки-500 карбонатитовые туфы. Возможность существования карбонатитовых расплавов доказана экспериментально [235] и геологическими материалами многих магматических провинций земного шара, в особенности современных вулканов Восточно-Африканской рифтовой зоны [62]. Их отличительной особенностью является большая насыщенность газовой фазой, прежде всего CO_2 , в силу чего они, как правило, не достигают поверхности и сопровождаются взрывами. Предполагается [100, 206], что карбонатитовый расплав накапливается в промежуточной камере за счет глубинного углерода и поверхностного кислорода в результате эволюции щелочно-ультраосновных мантийных магм. Это подтверждается нашими исследованиями изотопного состава карбонатов, слагающих карбонатитовые породы региона.

4. ОБЩИЕ ПРИЗНАКИ И ЭВОЛЮЦИЯ РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА В ФАНОРОЗОЕ

Об эволюции магматических процессов эпиконтинентальных рифтов фанерозоя можно судить лишь проведя общее сравнение вулканизма древних и молодых структур. Это отчасти уже выполнено Н.А.Логачевым для Кенйского и Байкальского рифтов [134] и А.Ф.Грачевым [81] для базальтов

континентальных рифтов, исключая Рейнский грабен. Однако, как вытекает из предыдущего описания вулканизма рифтовых зон, базальты далеко не исчерпывают всего разнообразия вулканитов, а иногда не могут рассматриваться в качестве родоначальных пород, например, в Кенийском рифте. Поэтому мы попытались провести петрохимическое сравнение всех вулканитов рассматриваемых рифтов, прибегнув при этом к некоторым обобщениям, положенным в основу формационного анализа.

Прежде всего все многочисленные разновидности вулканитов, развитые в соответствующих рифтах, объединены в породные группы. Для Байкальского рифта это оказалось простым приемом, так как кроме Удоканского хребта, в нем развита единая базальтоидная группа. Вулканические породы Удоканского хребта представлены двумя породными группами: базальтоидной и щелочно-салической, причем все вулканиты Байкальского рифта входят в состав единой трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации. Необходимые химические анализы для характеристики вулканитов данного рифта взяты из работ В.М.Ступака [223], А.Ф.Грачева [81], А.И.Киселева и др. [107] (табл. 28).

Таблица 28. Петрохимический состав вулканитов Байкальского и Рейнского рифтов

| Петрохимические показатели | Байкальский рифт | | | Рейнский рифт | | | |
|-------------------------------------|---|-------|-------|-------------------------------|--|-------|-------|
| | Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация | | | Базальто-долеритовая формация | Формация меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов | | |
| | Б* | Б | ЩС | | Б | П | Б |
| SiO ₂ | 47,23 | 46,69 | 57,66 | 52,12 | 39,65 | 42,52 | 58,25 |
| TiO ₂ | 2,39 | 2,42 | 0,89 | 2,64 | 2,68 | 2,73 | 0,76 |
| Al ₂ O ₃ | 14,96 | 15,35 | 18,19 | 13,38 | 11,64 | 13,68 | 19,83 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,08 | 5,70 | 3,22 | 4,02 | 5,63 | 7,24 | 1,92 |
| FeO | 7,86 | 6,70 | 3,52 | 6,92 | 6,11 | 4,30 | 0,78 |
| MnO | 0,16 | 0,15 | 0,17 | 0,16 | 0,17 | 0,18 | 0,18 |
| MgO | 7,81 | 7,05 | 1,16 | 5,71 | 11,60 | 8,34 | 0,67 |
| CaO | 8,07 | 7,82 | 2,98 | 7,61 | 13,16 | 12,89 | 2,94 |
| Na ₂ O | 3,33 | 3,97 | 6,11 | 3,36 | 2,76 | 3,41 | 5,58 |
| K ₂ O | 1,76 | 2,02 | 4,77 | 0,90 | 1,46 | 2,34 | 7,03 |
| P ₂ O ₅ | 0,50 | 0,52 | 0,40 | 0,53 | 0,50 | 0,74 | 0,12 |
| D | 38,06 | 41,85 | 77,47 | 40,50 | 44,62 | 58,17 | 87,89 |
| C | 38,24 | 37,23 | 12,55 | 36,84 | 60,05 | 49,37 | 1,30 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 0,52 | 0,85 | 0,92 | 0,58 | 0,92 | 1,68 | 2,46 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 1,89 | 1,97 | 1,28 | 3,73 | 1,89 | 1,46 | 0,79 |
| Ti | 20,02 | 19,52 | 13,21 | 24,13 | 22,83 | 23,66 | 28,15 |
| N/A | 0,34 | 0,39 | 0,60 | 0,32 | 0,36 | 0,42 | 0,64 |
| F ₁ | 45,29 | 48,48 | 75,62 | 50,85 | 35,08 | 42,11 | 60,74 |
| F ₂ | 0,36 | 0,34 | 0,61 | 0,40 | 0,23 | 0,22 | 1,36 |
| al' | 0,76 | 0,79 | 2,30 | 0,80 | 0,50 | 0,69 | 5,88 |

| Петрохимические показатели | Байкальский рифт | | | Рейнский рифт | | | |
|----------------------------|--|--------|-------|------------------------------|--|--------|--------|
| | Трахибазальт-трахиандезит-трахилпаритовая формация | | | Базальт-долеритовая формация | Формация меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов | | |
| | Б* | Б | ЩС | | Б | П | Б |
| a** | 9,91 | 11,72 | 20,68 | 8,77 | 8,04 | 10,71 | 23,27 |
| b | 29,14 | 22,49 | 10,00 | 24,66 | 41,90 | 35,89 | 8,41 |
| c | 5,09 | 4,46 | 2,02 | 4,64 | 3,62 | 3,64 | 2,11 |
| Q | -13,19 | -17,22 | -8,79 | +1,69 | -26,83 | -25,55 | -13,24 |
| m' | 45,48 | 42,02 | 19,93 | 39,89 | 45,95 | 38,64 | 21,69 |
| n | 74,20 | 74,92 | 66,06 | 85,02 | 74,18 | 68,89 | 54,68 |
| t | 3,66 | 3,75 | 1,15 | 3,67 | 4,84 | 4,60 | 0,97 |
| f' | 12,00 | 17,17 | 27,94 | 14,04 | 11,26 | 16,94 | 31,39 |
| c' | 16,33 | 17,88 | 16,57 | 19,03 | 28,83 | 32,78 | 29,45 |
| Ar*** | 1,18 | 1,23 | 0,95 | 1,25 | 1,18 | 1,75 | 0,28 |
| Or | 10,40 | 11,94 | 28,19 | 5,32 | 8,63 | 13,70 | 41,55 |
| Ab | 27,07 | 25,58 | 46,46 | 28,42 | 23,34 | 28,84 | 35,24 |
| An | 20,68 | 18,10 | 8,13 | 18,77 | 16,06 | 15,12 | 8,31 |
| Il | 4,54 | 4,60 | 1,69 | 5,02 | 5,09 | 5,18 | 1,44 |
| Mt | 5,92 | 8,26 | 4,67 | 5,83 | 8,16 | 6,52 | 0,90 |
| Hm | — | — | — | — | — | 2,75 | 1,30 |
| Di | 12,93 | 13,74 | 3,33 | 12,47 | 36,87 | 34,24 | 3,96 |
| Q | — | — | — | 6,77 | — | — | — |
| Hу | — | — | — | 13,53 | — | — | — |
| Ol | 14,86 | 10,63 | 2,85 | — | 0,93 | 3,43 | — |
| Ne | 0,59 | 4,33 | 2,83 | — | 12,65 | 15,63 | 0,10 |
| Lc | — | — | — | — | 6,76 | 0,10 | — |
| Cs | — | — | — | — | 0,94 | — | — |
| Wo | — | — | — | — | 18,33 | — | — |
| n | 175 | 188 | 88 | 8 | 43 | 41 | 16 |

* *Породные группы*: П — пикритоидная, УМ — ультрамафитовая, Б — базальтоидная, ЩС — щелочно-салическая, К — кислая; а...с' ** — характеристики, по А.Н.Заварицкому; Ar...Wo*** — нормативные минералы, по CIPW; n — число анализов.

В Рейнском грабене, исходя из девяти групп пород, выделенных В.Вименауером [300], а также данных работ [268, 270, 271, 273, 295] намечаются такие породные группы: пикритоидная, базальтоидная (толеитовая), базальтоидная с высоким щелочным уклоном, щелочно-салическая (см. табл. 28). Они составляют две магматические формации: базальт-долеритовую, куда отнесены базальтоиды толеитового типа, и формацию меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, включающую остальные разновидности породных групп.

В Восточно-Африканской рифтовой системе на основе средних химических анализов, приведенных А.И.Поляковым, Л.В.Кричман, М.Н.Пустовалов

Таблица 29. Петрохимический состав вулканитов Восточно-Африканского рифта

| Петрохимические показатели | Формация меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов | | | | Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация | | | | Формация щелочных базальтоидов, лейцитифиров | | | |
|-------------------------------------|--|--------|--------|--------|---|--------|--------|--------|--|--------|--------|-------|
| | П | УМ | Б | ЩС | П | Б | ЩС | К | П | УМ | Б | ЩС |
| SiO ₂ | 39,62 | 42,15 | 41,80 | 50,96 | 44,78 | 49,79 | 55,30 | 67,13 | 39,12 | 43,12 | 43,96 | 57,49 |
| TiO ₂ | 2,90 | 0,16 | 2,67 | 1,08 | 2,28 | 2,11 | 1,02 | 0,64 | 3,94 | 2,99 | 3,00 | 1,59 |
| Al ₂ O ₃ | 8,81 | 1,81 | 12,12 | 19,03 | 8,61 | 15,94 | 19,02 | 12,09 | 10,19 | 8,39 | 16,00 | 16,91 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,38 | 1,26 | 7,13 | 4,17 | 5,57 | 4,79 | 3,50 | 3,78 | 5,74 | 2,64 | 4,14 | 2,71 |
| FeO | 6,23 | 6,58 | 5,68 | 3,02 | 8,34 | 6,38 | 3,26 | 3,18 | 6,30 | 5,17 | 7,87 | 4,30 |
| MnO | 0,23 | 0,16 | 0,24 | 0,24 | 0,18 | 0,18 | 0,22 | 0,21 | 0,25 | 0,08 | 0,22 | 0,13 |
| MgO | 12,36 | 45,00 | 6,77 | 1,50 | 13,65 | 4,70 | 1,03 | 0,35 | 10,77 | 21,67 | 4,40 | 1,90 |
| CaO | 14,79 | 1,22 | 13,62 | 4,47 | 12,22 | 7,98 | 2,63 | 1,21 | 13,58 | 9,50 | 10,09 | 4,25 |
| Na ₂ O | 3,29 | 0,27 | 4,76 | 8,51 | 2,18 | 4,40 | 7,54 | 5,87 | 2,72 | 0,43 | 4,06 | 3,92 |
| K ₂ O | 1,68 | 0,09 | 2,32 | 4,76 | 0,80 | 2,15 | 5,00 | 4,05 | 4,49 | 3,70 | 4,82 | 5,70 |
| P ₂ O ₅ | 0,61 | 0,05 | 0,80 | 0,31 | 0,29 | 0,54 | 0,34 | 0,06 | 0,95 | 0,17 | 0,80 | 0,44 |
| D | 52,83 | 2,82 | 70,45 | 75,93 | 20,15 | 47,80 | 80,62 | 79,57 | 62,00 | 6,32 | 68,34 | 68,96 |
| C | 72,71 | 92,35 | 56,82 | 20,89 | 66,72 | 32,50 | 14,16 | 10,05 | 66,10 | 68,16 | 42,04 | 17,65 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 1,19 | 0,19 | 1,26 | 1,38 | 0,69 | 0,75 | 1,07 | 1,19 | 0,91 | 0,51 | 0,52 | 0,63 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 1,96 | 3,00 | 2,05 | 1,79 | 2,73 | 2,05 | 1,51 | 1,45 | 0,61 | 0,12 | 0,84 | 0,69 |
| Ti | 21,31 | 2,04 | 20,84 | 15,02 | 16,39 | 18,19 | 15,09 | 9,20 | 32,72 | 38,28 | 24,98 | 22,68 |
| N/A | 0,56 | 0,20 | 0,58 | 0,70 | 0,35 | 0,41 | 0,66 | 0,82 | 0,71 | 0,49 | 0,56 | 0,57 |
| F ₁ | 36,87 | 8,77 | 50,05 | 71,69 | 35,42 | 56,05 | 77,73 | 91,34 | 37,38 | 16,33 | 59,64 | 66,54 |
| F ₂ | 0,22 | 0,08 | 0,32 | 0,51 | 0,25 | 0,43 | 0,61 | 0,79 | 0,24 | 0,12 | 0,49 | 0,55 |
| al' | 0,34 | 0,03 | 0,62 | 2,19 | 0,31 | 1,00 | 2,44 | 1,65 | 0,45 | 0,28 | 0,98 | 1,90 |
| a | 8,92 | 0,54 | 13,39 | 25,75 | 5,44 | 12,91 | 24,14 | 15,94 | 11,77 | 5,57 | 16,02 | 17,15 |
| b | 46,34 | 62,95 | 37,30 | 14,64 | 43,82 | 23,92 | 10,56 | 5,82 | 42,66 | 46,78 | 28,37 | 12,22 |
| c | 0,98 | 0,63 | 1,15 | 0,16 | 2,54 | 4,30 | 0,82 | 2,57 | 0,54 | 2,17 | 2,77 | 2,92 |
| Q | -31,29 | -29,97 | -31,63 | -32,75 | -17,02 | -12,39 | -20,13 | +16,88 | -34,02 | -22,34 | -29,13 | -1,80 |

| | | | | | | | | | | | | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| m' | 41,59 | 90,38 | 29,72 | 17,53 | 48,10 | 33,54 | 16,71 | 10,03 | 40,24 | 69,19 | 26,42 | 26,72 |
| n | 74,85 | 82,05 | 75,72 | 72,93 | 80,55 | 75,67 | 69,62 | 63,75 | 47,94 | 15,01 | 56,14 | 51,11 |
| t | 5,22 | 0,28 | 4,58 | 1,57 | 3,69 | 3,09 | 1,37 | 0,71 | 7,04 | 4,95 | 4,88 | 2,04 |
| f' | 12,54 | 1,28 | 15,81 | 23,53 | 9,91 | 17,26 | 28,68 | 10,56 | 10,83 | 4,26 | 12,55 | 19,25 |
| c' | 33,68 | 0,75 | 39,90 | 37,56 | 25,16 | 22,95 | 22,93 | 24,93 | 35,21 | 17,16 | 33,80 | 19,09 |
| Ap | 1,44 | 0,12 | 1,89 | 0,73 | 0,69 | 1,28 | 0,81 | 0,14 | 0,25 | 0,40 | 1,89 | 1,04 |
| Or | 9,93 | 0,53 | 8,38 | 28,13 | 4,73 | 12,71 | 29,55 | 23,93 | 26,53 | 0,71 | 15,39 | 33,69 |
| Ab | 27,83 | 2,28 | 40,26 | 19,92 | 11,85 | 32,59 | 36,05 | 39,64 | 23,00 | 3,64 | 34,34 | 33,15 |
| Ac | — | — | — | 0,52 | — | — | — | 8,82 | — | — | — | — |
| An | 4,32 | 3,46 | 4,86 | — | 11,35 | 17,40 | 3,30 | — | 0,34 | 10,04 | 11,21 | 11,72 |
| Il | 5,51 | 0,30 | 5,07 | 2,05 | 4,33 | 40,1 | 1,94 | 1,22 | 7,48 | 5,68 | 5,70 | 3,02 |
| Mt | 10,70 | 1,83 | 10,34 | 5,78 | 8,08 | 6,95 | 5,07 | 1,06 | 8,32 | 3,83 | 6,00 | 3,96 |
| Di | 50,82 | 1,78 | 41,42 | 13,05 | 37,62 | 15,01 | 6,16 | 4,83 | 45,93 | 28,14 | 27,35 | 5,31 |
| Q | — | — | — | — | — | — | — | +16,00 | — | — | — | 2,12 |
| Hy | — | 6,75 | — | — | — | — | — | 2,90 | — | — | — | 5,40 |
| OI | 5,68 | 81,69 | — | — | 16,69 | 6,54 | 0,99 | — | 4,37 | 30,51 | 2,99 | — |
| Ne | 15,08 | — | 21,81 | 27,88 | 3,57 | 2,50 | 15,02 | — | 12,46 | 1,97 | 18,60 | — |
| Lc | 7,78 | — | 4,18 | — | — | — | — | — | 20,80 | 16,58 | 10,26 | — |
| Cs | 9,76 | — | — | — | — | — | — | — | 16,80 | — | — | — |
| Wo | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,90 | — | — | — |
| n | 19 | 4 | 47 | 34 | 10 | 59 | 42 | 32 | 97 | 4 | 114 | 7 |

Примечание. Условные обозначения те же, что и в табл. 28.

Таблица 30. Петрохимический состав вулканитов Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта

| Петрохимические показатели | Формации меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов | | | Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация | | | Формации щелочных базальтоидов, фонолитов | | | Базальт-до-леритовая формация |
|-------------------------------------|--|-------|-------|---|-------|-------|---|-------|-------|-------------------------------|
| | П | Б | ЩС | П | Б | К | П | Б | ЩС | Б |
| SiO ₂ | 38,24 | 44,49 | 61,47 | 41,75 | 46,65 | 67,11 | 38,99 | 47,97 | 49,51 | 47,36 |
| TiO ₂ | 4,89 | 2,69 | 1,60 | 5,42 | 3,36 | 0,59 | 2,32 | 1,91 | 2,04 | 1,79 |
| Al ₂ O ₃ | 8,85 | 11,45 | 15,61 | 10,48 | 15,08 | 13,70 | 6,67 | 16,50 | 16,00 | 14,56 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,90 | 8,98 | 4,48 | 7,87 | 7,48 | 2,59 | 6,55 | 5,45 | 5,93 | 5,32 |
| FeO | 5,48 | 4,47 | 3,57 | 6,45 | 4,47 | 2,11 | 7,94 | 3,95 | 2,29 | 7,40 |
| MnO | 0,28 | 0,26 | 0,24 | 0,11 | 0,21 | 0,15 | 0,26 | 0,31 | 0,17 | 0,20 |
| MgO | 8,40 | 7,31 | 3,03 | 9,96 | 5,28 | 1,12 | 18,45 | 5,55 | 4,13 | 6,69 |
| CaO | 10,93 | 8,55 | 4,76 | 10,32 | 6,19 | 1,79 | 8,37 | 3,94 | 3,50 | 9,37 |
| Na ₂ O | 1,99 | 2,65 | 3,69 | 1,93 | 3,41 | 2,84 | 1,66 | 4,60 | 5,23 | 3,11 |
| K ₂ O | 2,40 | 2,63 | 5,93 | 1,26 | 2,73 | 5,35 | 0,59 | 3,82 | 4,76 | 0,41 |
| P ₂ O ₅ | 0,75 | 0,51 | 0,15 | 0,11 | 0,16 | 0,09 | 0,37 | 0,49 | 0,49 | 0,14 |
| D | 25,40 | 37,63 | 62,93 | 23,77 | 44,97 | 80,25 | 15,91 | 57,22 | 64,94 | 28,73 |
| C | 49,97 | 39,75 | 22,74 | 51,29 | 28,09 | 8,70 | 66,39 | 23,04 | 17,31 | 42,73 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 1,81 | 2,00 | 1,26 | 1,22 | 1,67 | 1,23 | 0,83 | 1,38 | 2,59 | 0,72 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 0,83 | 1,01 | 0,62 | 1,53 | 1,25 | 0,53 | 2,81 | 1,20 | 1,09 | 7,59 |
| Ti | 31,80 | 20,05 | 19,88 | 37,85 | 28,12 | 12,55 | 16,01 | 20,32 | 24,82 | 14,07 |
| N/A | 0,50 | 0,46 | 0,62 | 0,30 | 0,41 | 0,60 | 0,34 | 0,51 | 0,62 | 0,24 |
| F ₁ | 49,00 | 49,01 | 58,46 | 43,25 | 54,34 | 68,98 | 29,60 | 47,22 | 50,88 | 50,53 |
| F ₂ | 0,26 | 0,25 | 0,39 | 0,26 | 0,32 | 0,50 | 0,19 | 0,29 | 0,34 | 0,38 |
| al' | 0,37 | 0,55 | 1,41 | 0,43 | 0,88 | 0,35 | 0,20 | 1,10 | 1,30 | 0,75 |
| a | 8,11 | 9,90 | 17,61 | 6,04 | 12,11 | 14,12 | 4,27 | 13,54 | 19,37 | 7,65 |
| b | 40,70 | 32,93 | 17,14 | 38,19 | 24,24 | 6,32 | 49,80 | 20,78 | 18,04 | 29,26 |
| c | 2,06 | 2,92 | 2,20 | 3,96 | 4,61 | 2,19 | 3,09 | 3,39 | 1,58 | 6,20 |

| | | | | | | | | | | |
|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Q | -20,01 | -14,22 | -11,34 | -12,44 | -10,76 | +24,33 | -22,97 | -17,91 | -18,30 | -7,71 |
| m' | 36,04 | 38,57 | 31,51 | 43,91 | 38,95 | 30,26 | 59,39 | 47,74 | 40,76 | 39,79 |
| n | 55,76 | 60,50 | 48,61 | 69,95 | 65,50 | 44,65 | 81,05 | 64,67 | 62,55 | 92,02 |
| t | 8,77 | 4,35 | 2,28 | 8,89 | 5,14 | 0,66 | 4,28 | 2,91 | 3,00 | 2,76 |
| f' | 21,45 | 23,85 | 23,53 | 17,52 | 27,87 | 35,34 | 10,65 | 23,67 | 29,56 | 15,98 |
| c' | 28,66 | 23,58 | 22,74 | 22,35 | 13,82 | 0,15 | 15,17 | 3,03 | 16,06 | 18,89 |
| Ap | 1,78 | 1,24 | 0,36 | 0,24 | 0,38 | 0,21 | 0,88 | 1,16 | 1,16 | 0,33 |
| Or | 14,18 | 15,54 | 35,04 | 7,45 | 16,13 | 31,62 | 3,49 | 22,58 | 28,13 | 2,42 |
| Ab | 4,57 | 21,69 | 23,96 | 16,35 | 28,84 | 24,02 | 10,51 | 29,60 | 28,02 | 26,30 |
| An | 8,13 | 11,59 | 8,53 | 16,21 | 17,78 | 8,29 | 9,01 | 13,10 | 6,13 | 24,56 |
| Il | 9,29 | 5,11 | 3,04 | 10,29 | 6,38 | 1,12 | 4,41 | 3,63 | 3,87 | 3,40 |
| Mt | 4,38 | 7,44 | 6,50 | 5,41 | 5,33 | 3,76 | 9,50 | 7,90 | 2,01 | 7,71 |
| Hm | 6,88 | 3,82 | — | 4,14 | 3,80 | — | — | — | 4,54 | — |
| Di | 32,06 | 21,40 | 11,08 | 26,71 | 9,24 | — | 23,72 | 2,53 | 6,25 | 16,90 |
| Q | — | — | — | — | 24,41 | — | — | — | — | — |
| Hγ | — | — | — | 0,58 | 3,09 | 3,32 | — | — | — | 13,70 |
| OI | 4,24 | 5,80 | 2,12 | 0,29 | 4,04 | — | 28,76 | 8,99 | 5,18 | 1,02 |
| Ne | 6,64 | 0,39 | 3,93 | — | — | — | 1,91 | 5,04 | 8,78 | — |
| n | 56 | 41 | 31 | 72 | 278 | 55 | 13 | 17 | 45 | 303 |

Примечание. Условные обозначения те же, что и в табл. 28.

Таблица 31. Петрохимический состав вулканитов Патомско-Вилуйского рифта, грабена Осло и Маймеча-Котуйской провинции

| Петрохимические показатели | Патомско-Вилуйский рифт | | | | Маймеча-Котуйская провинция | | | | Грабен Осло | | |
|-------------------------------------|------------------------------|---|-------|-------|--|-------|-------|-------|---|-------|-------|
| | Базальт-долеритовая формация | Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация | | | Формация меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов | | | | Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация | | |
| | | Б | Б | ЩС | К | П | Б | ЩС | К | Б | ЩС |
| SiO ₂ | 49,01 | 49,50 | 59,30 | 71,08 | 40,56 | 44,61 | 59,80 | 67,10 | 47,49 | 57,39 | 73,46 |
| TiO ₂ | 2,63 | 1,88 | 1,57 | 0,55 | 1,74 | 3,96 | 1,18 | 0,60 | 3,06 | 1,50 | 0,37 |
| Al ₂ O ₃ | 14,10 | 15,74 | 17,09 | 15,05 | 3,10 | 12,30 | 16,46 | 13,69 | 14,22 | 16,71 | 13,44 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,76 | 5,66 | 5,89 | 0,77 | 7,48 | 7,48 | 4,03 | 3,24 | 6,83 | 6,85 | 1,32 |
| FeO | 9,43 | 6,11 | 1,00 | 0,34 | 6,24 | 6,54 | 2,54 | 1,94 | 5,70 | 1,27 | 1,01 |
| MnO | 0,20 | 0,21 | 0,10 | 0,05 | 0,10 | 0,15 | 0,11 | 0,05 | 0,16 | 0,19 | 0,10 |
| MgO | 6,11 | 6,65 | 2,27 | 1,94 | 33,90 | 7,26 | 1,90 | 0,64 | 6,13 | 1,66 | 0,73 |
| CaO | 9,73 | 10,61 | 2,03 | 3,04 | 5,79 | 11,73 | 3,08 | 0,95 | 8,92 | 3,46 | 0,13 |
| Na ₂ O | 2,27 | 2,26 | 2,58 | 2,29 | 0,45 | 2,87 | 2,94 | 1,80 | 3,34 | 4,83 | 3,72 |
| K ₂ O | 1,38 | 1,10 | 7,70 | 4,73 | 0,36 | 2,08 | 7,23 | 9,84 | 1,98 | 4,01 | 5,27 |
| P ₂ O ₅ | 0,30 | 0,18 | 0,20 | 0,06 | 0,22 | 0,85 | 0,73 | 0,11 | 0,50 | 0,11 | 0,07 |
| D | 29,29 | 28,63 | 76,31 | 78,54 | 5,93 | 32,51 | 75,30 | 90,51 | 39,95 | 69,85 | 94,51 |
| C | 45,72 | 41,29 | 7,97 | 5,65 | 88,11 | 50,27 | 12,15 | 8,98 | 39,30 | 9,15 | 4,77 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 0,51 | 0,93 | 5,89 | 2,27 | 1,20 | 1,14 | 1,59 | 1,67 | 1,20 | 5,39 | 1,31 |
| Na ₂ O/K ₂ O | 1,64 | 2,05 | 0,33 | 0,48 | 1,25 | 1,38 | 0,41 | 0,18 | 1,69 | 1,20 | 0,71 |
| Ti | 18,53 | 15,97 | 22,79 | 49,55 | 12,68 | 28,25 | 17,96 | 11,58 | 24,42 | 18,47 | 15,88 |
| N/A | 0,26 | 0,21 | 0,60 | 0,47 | 0,26 | 0,40 | 0,62 | 0,85 | 0,37 | 0,53 | 0,67 |
| F ₁ | 55,72 | 48,58 | 60,90 | 23,00 | 17,67 | 50,62 | 64,54 | 80,97 | 52,01 | 71,53 | 62,81 |
| F ₂ | 0,46 | 0,34 | 0,19 | 0,09 | 0,09 | 0,33 | 0,42 | 0,62 | 0,34 | 0,29 | 0,42 |
| al' | 0,69 | 0,85 | 1,87 | 4,93 | 0,07 | 0,58 | 1,94 | 2,35 | 0,76 | 1,71 | 4,39 |

| | | | | | | | | | | | |
|----------------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|
| a | 6,98 | 6,61 | 17,00 | 11,66 | 1,20 | 9,09 | 17,15 | 17,89 | 10,28 | 16,90 | 15,07 |
| b | 29,35 | 27,91 | 11,13 | 5,07 | 59,97 | 34,79 | 10,50 | 6,72 | 28,38 | 11,62 | 5,02 |
| c | 5,92 | 7,29 | 2,49 | 3,63 | 1,05 | 3,47 | 2,57 | 0,05 | 4,43 | 3,06 | 0,15 |
| Q | -4,38 | -4,14 | +2,26 | +32,33 | -27,89 | -16,36 | +2,67 | +14,86 | -11,20 | -0,02 | 29,24 |
| m | 35,12 | 40,56 | 34,85 | 63,54 | 75,98 | 34,38 | 30,98 | 15,83 | 36,76 | 24,89 | 23,45 |
| n | 71,43 | 75,74 | 33,74 | 42,39 | 65,51 | 67,71 | 38,20 | 21,75 | 71,94 | 64,62 | 51,76 |
| t | 3,88 | 2,78 | 1,95 | 0,58 | 3,12 | 6,26 | 1,46 | 0,67 | 4,62 | 1,93 | 0,38 |
| f' | 13,82 | 17,43 | 45,67 | 12,74 | 8,47 | 17,89 | 33,19 | 40,47 | 20,69 | 51,87 | 21,41 |
| c' | 20,04 | 20,39 | 10,01 | 16,55 | 7,58 | 29,96 | 11,60 | 16,10 | 22,84 | 10,95 | 35,13 |
| A _p | 0,71 | 0,43 | 0,47 | 0,14 | 0,52 | 2,01 | 1,72 | 0,26 | 1,18 | 0,26 | 0,17 |
| Or | 6,50 | 8,16 | 45,51 | 27,95 | 2,13 | 12,29 | 42,73 | 58,15 | 11,70 | 23,70 | 31,14 |
| Ab | 19,20 | 19,11 | 21,82 | 19,37 | 3,81 | 15,42 | 24,87 | 15,22 | 28,25 | 40,77 | 31,46 |
| An | 24,21 | 29,56 | 8,76 | 14,69 | 5,38 | 14,54 | 10,37 | 0,22 | 17,97 | 12,13 | 0,19 |
| Il | 4,99 | 3,57 | 2,32 | 0,82 | 3,30 | 7,52 | 2,24 | 1,14 | 5,81 | 0,85 | 0,70 |
| Mt | 6,90 | 8,21 | — | — | 10,85 | 10,06 | 5,11 | 4,67 | 9,90 | 0,36 | 1,91 |
| Hm | — | — | 5,89 | 0,77 | — | 0,54 | 0,50 | 0,02 | — | 6,60 | — |
| Di | 18,00 | 17,41 | 5,65 | 4,83 | 17,11 | 29,65 | 0,11 | 2,94 | 17,92 | 3,36 | — |
| Q | 1,93 | 3,02 | 7,68 | 30,44 | — | — | 7,71 | 17,13 | — | 5,39 | 30,35 |
| Hy | 15,83 | 12,10 | — | — | 4,43 | — | 4,68 | 0,23 | 2,37 | 2,57 | 2,15 |
| Ol | — | — | — | — | 52,43 | 3,03 | — | — | 3,25 | — | — |
| Ne | — | — | — | — | — | 4,80 | — | — | — | — | — |
| n | 113 | 64 | 24 | 28 | 29 | 52 | 9 | 3 | 13 | 9 | 7 |

Примечание. Условные обозначения те же, что и в табл. 28.

вой [16, 17], выделены следующие формации и породные группы: в Восточной ветви — формация меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов с пикритоидной, ультрамафитовой, базальтоидной, щелочно-салической породными группами и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация с пикритоидной, базальтоидной, щелочно-салической и кислой группами. В Западной ветви развита единая формация щелочных базальтоидов, лейцитифиров, включающая пикритоидную, ультрамафитовую, базальтоидную и щелочно-салическую породные группы. Их обобщенные химические анализы и главные петрохимические характеристики приведены в табл. 29. Известная в Восточно-Африканском рифте кимберлитовая формация представлена одним типом пород — кимберлитами, петрохимически сходными с ультрамафитами.

Для четырех формаций, установленных нами в Припятско-Днепровско-Донецком палеорифте (см. гл. 3), необходимые для сравнения петрохимические характеристики получены путем обобщения данных по отдельным комплексам, входящим в состав этих формаций. Так, в формацию меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов объединены белоцерковский и покрово-киреевский комплексы, в трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовую — черниговский и волновахско-еланчикский, в базальт-долеритовую — воронежский, дайковый и толеит-базальтовый, формация же щелочных базальтоидов, фonoлитов представлена одним припятским комплексом (табл. 30).

Для сравнения использованы материалы по вулканическим породам Патомско-Вилуйского авлакогена [161], где развита базальт-долеритовая и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формации девонского возраста, грабена Осло с пермской трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формацией и Маймеча-Котуйской провинции [14], в которой проявился пермотриасовый вулканизм континентального типа, приведший к накоплению формации меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов. Патомско-Вилуйский авлакоген, не названный прямо рифтом, имеет много сходных черт в строении и тектоно-магматической деятельности с Днепровско-Донецкой впадиной [161]; в Маймеча-Котуйской провинции, расположенной на севере Сибирской платформы, довольно отчетливо выражена связь магматизма с глубинным периферийным разломом, причем наряду с интрузивной фацией широко развиты вулканические образования, что приближает эту провинцию к рифтогенным структурам. Следует однако отметить, что химические анализы вулканитов Патомско-Вилуйского и Маймеча-Котуйского регионов даны без учета содержания летучих компонентов, в пересчете на 100 %-ный состав сухих магм, поэтому петрохимические характеристики несколько сдвинуты в ту или иную сторону (табл. 31).

По набору магматических формаций и сложности состава слагающих их породных групп Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт наиболее близок Восточно-Африканской рифтовой зоне. В обоих распространены по три сложно дифференцированных формации повышенной и высокой щелоч-

ности, а выделенная в палеорифте базальт-долеритовая формация имеет аналог в Афарской впадине, где сказалось влияние Красноморского межконтинентального рифта [134].

Сравнивая средние химические составы и петрохимические характеристики породных групп одноименных формаций каждой рифтовой зоны (см. табл. 28–31), можно отметить следующие особенности. Вулканитам Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта при несколько заниженном содержании SiO_2 в пикритоидных и большей части базальтоидных пород присущи максимально высокие значения $\text{TiO}_2 = 4,89\text{--}5,42\%$, к которым приближаются лишь вулканиты Маймеча-Котуйской провинции и Западной ветви Восточно-Африканского рифта. Величина титан-железистого отношения (Ti) повышена во всех типах пород эпиконтинентальных рифтов, в среднем составляя 17–22, а в некоторых пикритоидах достигает значения 32–38. Исключение составляют ультрамафиты формации меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов Африки, в которых $\text{Ti} = 2,04$ и которые приближаются к кимберлитам. В них и в пикритоидах Маймеча-Котуйской провинции отмечается максимальное содержание $\text{MgO} = 33,9\text{--}45\%$. Остальные типы породных групп относятся к железистым разностям, в которых $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \geq \geq \text{MgO}$.

Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в вулканитах Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта больше единицы, что обычно связывается с повышенной щелочностью магм и их поверхностным излиянием [154]. Постоянное преобладание оксида железа над оксидом железа II свойственно также вулканитам грабена Осло и Маймеча-Котуйской провинции, в остальных рифтах встречаются породы со значением отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ как больше, так и меньше единицы. Отмечается, что окисленность пород нередко падает по мере дифференцированности и не имеет строгой зависимости от щелочности. Наиболее щелочная формация Восточно-Африканского рифта — формация щелочных базальтоидов, лейцитифиров характеризуется невысокой окисленностью железа с постоянным значением отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ меньше единицы.

Большое значение для характеристики магматических формаций имеют щелочи, их сумма и отношение. Все вулканические породы рифтовых зон, за исключением редких толеитов, имеют повышенное содержание щелочей. Так, базальтоиды трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовых формаций всех возрастов характеризуются $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,5\text{--}10$, формаций меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов — 5–7, формаций щелочных базальтоидов, фонолитов или лейцитифиров — 8,4–8,8%. При этом нет ясно выраженной закономерности в возрастании или уменьшении щелочности вулканитов от палеорифтовых систем к современным, практически их щелочность равна, хотя максимально щелочные калиевые породы (редкие угандиты, мафуриты, катунгиты и пр.) встречены в современном Танганьикском рифте. Тип щелочности той или иной магмы зависит от глубинности ее выплавления, состава флюидов и длительности их взаимодействия с расплавом [110], т.е. является первичным признаком. Судя по устойчиво

повышенной и близкой щелочности магм рифтовых зон континентов фанерозоя, они формировались в сходных геодинамических условиях.

При анализе вулканизма каждого рифта в отдельности отмечается, что часто первые внедрения представлены наиболее щелочными магмами: либо формацией меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов (Восточно-Африканский рифт, Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт), либо если формация вулканитов одна, наиболее щелочными разностями пород, содержащими фельдшпатыды (Рейнский грабен, грабен Осло, Маймеча-Котуйская провинция). И лишь в Байкальском рифте происходит постепенное нарастание щелочности от первых порций магмы к последующим.

По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ можно судить, что в рифтах развиты преимущественно калиево-натриевые серии пород. К калиевой с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,12 - 0,84$ относится лишь формация щелочных базальтоидов, лейцитофиров Западной ветви, к натриевой — одна базальт-долеритовая формация Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. Коэффициент агаптитности, колеблющийся в средних пределах $0,32 - 0,62$, указывает на плюмазитовый и щелочно-земельные типы пород.

Базальтоиды типичных рифтов являются умеренно глиноземистыми разностями, лишь в Маймеча-Котуйской провинции — низкоглиноземистыми с $a' = 0,58$. Характерен для вулканитов сравнительно высокий уровень железистости — F_1 , закономерно возрастающий от основных к кислым породным группам внутри каждой формации. Наибольший размах наблюдается в Восточно-Африканском рифте, где присутствуют ультрамафиты с $F_1 = 8,77 - 91,34$.

С целью наглядного сравнения вулканитов Припятско-Днепровско-Донецкого и Восточно-Африканского рифтов построен ряд вариационных кривых для наиболее информативных петрохимических показателей — F , Ti , N/A , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в зависимости от индекса дифференциации- D (рис. 33, I-IV). D — отображает процесс накопления фельзических минералов и в общем случае соответствует возрастанию SiO_2 . Для построения диаграммы $F-D$ был дополнительно для каждого типа пород подсчитан коэффициент

общей железистости $F = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100\%$, обычно употребляе-

мый для сравнений железистости различных серий.

В развитии всех формационных типов вулканитов как Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта, так и Восточно-Африканского рифта прослеживается увеличение железистости по мере нарастания дифференцированности пород, т.е. выражена общая тенденция боуэнзовского тренда, отмеченная нами для базальтоидов региона.

Напротив, титанистость пород уменьшается по мере дифференцированности расплава (см. рис. 33, II), за исключением формации щелочных базальтоидов, фонолитов Припятской впадины, где в фельзических продуктах отмечается относительное возрастание Ti , возможно, связанное с постагматическим выносом железа.

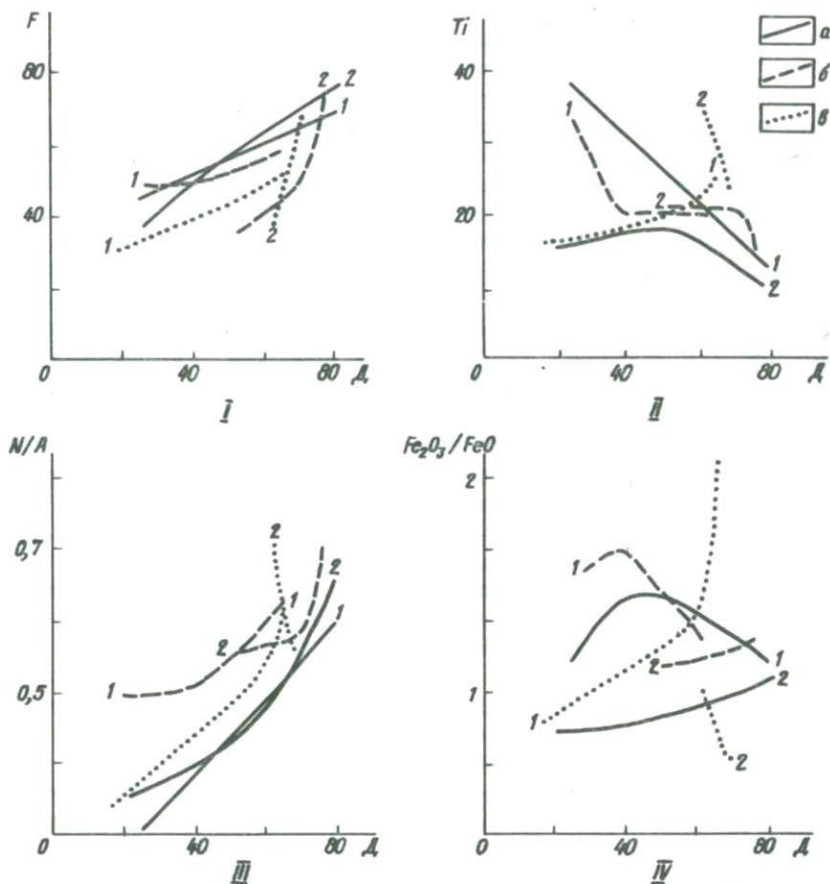


Рис. 33. Вариационные кривые зависимости $F - \Delta$ (I), $Ti - \Delta$ (II), $N/A - \Delta$ (III), $Fe_2O_3/FeO - \Delta$ (IV). Формации: 1 - Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта, 2 - Восточно-Африканского рифта; а - трахибазальтовая, б - щелочно-ультрамафитовая, в - щелочных базальтоидов, фоновитов

Показатель агаптитности (см. рис. 33, III) довольно круто возрастает в связи с накоплением фельзических минералов в вулканитах и лишь в наиболее щелочных слабо дифференцированных калиевых разностях Восточно-Африканского рифта происходит его падение, по-видимому, из-за высокого содержания Al_2O_3 в конечных продуктах.

Для отношения Fe_2O_3/FeO нет общей тенденции (см. рис. 33, IV), о чем уже говорилось выше, и не выражена зависимость окисленности вулканитов от щелочности соответствующих формационных типов. Очевидно, на

величину Fe_2O_3/FeO влияют различные факторы и, прежде всего, фациальная принадлежность и условия излияния вулканитов.

Анализ характеристик А.Н.Заварицкого показывает, что свободный кварц не присущ пикритоидным и базальтоидным породам и появляется лишь в конечных дифференциатах. Среди щелочных полевых шпатов обычно преобладает натриевая составляющая. Исключением являются вулканиты Западной ветви, Патомско-Вилкойского авлакогена и Маймеча-Котуйской провинции, в которых значение $n = 21-40$. Эта особенность проявляется и при расчетах на нормативные минералы.

В нормативном составе вулканитов сравниваемых рифтов обязательным мафическим является клинопироксен. Гиперстен как норма рассчитывается в базальт-долеритовой формации, в конечных кислых дифференциатах (в виде примеси) и в вулканитах трахибазальт-трахилипаритовой формации древних тектоно-магматических зон, однако в модальном составе пород гиперстен не встречается. В породах с нормативным гиперстеном нет нефелина, последний характерен для формаций с повышенной щелочностью. Наиболее щелочные породы с нормативными лейцитом и кальций-силикатом развиты в Восточно-Африканском и Рейнском рифтах.

Из всех рифтов Байкальский характеризуется наиболее простым составом вулканитов, Восточно-Африканский — наиболее сложным и щелочным, и именно к нему приближается вулканизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. Толитовые разности в эпиконтинентальных рифтах встречаются крайне редко и, как правило, их внедрение относится к дорифтовому этапу магматизма (Тункинская впадина Байкальского рифта, Днепровско-Донецкая впадина). В Рейнском, Кенийском, Осло, Припятско-Днепровско-Донецком рифтах установлено, что максимальной щелочностью обладают начальные продукты вулканизма. В рифтах со сложным составом пород наиболее общим признаком является эволюция в сторону лейкократовых разностей. При этом, если щелочность первичных магм была умеренной то развиваются кислые дифференциаты, если повышенной и высокой, то щелочно-салические.

Очевидно, что для вулканизма рифтовых зон нельзя считать обязательным такие частные признаки, как развитие карбонатитов или кимберлитов. Эти породы не характерны для Байкальского рифта, являющегося классическим примером современной рифтовой структуры.

Как следует из проведенного сравнения, вулканизм эпиконтинентальных рифтов в отличие от океанических характеризуется большой сложностью. Отсюда следует, что нет двух идентичных по магматизму рифтовых зон, а это подчас приводит к мнению о ненужности выделения отдельного типа рифтового вулканизма [134]. Абсолютного повторения нет ни в современных рифтах, ни в отдельных звеньях единых рифтовых систем, например, в рифтах Западной и Восточной ветвей Восточно-Африканского рифта. Тем более его нет при сравнении древних и современных рифтов, и надо думать, что чем детальнее будет изучен вулканизм этих структур, тем больше индивидуальных черт будет выявлено.

Однако имеющиеся общие закономерности вулканизма рифтовых зон, в частности повышенные щелочность и титанистость магм, их мантийное происхождение, обогащенность летучими, сложность составов магматических формаций, отсутствие в вулканитах модального гиперстена, обилие пирокластических продуктов, большие мощности вулканических толщ и, наконец, тесная связь магматизма с определенными тектоническими событиями, а именно с этапами сводообразования и заложения рифта, позволяют считать, что рифтовым структурам отвечает особый тип вулканизма, несомненно, отличный от океанического, геосинклинального, островодужного и прочих глобальных проявлений магматизма. Он неоднократно повторялся в геологической истории развития Земли, и это, наряду с перечисленными признаками, является убедительным аргументом в пользу выделения данного типа вулканизма [81, 160, 176].

Вулканизм в палеорифтах проявился в тех же формациях и приблизительно с той же интенсивностью, что и в современных рифтах. Поскольку выплавление расплавов в разновозрастных рифтовых структурах происходило и происходит в сходных геодинамических условиях, то, во-первых, такое постоянство магматических продуктов свидетельствует о том, что состав верхней мантии на протяжении примерно 500 млн. лет существенно не менялся. Во-вторых, состав магматических формаций может служить прямым и объективным критерием распознавания древних структур, в которых многие первичные рифтогенные признаки утрачены вследствие последующих тектонических перестроек. Это имеет важное значение для прогнозирования ряда ценных полезных ископаемых, свойственных рифтам.

Рифты, являющиеся структурами растяжения, могут быть в различной мере раскрытыми. Для внутриконтинентальных рифтов по степени раскрытия выделены типы [92]: Байкальский — Восточно-Африканский — рифт Красного моря. При этом установлено, что в слабо раскрытых рифтах преобладают щелочно-базальтовые и щелочные магматические серии пород, в сильно раскрытых — толеитовые базальты (Красноморский рифт). Большое петрохимическое сходство вулканических пород Припятско-Днепровско-Донецкого и Кенийского рифтов свидетельствует о близости геодинамических условий образования этих структур и среднем уровне раскрытия древнего Припятско-Днепровско-Донецкого рифта. По интенсивности вулканизма и щелочности магм данный палеорифт, по-видимому, можно отнести к сводово-вулканическому типу [169].

5. ГЕОДИНАМИКА МАГМАТИЗМА ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Магматизм, осуществляя перенос вещества из глубин к поверхности земли, является ведущим фактором преобразования литосферы. Интерес к нему возрос с конца 60-х годов, когда успехи геолого-геофизических работ, особенно по изучению дна океанов, привели к возникновению теории "тектоники плит", предполагающей передвижение огромных масс земного вещества и чрезвычайно напряженную динамику внутренних слоев. Стало общепри-

нанным, что основным источником глобальных тектоно-магматических процессов является мантия, точнее ее верхняя часть, имеющая мощность 400–700 км.

Из-за больших глубин непосредственно познать вещество верхней мантии невозможно. Поэтому наиболее объективную информацию дают магматические явления, прежде всего вулканизм. Благодаря ему на поверхность земной коры выносятся обломки пород, слагающие недра. Особенно интересны в этом плане ксенолиты кимберлитовых трубок взрыва, зарождающиеся на максимальных глубинах, порядка 100–200 км. Всестороннее изучение их, привлечение данных о хондритах и экспериментов с силикатными расплавами в области высоких давления и температуры привели к построению петрологических моделей мантии. Эти модели, несмотря на некоторое разнообразие, сходятся в предположении, что состав верхней мантии близок к ультраосновному. Это могут быть гранатые гипербазиты с примесью эклогитов [213], или оливиновые гранатые вебстериты [124], или лерцолиты [59, 173], или гипотетический пиrolит, состоящий из одной части базальта и трех частей альпинотипного перидотита [85] и т.п. Возможно, мантия имеет варьирующий состав как по горизонтали, так и по вертикали [258], познать его удастся благодаря выплавлению расплавов и их излиянию на поверхность.

Проявление магматизма неразрывно связано с глубинной динамикой Земли. Магматические формации служат своего рода индикаторами геодинамических процессов, при этом взаимосвязь магматизма и геодинамики существенно различна для первых 2,5–3 млрд. лет развития Земли и последующего геологического времени [25]. На первом этапе, когда происходила дифференция примитивной мантии на истощенную мантию и обогащенную литофильными элементами кору и гидросферу, геодинамика магматизма отвечала специфике подвижных зеленокаменных поясов и гнейсовых куполов. В дальнейшем магматические события, по-видимому, определялись движением литосферных плит [25], при этом в зависимости от структурной приуроченности магматизма формировались различные его типы: магматизм срединно-океанических хребтов, островных дуг, пассивных окраин континентальных платформ, складчатых систем, рифтовых зон и пр. Каждый из типов характеризуется набором специфических формаций с рядом устойчивых петрохимических признаков.

Магматизм рифтовых зон связан с мантийным источником и неизменно развивается в условиях растяжения и деструкции литосферы, что отличает его от магматизма других геодинамических обстановок. В зависимости от присутствия континентальной коры и ее строения различается несколько категорий рифтов: внутриконтинентальные, межконтинентальные, периконтинентальные и океанические [171], причем между крайними типами имеются существенные различия в магматизме. В океанических рифтах происходит излияние базальтов толеитового типа, во внутриконтинентальных – базальтов повышенной щелочности, щелочных пикритов, фойдитов. К тому же в океанических рифтах за счет раздвигания, поступления магм и выполнения узкого осевого рифта происходит наращивание новой коры, чего нет в услови-

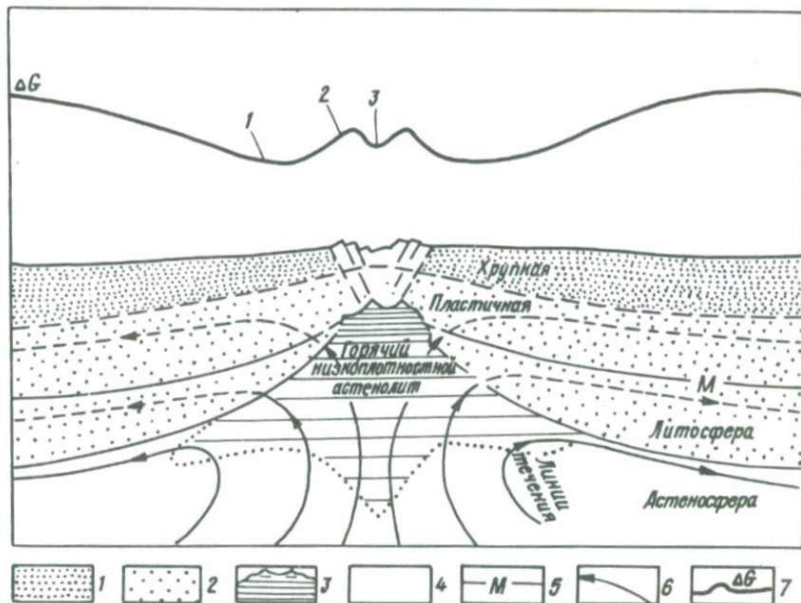


Рис. 34. Схематический разрез континентального рифта с качественным профилем гравитационных аномалий Буге [200]:

1 — хрупкая, 2 — пластичная, 3 — горячий низкоплотностной астенолит, 4 — астеносфера, 5 — раздел Мохо, 6 — линии течения, 7 — качественный профиль гравитационных аномалий Буге

ях внутриконтинентального рифтогенеза. Общая схема глубинного строения континентальных рифтов приведена на рис. 34, где также отмечены главные геодинамические факторы: внутримантийные конвективные потоки и астеносферный выступ.

Среди внутриконтинентальных рифтовых зон различаются эпиплатформенные (или интракратонные) и эпиорогенные структуры, также имеющие свои особенности магматических процессов. Если для первых характерны магмы повышенной щелочности, то для вторых — нормально известково-щелочные, близкие к таковым эпигеосинклинальных орогенных областей. Все это свидетельствует о большом разнообразии, сложности рифтогенеза и сопровождающего его магматизма и о необходимости анализа тектоно-магматических особенностей и геодинамической обстановки каждого типа рифтовых зон, в нашем случае эпиконтинентальных.

В геологической истории мегаструктуры, объединяющей Припятскую впадину, Днепровско-Донецкую впадину и Донбасс, важнейшим этапом явилось заложение древнего палеозойского рифта, обладающего высокой тектоно-магматической активностью [56, 144]. Процессы растяжения и погружения в пределах центрального звена продолжались более 100 млн. лет —

с позднего девона до ранней перми, однако вулканизм проявился лишь на начальном этапе рифтогенеза, примерно на протяжении 10–20 млн. лет.

В глубинном строении структуры отмечено наличие утоненной коры, слоя разуплотненного коро-мантийного вещества и неоднородной, несколько выпуклой поверхности раздела Мохо [53, 218], т.е. характерные признаки рифтовых зон, установленные на примерах современных рифтов.

Механизм рифтогенеза большинством исследователей связывается с формированием в кровле мантии "подушки" или линзы разогретого и разуплотненного материала — аномальной мантии, которая вызывает начальное сводообразование и растяжение коры. Возможно, континентальному рифтогенезу предшествуют длительная тектоно-магматическая подготовка — "созревание" литосферы, некоторый ее разогрев, создающие максимальные ее неоднородности. Эти процессы прослежены на примере Красноморского рифта и выдвинута идея предопределенности рифтогенеза, его унаследованности на уровне эндогенных режимов [199].

В развитии континентального рифтогенеза намечается два главных этапа: дорифтовый (или предрифтовый) и собственно рифтовый. Дорифтовый этап включает совокупность тектоно-магматических процессов, которые происходят в зрелой континентальной коре до структурно-морфологического оформления рифта. Он выражен в начальной деструкции континентальной коры, сводовом вздутии и массовом излиянии достаточно однообразных лав, которые могут быть либо толеитового состава, как в Припятско-Днепровско-Донецком палеорифте, Рейнском, Эфиопском рифтах [99, 300], либо щелочных базальтоидов, как дорифтовые олигоцен-миоценовые вулканы Байкальского рифта [82], либо платофонолитами, как в Кенийском рифте [134]. Различный состав магм дорифтового этапа, по всей вероятности, связан с разным уровнем генерации расплавов в каждой конкретной области будущего рифтогенеза под влиянием термальных аномалий или мантийных струй (плюмажей), поднимающихся в подошве литосферы [99].

Собственно рифтовый этап, связанный с растяжением и проседанием узкой линейной зоны вдоль глубинных разломов, завершается внедрением щелочных магм с последовательностью излияния от более щелочных к менее щелочным дифференциатам. Необходимым условием проявления щелочного магматизма является существование к моменту внедрения консолидированной коры [4, 156], поэтому, по-видимому, оба этапа рифтогенеза (дорифтовый и рифтовый) имеют значительный временной разрыв. На рифтовой стадии происходит рост астеносферных (мантийных) диапиров и их растекание, что, возможно, обеспечивает раздвиг коры.

Объем и состав вулкаников в значительной степени контролируется масштабом и скоростью раскрытия рифтовых зон, поэтому степень и скорость раскрытия рифтов являются ведущими геодинамическими факторами [276]. Общее небольшое раздвижение структуры, порядка 4–5 км, но менее 10 км способствует образованию наиболее щелочных вулкаников (Западная ветвь Восточно-Африканского рифта, Рейнский грабен, Припятская часть При-

пятско-Днепровско-Донецкого палеорифта). Раздвиг на 10–15 км, например в Кенийском рифте, обеспечивает щелочной и субщелочной вулканизм, на 20–40 км в Эфиопском рифте – субщелочной и толеитовый, на 70 км – в Красноморском рифте – толеитовый вулканизм [99].

Общая направленность материкового рифтогенеза, приводящего к деструкции континентальной коры и превращению ее в конечном итоге в океаническую кору, подчеркивается эволюционным развитием магматических процессов. Полный эволюционный ряд рифтогенеза предполагает стадии дорифтовую, собственно рифтовую, переходную и океаническую [82], в неполном ряду последние стадии отсутствуют. Это имеет место в древних эпиконтинентальных рифтовых системах, превратившихся впоследствии в авлакогены (Припятско-Днепровско-Донецкий, Патомско-Вилуйский, Казанско-Сергиевский, Холоднинский и пр.).

Как в полном, так и неполном эволюционном ряду собственно рифтовая стадия характеризуется особым типом рифтогенного магматизма. Главными его особенностями являются большое разнообразие пород с преобладанием базальтоидов, их повышенные щелочность и титанистость, высокое содержание летучих компонентов, вызывающих эксплозивные явления и интенсивные постмагматические замещения пород, отсутствие в вулканитах гиперстена, сложно-дифференцированный состав магматических формаций с подчиненным развитием средних и кислых типов пород.

Если рифтогенез получает дальнейшее развитие и вступает в переходную и, наконец, океаническую стадию, то наряду со щелочным получает развитие толеитовый магматизм (Эфиопский, Красноморский рифты), который типоморфен для океанических рифтов срединно-океанических хребтов. Нельзя ожидать, что толеитовый магматизм неизбежно венчает магматические процессы, связанные с рифтогенезом. В эпиконтинентальных рифтах, заключенных в теле кратона, эволюция магматических процессов останавливается на этапе субщелочного вулканизма.

Магматизм собственно рифтогенного этапа начинается, как правило, с излияний наиболее щелочных магм. По минерало-термобарическим данным [150, 194], эти магмы зарождались в верхней мантии на глубинах 100–200 км, в условиях восстановительной среды и высоких давлений и температуры. Они имеют характер трещинных излияний, незначительную степень дифференцированности и формируют формации щелочно-ультрамафитовую (Кенийский, Рейнский рифты, Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт) и щелочных базальтоидов, фонолитов (Руква-Ньясский рифт).

Для последующих излияний субщелочных магм характерна несколько меньшая глубина генерации расплавов, менее напряженный характер излияний и возможность образования в коре промежуточных камер, в которых осуществлялась дифференциация расплавов с образованием конечных кислых продуктов (Эфиопский рифт, Припятско-Днепровско-Донецкий, Патомско-Вилуйский палеорифты). Вулканизм приобретает характер центрально-вулканических извержений, сосредоточенных в приподнятых участках рифта.

Магматические процессы рифтовых структур, несомненно, имеют не только вулканическое, но и интрузивное выражение, поскольку расплавы, поступающие из астеносферных диапиров, проникают на различные уровни коры, образуя многочисленные застывшие магматические тела (штоки, крупные дайки). "Большая дайка" описана в Байкальском рифте на глубине 16 км [135], в Кенийском рифте по гравиметрическим данным определено, что в фундаменте находится множество основных интрузий, занимающих объем в два раза больший, чем вулканы, объем которых ориентировочно равен 150000 км^3 [200]. В грабене Осло, где эрозия вскрыла основание рифта, установлено, что большая его часть сложена плутонами, связанными с рифтообразованием. Возможно, к типу "больших даек" относятся Тыщенковский и Анастасьевский гипабиссальные тела в Припятско-Днепровско-Донецком палеорифте.

Предполагается два варианта механизма рифтообразования – "активный" и "пассивный" [200, 288]. При активном варианте рифтогенез вызывается местным подъемом астеносферы, при пассивном – является пассивной реакцией на региональное поле напряжений. В случае Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта мы имеем, по-видимому, пример активного среднепалеозойского рифта. Он относится к числу наиболее крупных и хорошо выраженных рифтогенных структур палеозойской эпохи.

Во всех схемах рифтообразования значительная роль придается глубинным разломам, способствующим перемещению магматических масс, их внедрению в кору и излиянию на поверхность. Магматические процессы имеют несомненную пространственно-временную связь с тектоническими разрывами, поэтому возникает естественный вопрос, нет ли между ними причинно-следственных отношений? При рассмотрении конкретных примеров, в частности рифтового тектоно-магматического режима в Припятско-Днепровско-Донецком, Байкальском, Кенийском рифтах, выясняется, что между этими явлениями нельзя выявить причину и следствие, что оба они (образование глубинных разломов и магматизм) являются равноправными производными глубинной динамики Земли [56, 135]. Сами по себе разломы не вызывают процесса массового выплавления расплава, но они способствуют его движению вверх к поверхности, тогда как и процессы магмаобразования не могут быть первопричиной разломной тектоники. Оба эти процесса тесно связаны с эндогенной динамикой Земли и их закономерное совпадение объясняется действием близких причин: разуплотнением, частичным плавлением материала мантии, мощной дегазацией в связи с резким увеличением теплового потока, а главное конвективными течениями в астеносфере [32, 81].

При сравнении магматических процессов древних и современных рифтов обнаруживается, что они не имеют существенных различий. Повторяемость тектоно-магматических рифтогенных процессов в совокупности всех их признаков – главная особенность развития континентальной коры в фанерозое, обусловленная геодинамическими процессами верхней мантии.

Развитие эпиконтинентальных рифтов в фанерозое неизбежно сопровождается и сопровождается мантийным вулканизмом, который наряду с такими свойствами рифтов, как утонение земной коры, наличие слоя разуплотненной мантии, линейной протяженности, тепловых потоков и др., относится к ведущим признакам этих структур.

Главными особенностями вулканизма рифтового типа являются большое разнообразие пород с преобладанием базальтоидов, их повышенные щелочность и титанистость, высокое содержание летучих компонентов, определяющих обилие эксплозивных продуктов и интенсивность постмагматических замещений, отсутствие в вулканитах гиперстена, сложнодифференцированный состав магматических формаций, большие мощности вулканогенных толщ и тесная связь вулканизма с тектоническими этапами развития рифта — сводообразованием и заложением грабена вдоль глубинных разломов. Последнее определяет существование двух форм вулканизма: дорифтового и рифтового, установленных в Кенийском, Рейнском и Байкальском рифтах и предположительно в Припятско-Днепровско-Донецком.

Для эпиконтинентальных рифтов всех возрастов характерен определенный набор магматических формаций: базальт-долеритовая; трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая; формация меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов и карбонатитов; щелочных базальтоидов, фонолитов (или лейцититов) и кимберлитовая, повторяющиеся в той или иной комбинации. Такая совокупность формаций преимущественно повышенной щелочности свойственна эндогенному режиму континентальных рифтов и не встречается в условиях геосинклиналей, островных дуг, океанических рифтов и др.

Если такие признаки рифтовых структур, как повышенная сейсмичность, тепловые потоки, вздутие земной коры и др. по мере старения структуры стираются и практически исчезают, то магматические процессы, которые привели к образованию конкретных геологических объектов: лавовых потоков, даек, некков и т.п., — сохраняют свои индивидуальные признаки в течение длительного времени и подлежат реконструкции. По составу магматических формаций можно распознавать древние структуры, в которых часть первичных рифтогенных признаков утрачена. Поэтому вулканизм является важным индикатором эндогенного режима прошлых эпох.

Сравнение девонского вулканизма Припятской, Днепровско-Донецкой впадин, Донбасса и Воронежской антеклизы позволило отнести его к единому типу вулканизма рифтовых зон и выделить среднепалеозойский Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт. Для него впервые выполнен форма-

ционный анализ и установлены следующие формации: базальт-долеритовая, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая, формация меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, карбонатитов и формация щелочных базальтоидов, фонолитов. Намечена еще одна кимберлитовая формация, однако для достоверного ее выделения требуется дополнительный материал.

В девоне Припятская, Днепровско-Донецкая впадины, Донбасс и Воронежская антеклиза входили в состав одной рифтовой структуры, причем первые три представляли звенья главного грабена, а последняя — северо-восточное плечо рифта. В позднем палеозое произошла смена тектоно-магматического режима. На месте Припятской, Днепровско-Донецкой впадин развились синеклизы, лишённые вулканической деятельности, на месте Воронежской антеклизы — обширная амагматичная антиклиналь, а Донбасс вовлечен в орогенный пермотриасовый этап активизации, сопровождаемый вулканизмом.

Развитие отдельных звеньев рифта по собственной схеме — одна из особенностей рифтовых структур, приводящих к сложности тектоно-магматических процессов.

Определение вулканизма Днепровско-Донецкой впадины как вулканизма древней рифтовой зоны имеет значение для прогноза полезных ископаемых, в частности редкометальной, редкоземельной минерализации, а также месторождений нефти, газа и соли. Минералогические и петрографические данные свидетельствуют о больших (порядка 100–200 км) глубинах зарождения магматических расплавов в условиях восстановительной среды. Расплавы обогащены летучими компонентами, содержащими в своем первичном составе H_2 , CO (включения в апатитах, клинопироксенах), которые при благоприятных условиях могли дать самостоятельную флюидную фазу и, в конечном счете, привести к образованию углеводородов.

Разнообразие петрографических типов вулканитов, среди которых по емкостно-фильтрационным параметрам выделяются разности с хорошими коллекторскими свойствами (туфы, агломераты основного и щелочно-ультраосновного составов) и значительная трещиноватость пород на больших глубинах позволяют выделить порово-трещинные и трещинные эффузивно-пирокластические коллекторы низких классов. Необходим дифференцированный подход к оценке перспектив нефтегазоносности девонских вулканогенных толщ.

По нашему мнению наиболее перспективны Нежинско-Монастырищенский поперечный опущенный блок и северная прибортовая зона впадины, где преимущественно развиты туфогенные толщи основного состава.

Прогнозам полезных ископаемых на больших глубинах в значительной мере способствуют палеовулканологические реконструкции, выполненные для Днепровско-Донецкой впадины. Схематические палеовулканологические карты позволили также подсчитать примерный объем вулканических продуктов и сделать вывод о высокой, близкой к Кенийскому рифту тектоно-магматической активности этой древней рифтовой структуры.

В каждом отдельно взятом рифте, за исключением Байкальского, прослеживается определенная эволюция магм от первых щелочных расплавов к менее щелочным и их способность к фракционированию по боуэновскому типу. В результате образуются сложнодифференцированные серии пород с конечными лейкократовыми разностями, которые бывают либо кислыми (если щелочность первичных магм умеренная), либо щелочно-салических (если щелочность первичных магм повышенная и высокая). Толейтовые разности в эпиконтинентальных рифтах встречаются редко и их внедрение обычно относится к дорифтовому этапу.

При сравнении магматических процессов древних и современных рифтов обнаруживается, что они не имеют существенных различий, а эволюционные изменения незначительны и касаются отдельных петрохимических признаков. Так, вулканические породы современных рифтов, не обнаруживая прямого возрастания суммы щелочей, содержат больше фельдшпатидов по сравнению с палеорифтами и им присущи крайне щелочные разности пород (Западная ветвь), т.е. намечается некоторое усиление щелочности однотипных магм во времени.

Повторяемость тектоно-магматических рифтогенных процессов в совокупности всех их признаков — главная особенность развития континентальной коры в фанерозое, обусловленная геодинамикой верхней мантии. Сравнительное постоянство магматических продуктов свидетельствует о том, что верхняя мантия в течение фанерозоя не испытывала значительных изменений в своем составе и в сходных условиях рифтогенного геодинамического режима давала расплавы близкого состава.

По магматоге́нным признакам можно восстанавливать прошлые рифтовые зоны и прогнозировать поиски полезных ископаемых на древних платформах, рассеченных рифтами.

1. *Абрамович И.И., Высокоостровская Е.Б.* Титан — железистое отношение в породах гетерогенных магм // *Геохимия*. — 1964. — № 7. — С. 641—645.
2. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.И.* Сарматско-Туранский линеймент земной коры // *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. — М., Наука, 1971. — С. 41—51.
3. *Амантов В.А., Соловьев В.В.* Области рифтогенеза Юго-Востока СССР // *Тектоника Сибири*. — Новосибирск, 1981. — С. 41—47.
4. *Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.* Щелочные магматические серии, их генезис и причины разнообразия // *Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза*. — М., 1983. — С. 107—113.
5. *Аптон Б.Г., Дж., Бланделл Д.Дж.* Магматическая провинция Гардар: доказательство протерозойского континентального рифтогенеза // *Континентальные рифты*. — М.: Мир, 1981. — С. 124—131.
6. *Армашевский П.Я.* О геологическом строении Исачек Полтавской губернии // *Зап. Киев. об-ва естествоисп.* — 1889. — 10, вып. 1. — С. 68—69.
7. *Архангельская В.В.* Палеорифтовые системы и связанные с ними полезные ископаемые // *Роль рифтогенеза в геологической истории Земли*. — Новосибирск: Наука, 1977. — С. 181—186.
8. *Багдасаров Ю.А., Галимов Э.М., Прохоров В.С.* Об изотопном составе углерода анкеритовых карбонатитов и источнике вещества карбонатитов, формировавшихся в осадочных породах // *Докл. СССР*. — 1969. — 188, № 6. — С. 1372—1375.
9. *Бейли Д.К.* Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм // *Щелочные породы*. — М.: Мир, 1976. — С. 160—183.
10. *Бейли Д.К.* Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // *Континентальные рифты*. — М.: Мир, 1981. — С. 20—30.
11. *Белов И.В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 371 с.
12. *Белов И.В., Литвинская Г.П.* Новые представления об изоморфных замещениях // *Вестн. Моск. ун-та Сер. 4, Геология*. — 1866. — № 6. — С. 17—27.
13. *Белоусов А.Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. — Новосибирск: Наука, 1976. — 332 с.
14. *Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г.* Вулканические формации. — Новосибирск: Наука, 1982. — 281 с.
15. *Белоусов А.Ф., Кутюлин В.А., Фролова В.М.* Линейные корреляции породообразующих элементов в базальтах и их парагенетическое истолкование // *Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры*. — Новосибирск: Наука, 1974. — С. 34—43.
16. *Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др.* Восточно-Африканская рифтовая система. — М.: Наука, 1974. — Т. 2. — 259 с.
17. *Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др.* Восточно-Африканская рифтовая система. — М.: Наука, 1974. — Т. 3. — 287 с.
18. *Бернадська Л.Г.* Вулканічні породи Чернігівської опорної свердловини (Дніпровсько-Донецька западина) // *Питання геології і петрогенезису Українського кристалічного масиву і суміжних територій*. — К.: Вид-во АН УРСР, 1958. — С. 113—136.
19. *Бернадская Л.Г.* Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. — Киев: Изд-во АН УССР, 1961. — 190 с.

20. *Бернадская Л.Г., Лапчик Ф.Е., Усенко И.С.* Об эффузивах Черниговского района (Днепро-Донецкая впадина) // Докл. АН СССР, 1954. — 95, № 5. — С. 1279—1282.
21. *Бернадская Л.Г., Котловская Ф.И.* Изотопный возраст пород позднедокембрийской трапповой формации Украины. — Киев : Наук. думка, 1965. — 165 с.
22. *Бернадская Л.Г., Усенко И.С.* Дайково-эффузивные формации Украины // Геохронология докембрия Украины. — Киев : Наукова думка, 1965. — С. 165—174.
23. *Блинов В.А., Дюбюк К.А., Кузьмина Л.С. и др.* О концентрации титана в вулканогенно-осадочных образованиях ястребовского горизонта на юге Воронежской области // Геология руд. месторождений. — 1963. — № 1. — С. 109—114.
24. *Бобривич А.П., Калужный В.А., Смирнов Г.И.* Муассанит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы // Докл. АН СССР, 1957. — 115, № 6. — С. 1189—1192.
25. *Богатиков О.А., Коваленко В.И., Зоненшайн Л.П.* Магматизм и геодинамика // Тез. 27 Междунар. геол. конгр. — М. : Наука, 1984. — Т. 4. — С. 267—268.
26. *Боголепов К.В.* О понятии "рифтовая структура" и "рифтогенез" // Основные проблемы рифтогенеза. — Новосибирск, 1977. — С. 6—11.
27. *Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. — М. : Недра, 1967. — 303 с.
28. *Бородин Л.С., Гладких В.С., Похвиснева Е.А.* Главные типы формаций глубинных щелочных пород и их связь с базальтоидным магматизмом // Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. — Свердловск, 1978. — Вып. 149. — С. 146—179.
29. *Бритченко О.Д., Галабудя М.И., Сухорський Р.П. та ін.* До умов середньодевонського осадконагромадження в Дніпровсько-Донецькій западині // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1973. — № 2. — С. 101—104.
30. *Бритченко А.Д., Кононенко Л.П., Передерей Р.В. и др.* К вопросу о среднедевонских образованиях северного борта Днепро-Донецкой впадины // Геол. журн. — 1975. — 35, № 1. — С. 112—118.
31. *Бритченко А.Д., Фещенко Н.И., Плошко В.В.* Стратиграфия и корреляции разрезов девона северо-западной части Днепро-Донецкой впадины // Тр. Укр. науч.-иссл. геол.-развед. ин-та. — М. : Недра, 1968. — Вып. 16. — С. 135—141.
32. *Буданов В.И.* К вопросу о происхождении и дифференциации магм типа Великих Африканских разломов // Докл. АН СССР, 1970. — 194, № 4. — 901—904.
33. *Бутурлинов Н.В.* Фанерозойский магматизм в геологической истории развития Донбасса // Проблемы петрологии. Материалы к Всесоюз. петрограф. совещ. — Алма-Ата, 1976. — Т. 1. — С. 40—42.
34. *Бутурлинов Н.В.* Основные черты петрохимии магматических пород Донецкого бассейна // Докл. АН СССР, 1964. — 157, № 2. — С. 357—360.
35. *Бутурлинов Н.В.* К минералогии магматических комплексов Донбасса // Минерал. сб. — 1973. — № 27. Вып. 2. — С. 122—130.
36. *Бутурлинов Н.В.* Схема магматизма и рудогенеза Донбасса // Геология и геохимия рудопроявлений Донбасса и северного склона Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1978. — С. 34—41.
37. *Бутурлинов Н.В.* Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. — Киев, 1979. — 52 с.
38. *Бутурлинов Н.В., Панов Б.С.* Титан в магматических породах Донецкого бассейна // Геохимия. — 1966. — № 6. — С. 734—737.
39. *Бутурлинов Н.В., Скаржинский В.И.* О комплексах магматических формаций Донецкого бассейна // Докл. АН СССР, 1970. — 193, № 2. — С. 401—404.
40. *Бухаров А.А.* Сравнительная оценка энергии вулканических процессов некоторых рифтовых зон и вулканических областей // Проблемы рифтогенеза. — Иркутск, 1975. — С. 28—31.
41. *Быков И.Н.* Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. — Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1975. — 132 с.

42. *Быков И.Н.* Минералого-петрографические особенности верхнедевонских базальтов Воронежской антеклизы // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. — М. : Недра, 1976. — Т. 2. — С. 136—140.
43. *Быков И.Н., Зеленщиков Г.В.* Новые данные о проявлениях верхнедевонского базальтового вулканизма на юго-востоке Воронежской антеклизы // Петрология и металлогения базальтов. — М. : Наука, 1973. — С. 215—223.
44. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. — М. : Недра, 1978. — 152 с.
45. *Васильев Ю.Р.* Проблема ультраосновных расплавов // Пробл. петрологии земной коры и верх. мантии. — Новосибирск : Наука, 1978. — Вып. 403. — С. 19—26.
46. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах горных пород // Геохимия. — 1962. — № 7. — С. 555—572.
47. *Вистелиус А.Б.* Проблемы математической геологии // Геология и геофизика. — 1963. — № 7. — С. 3—16.
48. *Воловник Б.Я., Власов Б.И.* Геологические особенности и петрохимическая характеристика Воыно-Подольской трапповой формации // Геология, петрография и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. — М. : Недра, 1976. — Т. 2. — С. 132—136.
49. *Волошина З.Г., Галицкий И.В., Пистрак Р.М.* О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород в Днепровско-Донецком авлакогене // Докл. АН СССР. — 1971. — 200, № 1. — С. 169—172.
50. *Восанчук С.С., Мазур А.Н., Бойчук Г.В.* О находке вулканических пород в верхнебашкирских отложениях Днепровско-Донецкой впадины // Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. — Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1972. — Вып. 6. — С. 52—62.
51. *Вульчин Е.И.* К изучению плагиоклазов в эффузивах Черниговского района // Минерал. сб. — 1957. — № 11. — С. 234—247.
52. *Высочанский И.В.* Геология и условия формирования газовых месторождений восточной части Гриньковско-Степановской антиклинальной зоны юго-востока Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. — Львов, 1975. — 26 с.
53. *Гавриш В.К.* Роль глубинных разломов в формировании локальных структур Днепровско-Донецкой впадины (рифтогена) // Геол. журн. — 1965. — 25, вып. 6. — 13—33.
54. *Гавриш В.К.* Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. — Киев : Наук. думка, 1974. — 158 с.
55. *Гавриш В.К.* Роль глубинных разломов в миграции и аккумуляции нефти и газа. — Киев : Наук. думка, 1978. — 172 с.
56. *Гавриш В.К., Ляшкевич З.М.* Рифтогенез и вулканизм Днепровско-Донецкой впадины // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1981. — № 4. — С. 6—8.
57. *Гавриш В.К., Рябчук Л.И.* Генезис и нефтегазоносность краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. — Киев : Наук. думка, 1981. — 152 с.
58. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. — М. : Недра, 1968. — 223 с.
59. *Геншафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. — М. : Наука, 1977. — 207 с.
60. *Герасимовский В.И.* Геохимия щелочных базальтов // Геохимия. Минералогия : Междунар. геол. конгр. 26 сес.: Докл. сов. геологов. — М. : Наука, 1980. — С. 25—32.
61. *Герасимовский В.И., Беляев Ю.И.* О содержании хрома, никеля, ванадия и меди в щелочных породах Кольского полуострова // Геохимия. — 1963. — № 1. — С. 23—35.
62. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Вулканические породы рифтовых зон Восточной Африки // Геохимия. — 1970. — № 5. — С. 475—485.

63. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. — М. : Наука, 1974. — Т. 3. — С. 5—192.
64. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия и генезис пород вулканических серий рифтовых зон Восточной Африки и Исландии // Основные проблемы рифтогенеза. — Новосибирск : Наука, 1977. — С. 149—155.
65. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Магматические серии пород рифтовых зон (Восточно-Африканских, Исландской, Байкальской // Петрология : Междунар. геол. конгр., 26, сес.: Докл. сов. геологов. — М. : Наука, 1980. — С. 119—124.
66. Гирдлер Р.У. Сравнение Восточно-Африканской рифтовой системы и пермского рифта Осло // Континентальные рифты. — М. : Мир, 1981. — С. 415—427.
67. Гладких В.С. Петрохимические и геохимические особенности толеитовых базальтов Воронежской антеклизы // Бюлл. Моск. об-ва испытательной природы. Отд. геол. — 1971. — 46, вып. 2. — С. 107—118.
68. Гладких В.С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенов // Там же. — 1972. — 47, вып. 2. — С. 73—85.
69. Гладких В.С. Некоторые особенности формации щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау) // Петрология и металлогения базитов. — М. : Наука, 1973. — С. 101—107.
70. Гладких В.С., Пятенко И.К. Толеитовые и щелочные оливиновые базальты рифтовых зон континентов // Актуальные вопросы современной петрографии. — М. : Наука, 1974. — С. 206—220.
71. Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В. и др. Проявление щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1968. — № 9. — С. 3—15.
72. Гоньшакова В.И., Бутурлинов Н.В. Палеозойско-мезозойские магматические формации чехла Восточно-Европейской платформы // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. — М. : Недра, 1976. — Т. 2. — С. 21—29.
73. Гоньшакова В.И., Бутурлинов Н.В., Зарицкий А.И. и др. Кимберлитовые породы Приазовья. — М. : Наука, 1978. — 319 с.
74. Гоньшакова В.И., Васильева Г.Л., Игамбердиев Ш.Х. и др. Новые данные о вещественном составе субщелочных ультрабазитов Приазовья // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1972. — № 11. — С. 15—30.
75. Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрогеохимические особенности ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. — М. : Наука, 1968. — 99.
76. Гоньшакова В.И., Зарицкий А.И., Кирикилица И.С. и др. К вопросу о кимберлитовом магматизме в Приазовье // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1974. — № 2. — С. 29—42.
77. Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного-щелочно-базальтоидного вулканизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии // Кора и верхняя мантия Земли. — М. : Наука, 1968. — С. 156—168.
78. Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О., Бойчук М.Д. и др. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1967. — № 10. — С. 31—46.
79. Горячев А.В. Рифты — глобальные структуры земной коры // Природа : — 1974. — № 9. — С. 19—30.
80. Грачев А.Ф. Петрохимия базальтоидов Байкальской рифтовой зоны и их место в ряду базальтоидных ассоциаций современных и древних рифтовых областей Земли // Проблемы рифтогенеза. — Иркутск, 1975. — С. 53—55.
81. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. — Л. : Недра, 1977. — 247 с.
82. Грачев А.Ф., Поляков А.И. Кайнозойский рифтовый магматизм: тектонические и петрохимические закономерности // Континентальный и океанский рифтогенез. — М. : Наука, 1985. — С. 109—121.

83. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. — М. : Мир, 1968. — С. 132—227.
84. Даусон Д.Б. Олдойньо-Ленгаи — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов // Карбонатиты. — М. : Мир, 1969. — С. 169—181.
85. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцневская Н.М. Толейты Атлантики: петрология и геохимия // Геохимия. Минералогия : Междунар. геол. конгр. 26 сес. : Докл. сов. геологов. — М. : Наука, 1980. — С. 32—43.
86. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. — М. : Мир, 1966. — Т. 5. — 408 с.
87. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П. и др. Породообразующие пироксены. — М. : Наука, 1971. — 452 с.
88. Доленко Г.Н. Образование нефтегазовых провинций и формирование нефтяных и газовых месторождений в свете теории литосферных плит // Происхождение нефти и газа, их миграция и закономерности образования и размещения нефтяных и газовых залежей. — Тез. докл. — Львов, 1981. — Ч. 1. — С. 115—116.
89. Доленко Г.Н., Варичев С.А., Кравец В.В. и др. Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. — Киев : Наук. думка, 1981. — 228 с.
90. Заваицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. — М. : Госгеолтехиздат, 1960. — 152 с.
91. Заваицкий А.И., Стрёмовский А.М., Юрченко В.Ф. О докарбонатовом возрасте щелочных санидин-анорткласовых габброидов Восточного Приазовья (Покрово-Киреевская структура) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1966. — № 9. — С. 141—150.
92. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Рифтовые структуры в геологическом прошлом // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. — Новосибирск : Наука, 1977. — С. 11—14.
93. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. — М. : Недра, 1979. — 310 с.
94. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. — М. : Недра, 1971. — 168 с.
95. Зорин Ю.А., Лысак С.В., Голубев В.А. О природе геотермической аномалии в районе оз. Байкал // Байкальский рифт. — Новосибирск : Наука, 1975. — С. 66—73. •
96. Йерескоч К.Г., Клован Д.И., Реймент Р.А. Геологический факторный анализ. — Л. : Недра, 1980. — 223 с.
97. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. — М. : Мир, 1979. — 237 с.
98. Казьмин В.Г. Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур // Геология и геофизика. — 1975. — № 9. — С. 3—12.
99. Казьмин В.Г. Развитие континентальных рифтов и вулканизм // Континентальный и океанский рифтогенез. — М. : Наука, 1985. — С. 136—150.
100. Калустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. — М. : Наука, 1971. — 286 с.
101. Карбонатиты / Под ред. О.Таттла, Дж. Гиттинса. — М. : Мир, 1969. — 489 с.
102. Кирикилица С.И., Левенштейн М.Л., Стрекозов Н.Ф. и др. Некоторые итоги изучения алмазности Донецкого бассейна // Минерал. сб. — 1973. — Вып. 2, № 27. — С. 187—191.
103. Кириченко Л.П. Строение и формационное положение вулканогенной толщи юго-западного Донбасса: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. — М. : 1970. — 24 с.
104. Кириченко Л.П. Некоторые палеовулканические реконструкции для конца среднего и позднего девона юго-запада Донецкого бассейна // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. — 1974. — № 4. — С. 103—111.
105. Кириченко Л.П. Оливин-базальтовая формация зоны сочленения Украинского кристаллического щита и складчатого Донбасса и связанные с ней полезные ископаемые // Материалы к V Всесоюз. петрограф. совещ. — Алма-Ата, 1976. — Т. 2. — С. 76—77.

106. *Киселев А.И., Головкин Г.А., Медведев М.Е.* Химизм и некоторые вопросы петрогенезиса базальтов Байкальской рифтовой зоны // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. — Новосибирск : Наука, 1977. — С. 145—153.
107. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Т.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнезиального образования. — Новосибирск : Наука, 1979. — 196 с.
108. *Китык В.И., Белоус И.Р., Долишній Б.В. и др.* Ртутносодержащие соляные купола Днепровско-Донецкой впадины. — Киев : Наук. думка, 1981. — 168 с.
109. *Кітчук В.І., Смішко Р.М., Куцяба І.В.* Нові дані про абсолютний вік вулканічних порід Дніпровсько-Донецької западини // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1970. — № 1. — С. 17—19.
110. *Классификация* и номенклатура магматических горных пород. Справ. пособие / О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, С.В. Ефремов и др. — М. : Недра, 1981. — 160 с.
111. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М. : Изд-во АН СССР, 1955. — С. 335—453.
112. *Коржинский Д.С.* Теория процессов минералообразования. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — 23 с. (III чтения им. В.И. Вернадского).
113. *Коржинский Д.С.* Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1963. — № 3. — С. 54—64.
114. *Корзун В.П.* О верхнедевонских вулканогенных образованиях северо-востока Припятской впадины // Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. — Минск. : Наука и техника, 1970. — С. 162—170.
115. *Корзун В.П.* О возможной кимберлитосодержащести вулканогенного комплекса девона Припятской впадины // Докл. АН СССР. — 1976. — 20, № 10, — С. 924—927.
116. *Корзун В.П., Махнач Л.С.* Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. — Минск : Наука и техника, 1977. — 161 с.
117. *Костов И.* Минералогия. — М. : Мир, 1971. — 584 с.
118. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. — М. : Недра, 1964. — 386 с.
119. *Кузнецов Ю.А.* Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации // Геология и геофизика. — 1970. — № 9. — С. 3—24.
120. *Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В.* Принципы построения систематики магматических формаций на основе из вещественного состава // Проблемы петрологии. — М. : Наука, 1976. — С. 36—45.
121. *Кузнецова С.В., Хрущов Д.П.* Про паразит північно-західного Донбасу — Дніпровсько-Донецької западини // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1970. — № 11. — С. 975—979.
122. *Кулон Жан.* Разрастание океанического дна и дрейф материков. — М. : Недра, 1973. — 231 с.
123. *Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — Новосибирск : Наука, 1972. — 207 с.
124. *Кутолин В.А.* Новые данные о составе верхней мантии и некоторые проблемы происхождения магматических формаций // Геология и геофизика. — 1982. — № 9. — С. 3—19.
125. *Кухаренко А.А., Багдасаров Э.А.* Перовскиты ультраосновных-щелочных пород Кольского полуострова // Минерал. сб. № 2. — Материалы Всесоюз. геол. ин-та. Н.С. — 1961. — Вып. 45. — С. 37—66.
126. *Куцяба А.М.* Девон Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса // Геологическое строение и газонефтеносность ДДВ и северо-западных окраин Донецкого бассейна. — Киев : Изд-во АН УССР, 1954. — С. 101—128.
127. *Лавров Н.П.* Проект "Литосфера" // Наука и жизнь, 1982. — № 12. — С. 72—73.
128. *Лебединский Е.И.* Магматические формации Припятско-Днепровско-Донецкого грабенообразного прогиба // Докл. АН СССР, 1967. — 174, № 3. — С. 659—662.

129. *Лебединский В.И., Кириченко Л.П.* Строение и генезис девонской оливин-базальтовой формации Донбасса // Петрология и металлогения базитов. — М. : Наука, 1973. — С. 98—100.
130. *Левашов К.К.* Среднепалеозойская континентальная оливин-базальтовая формация северо-восточной Азии // Проблемы петрологии: Материалы к V Всесоюз. петрогр. совещ. — Алма-Ата, Наука, 1976. — Т. 1. — С. 169—172.
131. *Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. — М. : Наука, 1968. — С. 72—101.
132. *Логачев Н.А.* Последовательность и условия образования неоген-четвертичного комплекса пород // Восточно-Африканская рифтовая система. — М. : Наука, 1974. — Т. 1. — С. 62—226.
133. *Логачев Н.А.* О соотношении магматизма и тектоники при рифтовом режиме активизации материков (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон // Байкальский рифт. — Новосибирск : Наука, 1975. — С. 102—120.
134. *Логачев Н.А.* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. — М. : Наука, 1977. — 182 с.
135. *Логачев Н.А., Зорин Ю.А.* Строение и стадии развития Байкальского рифта // 27 Междунар. геол. конгр. Доклады. Тектоника. Т. 7. — М. : Наука, 1984. — С. 126—134.
136. *Логачев Н.А., Флоренсон Н.А.* Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. — Новосибирск : Наука, 1977. — С. 19—29.
137. *Лутц Б.Г.* Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов // Вестн. АН СССР. — 1973. — № 10. — С. 28—34.
138. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. — М. : Наука, 1975. — 167 с.
139. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. — М. : Недра, 1980. — 247 с.
140. *Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. — М. : Наука, 1971. — Т. 2. — 381 с.
141. *Любимова Е.А.* Тепловая аномалия в области Байкальского рифта // Байкальский рифт. — М. : Наука, 1968. — С. 159—166.
142. *Ляшенко А.М.* Атлас брахиопод и стратиграфии девона Русской платформы. — М. : Гостоптехиздат, 1959. — 451 с.
143. *Ляшкевич З.М.* Метасоматиты Восточного Приазовья. — Киев : Наук. думка, 1971. — 203 с.
144. *Ляшкевич З.М.* Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины — образования древней рифтовой зоны // Докл. АН СССР. — 1974. — 214, № 4. — С. 898—901.
145. *Ляшкевич З.М.* К вопросу о взаимосвязи девонской вулканогенной формации Днепровско-Донецкой впадины и траппов Русской платформы // Материалы к V Всесоюз. петрогр. совещ. Т. 1 : Проблемы петрологии. — Алма-Ата, 1976. — С. 262—263.
146. *Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В.* О слоистых силикатах в эффузивах Днепровско-Донецкой впадины // Минерал. сб., — 1974. — № 28, вып. 3. — С. 45—50.
147. *Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В.* О диабазах Днепровско-Донецкой впадины // Геология и геохимия горючих ископаемых. — 1975. — Вып. 43. — С. 59—64.
148. *Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В.* Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. — Киев : Наук. думка, 1977. — 177 с.
149. *Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В., АLEXИНА М.А.* Первый опыт реконструкции девонских вулканов в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журн. — 1980. — 40, № 1. — С. 44—50.
150. *Ляшкевич З.М., Марушкин А.И.* Вулканогенные формации Днепровско-Донецкой впадины. — Киев : Наук. думка, 1982. — 180 с.
151. *Ляшкевич З.М., Марушкин А.И., АLEXИНА М.А.* К минералогии слоистых силикатов, развитых в вулканических породах ДДВ // Минерал. сб. — 1981. — № 35. — Вып. 1. — С. 90—95.

152. *Ляшкевич З.М., Марушкин А.И., Мамчур Г.П.* Об эксплозивных карбонатах Днепровско-Донецкой впадины // Геология и геохимия горячих ископаемых. — 1978. — Вып. 51. — С. 68—72.
153. *Малеев Е.Ф.* Критерий диагностики фаций и генетических типов вулканитов. — М.: Недра, 1975. — 255 с.
154. *Маракушев А.А.* Некоторые общие проблемы петрологии // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1982. — № 2. — С. 57—76.
155. *Маракушев А.А., Перчук Л.П.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. — М.: Наука, 1974. — Вып. 4. — С. 102—130.
156. *Маракушев А.А., Фролова Т.И., Яковлева Е.Б., Емельяненко П.Ф.* Магматизм и земная кора // Вест. Моск. ун-та. — 1977. — № 1. — С. 3—29.
157. *Марушкин А.И.* О нахожде муассонита в вулканических породах Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1979. — 6. — С. 425—427.
158. *Марушкин А.И., Калининченко А.М., Бугаенко В.Н.* О гидроксильных группах в структуре магматических пироксенов // Геохимия. — 1979. — № 9. — С. 1416—1419.
159. *Марушкин А.И., Ляшкевич З.М., Галий С.А.* Геохимические признаки вулканических формаций Днепровско-Донецкой впадины // Геохимия. — 1981. — № 4. — С. 588—595.
160. *Маршинцев В.К., Щелчкова С.Г., Зольников Г.В. и др.* Новые данные о муассоните из кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. — 1967. — № 12. — С. 22—31.
161. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника среднепалеозойского Патомско-Вилуйского авлакогена. — М.: Недра, 1975. — 182 с.
162. *Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др.* Магматические формации СССР. — М.: Недра, 1979. — Т. 1. — 318 с.
163. *Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др.* Магматические формации СССР. — М.: Недра, 1979. — Т. 2. — 279 с.
164. *Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А.* Парагенезы магматических формаций и тектонические режимы // Петрология: Междунар. геол. конгр., 26 сес.: Докл. сов. геологов. — М.: Наука, 1980. — С. 13—20.
165. *Махнач А.С., Корзун В.П.* Вулканогенно-осадочные породы франского яруса верхнего девона Припятского прогиба // Докл. АН БССР: 1964. — 8, № 12. — С. 810—814.
166. *Махнач А.С., Корзун В.П.* О формационной принадлежности вулканогенных образований девона Припятской впадины // Докл. АН СССР. — 1977. — 234, № 3. — С. 657—660.
167. *Махнач А.С., Корзун В.П.* Состав и условия размещения девонских вулканогенных образований Припятской впадины // Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. — Киев: Наукова думка, 1977. — С. 14—23.
168. *Милановский Е.Е.* Основные типы рифтовых зон материков // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геол. — 1970. — № 2. — С. 13—36.
169. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. — М.: Недра, 1976. — 277 с.
170. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. — М.: Недра, 1983. — 280 с.
171. *Милановский Е.Е.* Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанский рифтогенез. — М.: Наука, 1985. — С. 5—24.
172. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез на древних платформах // Там же. — С. 168—190.
173. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984. — 496 с.
174. *Михайлов М.В., Филатов В.Ф.* К вопросу о возрасте Кемпендйской и Игыттинской впадин и Сунтарского погребенного горста // Геология и геофизика. — 1965. — № 7. — С. 60—67.
175. *Михайлов М.В., Филатов В.Ф.* Тектоническое строение Западно-Вилуйской поперечной краевой системы и Вилуйской синеклизы // Материалы по геологии и полез. ископаемым Якут. АССР. — 1966. — Вып. 15. — С. 88—100.
176. *Москалева В.Н.* Магматизм рифтовых зон // Проблемы петрологии: Материалы к V Всесоюз. петрогр. совещ. — М.: Наука, 1976. — Т. 1. — С. 7—10.

177. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. — М. : Наука, 1980. — 190 с.
178. *Нагибина М.С.* Континентальный рифтогенез и сопровождающие его проявления вулканизма // Проблемы рифтогенеза. — Иркутск, 1975. — С. 26—27.
179. *Наковник Н.И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. — М. : Недра, 1964. — 335 с.
180. *Наумов В.Б., Поляков А.И.* Термобарометрическое исследование включений в минералах вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки // Геохимия. — 1971. — № 4. — С. 379—386.
181. *Нейман Э.—Р., Рамберг И.* Палеорифты: заключительные замечания // Континентальные рифты. — М. : Мир, 1981. — С. 453—463.
182. *Негруца Т.Ф.* О рифтогенной природе раннепротерозойских вулканических структур Карелии // Докл. АН СССР. — 1981. — 259, № 4. — С. 930—933.
183. *Офтедаль К.* Главные геологические особенности грабена Осло // Континентальные рифты. — М. : Мир, 1981. — С. 283—297.
184. *Офтедаль К.* Происхождение магм лавового плато Вестфелль // Там же. — С. 149—164.
185. *Паллас П.С.* Путешествие по разным провинциям Российского государства // Спб.: Изд-во Рос. Акад. наук, 1788. — Ч. 3, 1 пол. — 624 с.
186. *Панов Б.С.* До металогеніт Донбасько-Тяньшаньского лінеамента // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1973. — № 3. — С. 706—709.
187. *Панов Б.С., Корчемзин В.А., Куценко В.И. и др.* Новые данные об изотопном составе углерода и кислорода карбонатов Приазовского массива и Донецкого бассейна // Вопросы прикладн. геохимии и петрофизики. — Киев : Вища школа, 1979. — С. 69—79.
188. *Панов Б.С., Ляшкевич З.М., Пилот И.* Изотопный состав серы, кислорода и углерода минеральных образований девона Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1981. — № 9. — С. 21—23.
189. *Панов Б.С., Никитин А.А., Пилот И.* Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов палеозоя Днепровско-Донецкой впадины // Там же. — № 5. — С. 17—19.
190. *Пистрак Р.М., Ляшенко А.И., Пашкевич Е.И. и др.* О первой находке нижнефранской (щигровской) фауны в девонских отложениях Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН СССР. — 1968. — 182, № 3. — С. 670—673.
191. *Пистрак Р.М., Пашкевич Е.И.* Литолого-фациальные комплексы фамена Днепровско-Донецкой впадины // Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. — М. : Наука, 1972. — С. 104—113.
192. *Пистрак Р.М., Пашкевич Е.И., Бритченко А.Д. и др.* Литологостратиграфический очерк // Проблемы промышленной нефтегазоносности девона Днепровско-Донецкой впадины. — Киев : Наукова думка, 1973. — С. 11—71.
193. *Полтавец Ю.А.* Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона-Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии / Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1975. — № 6. — С. 63—72.
194. *Поляков А.И.* Происхождение и эволюция дифференцированных серий вулканических пород в областях континентального рифтогенеза // Междунар. геол. конгр. — М. : Наука, 1984. — Т. 4. — С. 429.
195. *Поляков А.И., Кригман Л.В., Пустовалова М.Н.* Особенности химического состава вулканических пород // Восточно-Африканская рифтовая система. — М. : Наука, 1974. — С. 31—71.
196. *Порфирьев В.Б., Галабуца Н.И., Клочко В.П. и др.* Тектоника — основа нефтегеологического районирования Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журн. — 1981. — 41, № 4. — С. 69—79.
197. *Пузырев А.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В. и др.* Глубинное строение Байкальской и других континентальных рифтовых зон по сейсмическим данным // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. — Новосибирск : Наука, 1977. — С. 30—35.

198. *Развалеве А.В.* Дорифтовый этап развития Красноморско-Аденской рифтовой зоны // Геотектоника. — 1984. — № 1. — С. 30—35.
199. *Развалеве А.В.* Ранние стадии развития ("созревания") зон континентального рифтогенеза // Континентальный и океанский рифтогенез. — М.: Наука, 1985. — С. 190—201.
200. *Рамберг И., Морган П.* Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // 27 Междунар. геол. конгр. : Доклады. Т. 7 : Тектоника. — М.: Наука, 1984. — с. 78—108.
201. *Рамберг И.Б., Нейман Э.-Р.* Системы палеорифтов. Введение // Континентальные рифты. — М.: Мир, 1981. — С. 13—19.
202. *Рамберг И., Сьелднес Н.* Тектоническая история области Осло // Там же. — С. 297—319.
203. *Рингвуд А.Е.* Состав и происхождение Земли. — М.: Наука, 1981. — 112 с. — (XVII чтен. им. В.И.Вернадского).
204. *Румянцева Н.А.* Вариации химизма базальтов Урала // Геохимия. — 1979. — № 4. — С. 509—518.
205. *Рыбалко С.И., Ткачук Л.Г., Лахнюк В.М. и др.* Первая находка кристалла алмаза в девонских отложениях Припятского прогиба // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1978. — № 9. — С. 792—795.
206. *Самойлов В.С., Багдасаров Ю.А.* Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1975. — № 10. — С. 27—35.
207. *Сегальстад Т.В.* Петрология базальтовых пород Шиен и раннего базальтового вулканизма пермского рифта области Осло // Континентальные рифты. — М.: Мир, 1981. — С. 164—170.
208. *Семеновко Н.П., Плаксенко А.А., Гавриш В.К. и др.* Новые данные по определению абсолютного возраста кристаллических пород Восточно-Европейской платформы // Геолого-радиологические интерпретации несходящихся значений возраста. — М.: Наука, 1973. — С. 137—143.
209. *Семеновко Н.П., Савченко Н.А., Бритченко А.Д.* Циклы вулканизма Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса и проблема металлогенности северного склона Украинского щита // Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. — Киев: Наукова думка, 1977. — С. 5—13.
210. *Синицын А.В., Кушев В.Г., Марков Е.И.* Структурно-тектоническое районирование Украинского щита // Вестн. Ленингр. ун-та. — 1984. — № 6. — С. 5—11.
211. *Смирнов Б.И.* Статистические методы в геологии. — Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1977. — 120 с.
212. *Скаржинский В.И.* Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. — Киев: Наук. думка, 1973. — 203 с.
213. *Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магм. — М.: Наука, 1973. — 34 с. — (Чтения им. В.И.Вернадского).
214. *Соболев В.С., Кележинская В.В.* Типы дифференциации серий вулканических пород // Геология и геофизика. — 1971. — № 12. — С. 9—18.
215. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974. — 264 с.
216. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и верхняя мантия // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1976. — С. 103—111.
217. *Соколов Б.А.* Рифтогенез и нефтегазоносность // Континентальный и океанский рифтогенез. — М.: Наука, 1985. — С. 84—93.
218. *Соллогуб В.Б., Калюжна Л.Т.* Сейсмична модель земної кори Дніпровсько-Донецького авлакогену // Доп. АН УРСР. — Сер. Б. — 1982. — № 7. — С. 24—26.
219. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Щукин Ю.К.* Глубинные неоднородности верхней мантии и их влияние на структуру и динамику земной коры // 27 Междунар. геол. конгр. : Доклады. Т. 7 : Тектоника. — М.: Наука, 1984. — С. 182—192.

220. *Соллогуб В.Б., Червинская М.В., Чекунов А.В.* Днепровско-Донецкий авлакоген – рифтовая система в теле Европейской платформы // Проблемы рифтогенеза. – Иркутск, 1975. – С. 107–108.
221. *Соловьев С.П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. – Л.: Наука, 1970. – 311 с.
222. *Соломко Е.* О кристаллической породе с. Исачек. Спб., 1884. – Т. 14. Вып. 2.
223. *Ступак Ф.М.* Первая находка лейцитосодержащих лав в кайнозое Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. – 1980. – 255, № 3. – С. 697–700.
224. *Сунваль Б.* Отношение Rb/Cr в магматических породах области // Континентальные рифты. – М.: Мир, 1981. – С. 137–140.
225. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. – М.: Изд-во иностр. лит., 1961. – 592 с.
226. *Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П.* Цирконий // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1: Геохимия редких элементов. – М.: Наука, 1964. – С. 284–321.
227. *Тресков А.А.* Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта // Байкальский рифт. – М.: Наука, 1968. – С. 72–102.
228. *Тугаринов А.И.* Общая геохимия. – М.: Атомиздат, 1973. – 288 с.
229. *Уайли П.Дж., Таттл О.Ф.* Система $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ и происхождение карбонатитов // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. – М.: Изд-во иностр. лит. 1963. – С. 66–125.
230. *Уильямс Л.А.Дж.* Эволюция вулканизма Кенийского рифта // Континентальные рифты. – М.: Мир, 1981. – С. 75–92.
231. *Урусов В.С.* Пределы изоморфных замещений и термобарометрия // Геохимия. – 1978. – № 4. – С. 531–545.
232. *Урьев И.И., Бордон В.Е., Корзун В.П.* Геологические и литолого-геохимические особенности горизонтального ряда нижнефаменских формаций Припятской впадины // Геологическое изучение территории Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1978. – С. 112–115.
233. *Усенко И.С., Бернадская Л.Г.* О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1954. – № 2. – С. 28–43.
234. *Усенко І.С., Бернадська Л.Г., Котловська Ф.І.* Нові дані абсолютного віку постпротерозойських ефузивних порід // Геол. журн. – 1958. – т. 18, Вып. 5. – С. 83–88.
235. *Успенская Н.Ю., Таусон Н.Н.* Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. – М.: Недра, 1972. – 296 с.
236. *Устиев Е.К.* Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1970. – № 4. – С. 47–68.
237. *Флоренсов Н.А.* Рифты Байкальской горной области // Проблемы строения земной коры и верхней мантии. – М.: Наука, 1970. – С. 146–150.
238. *Флоренсов Н.А., Солоненко В.П., Логачев Н.А.* Кайнозойский вулканизм рифтовых зон // Вулканизм и тектогенез. – М.: Наука, 1968. – С. 146–151.
239. *Фрадкин Г.С.* О средне- и верхнепалеозойских отложениях на западе Вилуйской впадины // Геология и геофизика. – 1960. – № 8. – С. 11–22.
240. *Фролова Т.И., Гуцин А.В., Бурикова И.А. и др.* Происхождение базальтов зоны перехода от континента к океану // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. – 1978. – № 3. – С. 100–115.
241. *Харитонов В.Д., Біланов В.М., Волкова В.Ф. та ін.* Про зв'язок просторового розміщення родовищ нафти і газу з розломно-блокового тектонікою фундаменту Дніпровсько-Донецької западини // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – № 9. – С. 789–792.
242. *Хоменко В.А.* Схема стратиграфічного розчленування девонських відкладів Дніпровсько-Донецької западини // Геол. журн. – 1970. – № 6. – С. 106–107.
243. *Хоменко В.А.* Девонские отложения Днепровско-Донецкой впадины и сопредельных территорий юго-запада Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. – Киев, 1981. – 42 с.

244. Хоменко В.А., Звідіс Б.Б. Изотопний вік осадовчих порід девону Дніпровсько-Донецької западини // Доп. АН УРСР. — 1974. — № 2. — С. 127—131.
245. Цептер И.Я., Кузнецова И.В. О величине элементарной ячейки и составе магнетита эффузивных пород // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. Ч. 104, № 4. — С. 452—455.
246. Чебаненко І.І. Природа нафти з позицій загального еволюційного розвитку вуглецевих сполук у космосі та на Землі // Вісн. АН УРСР. — 1980. — № 11. — С. 44—51.
247. Червинская М.В., Соллогуб В.В. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. — Киев : Наук. думка, 1980. — 180 с.
248. Шемлякин В.М., Афанасьева Л.И., Терентьева М.В. Гидроксилсодержащий ромбический пироксен из чернокитов Северной Карелии // Докл. АН СССР. — 1967. — 175, № 2, — С. 438—440.
249. Шейнманн Ю.С. Очерки глубинной геологии. — М. : Недра, 1968. — 231 с.
250. Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород // Тр. Ин-та геологии Урал. фил. АН СССР. — 1964. — Вып. 2. — 106 с.
251. Штейнберг Д.С. О петрохимическом методе при изучении эффузивных горных пород // Палеовулканизм Урала. Вып. 1 : Вопросы методики изучения областей древнего вулканизма. — Свердловск, 1968. — С. 176—183.
252. Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н., Вилсов В.А. О соотношении фтора и хлора в акцессорных апатитах // Тр. Ин-та геол. и геохим. Урал. науч. центра АН СССР. — Свердловск, 1974. — С. 122—126.
253. Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. Формационное деление магматических образований. — М. : Наука, 1963. — 213 с.
254. Щербак Н.П., Бартицкий Е.Н., Луговой И.П. Изотопная геология Украины. — Киев : Наук. думка, 1981. — 248 с.
255. Щербак Н.П., Луговая И.П., Загитко В.Н. и др. Изотопно-геохимические критерии выделения карбонатитов на Украине // Тр. VII Всесоюз. симпоз. по стабил. изотопам в геохимии. — М., 1978. — С. 165—167.
256. Элстон В.Е. Рифтообразование и вулканизм Провинции бассейнов и хребтов в районе Нью-Мексико, юго-запад США // Континентальные рифты. — М. : Мир, 1981. — С. 69—74.
257. Яншин А.Л. Что же такое рифты? // Основные проблемы рифтогенеза. — Новосибирск : Наука, 1977. — С. 5—16.
258. Яншин А.Л. Неоднородности верхней мантии — индикатор движущих механизмов тектоники // 27 Международ. геол. конгр. : Тезисы. — М. : Наука, 1984. — Тезисы. — С. 467—468.
259. Vaily D.K. Continental rifting and alkaline magnetism // The Alkaline Rocks / Ed. by H. Srensen. — London etc., 1974. — P. 148—159.
260. Baker V.H., Goles G.G., Leeman W.P., Lindstrom M.M. Geochemistry and petrogenesis of basalt-benmoreite-trachite suite from south part of the Gregory Rift, Kenya // Contribs. Mineral and Petrol. — 1977. — 64. — P. 303—332.
261. Baker V.H., Mohr P.A., Williams L.A.I. Geology of the Eastern rift system of Africa // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. — 1972. — N 136. — P. 67.
262. Baker V.H., Wohlenberg J. Structure and evolution of the Kenya Rift Valley // Nature. — 1971. — 229. — P. 538—542.
263. Brock B.B. The rift valley craton. The world rift system // Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. — 1966. — N 66—14. — P. 99—123.
264. Cloos H. Hebung—Spaltung—Vulkanismus // Geol. Rtdsch. — 1939. — Bd 30. — P. 637—640.
265. Dawson I.B., Powell D.I., Reid A.M. Ultrabasic xenoliths and lava from the Lashaine Volcano, Northern Tanzania // J. Petrol. — 1970. — 11, N 3. — P. 56—76.
266. El-Hinnawi E.E. Petrochemical characters of African Volcanic rocks: Part I, Ethiopia and Red Sea Region // Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. — 1964. — H. 3. — P.315—328.
267. Ernst Th., Kohler H., Schutz D., Schwab R. The volcanism of the Vogelsberg (Hessen) in the North of the Rhinegraben Rift System // Graben Probl. Intern. Rift Symp. Karlsruhe. Sci. Rept. — Stuttgart, 1970. — N 27, — P. 143—145.

268. *Ficke B.* Petrologische Untersuchungen an tertiären basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten der Rhon. *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* — 1961. — **7**, H. 3. — S. 335–436.
269. *Frechen I., Vieten K.* Petrographie der Vulkanite der Siebengebirges // *Decheniana.* — 1970. — **122**. — N 2. — P. 337–377.
270. *Frenzel G.* On Petrochemistry and Genesis of the Volcanic Rocks from the Katzenbuckel (Odenwald) // *The Rhinegraben progress rept 1967 / Ed. Rothe K. Sauer.* — Freiburg ; Strasbourg, 1967. — P. 131–133.
271. *Gehnes P., Wimmenaur W.* Geochemical studies of igneous rocks of the Rhine graben region // *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* — 1965. — V. 2. — P. 49–56.
272. *Griffiths D.H.* Some comments on the results of a seismic refraction experiments in the Kenia rift // *Tectonophysics.* — 1972. — **15**, N 1/2, — P. 151–156.
273. *Hentschel H. and Pfeffer P.* Chemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten des Westerwaldes // *Geol. Jahrb.* — 1954. — P. 69.
274. *Illies I.H.* An intercontinental belt of the world rift system // *Tectonophysics.* — 1969. — **8**, N 1. — P. 5–29.
275. *Jasmund K. and Schreiber T.* Geochemische und petrografische Untersuchungen an basaltischen Gesteinen der Eifel aus der Umgebung von Daun // *Chem. Erde.* — 1965. — **24**, N 1. — S. 27–66.
276. *Kazmin V.* Geodynamic control of rift volcanism // *Geol. Rdsch.* — 1980. — **69**, N 3. — P. 757–769.
277. *Keith M.L., Weber I.N.* Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 1964. — **28**, N 11. — P. 11–27.
278. *Keller Jörg.* Carbonatitic volcanism in the Kaiserstuhle alkaline complex: evidence for high γ fluid carbonatitic melts at the earth's surface // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* — 1981. — **9**, N 4, — P. 423–431.
279. *King B.C., Chapman G.R.* Volcanism of the Kenye Rift Valley // *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A.* — 1972. — **271**. — P. 185–208.
280. *Kuno H.* High-alumina basalt // *J. Petrol.* — 1960. — **1**. — P. 121–145.
281. *Larsen B.T.* Krokskogen Lava Area // *The Oslo paleorift.* — A review and guide to Excursions, 1978. — NGU N 337. — Bull. N 45. — Universitetsforlaget, — P. 143–162.
282. *Lippelt A.J., Todt W., Horn P.* Apparent Potassium-Argon Ages of lower tertiary Rhine Graben Volcanics // *Approaches to taphrogenesis.* — Inter-Union Comm. on geodynamics, Sci., Rp. Stuttgart, 1974. — N 8. — P. 213–221.
283. *Litochleb J.* Franklinit z Hranicne ve Slezku // *Cas. miner. a geol.* — 1974. — **19**, N 13. — P. 301–304.
284. *Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* — 1964. — **5**, N 1. — P. 82–133.
285. *Martini H.J., Pilger A., Schiebel W.* Die Verbreitung der Eruptiva in der Hohen Rhon // *Geol. lb.* — 1970. — **88**. — P. 127–136.
286. *McConnell D.* *Apatite.* Its crystal chemistry, mineralogy, utilization and geologic and biologic occurrences. — Wien ; New York ; Springer, 1983. — 111 p.
287. *Mohr P.* Catalog of Chemical Analyses of Rocks from the Intersection of the African, Gulf of Aden, and Red Sea Rift Systems. — Washington (D.C.) 1970. — 270 p.
288. *Mohr P.* Musins on continental rifts // *Continental and oceanic rifts.* — Washington (D.C.), 1982. — Vol. 8. — P. 293–309.
289. *Mueller St., Peterschmitt E., Fuchs K., Ausorge J.* Crustal Structure beneath and Rhinegraben from seismic refraction and measurements // *Tectonophysics.* — 1969. — **8**. — N 4/6. — P. 529–542.
290. *Neumann E.R.* Petrology of the plutonic rocks // *The Oslo paleorift. A review and guide to Excursions, 1978.* — NGU, N 337. bull. N 45. — Universitetsforlaget. — p. 25–34.
291. *Ramberg J.B., Larsen B.T.* Tectonomagmatic evolution // *The Oslo paleorift.* — A review and guide to Excursions, 1978. — NGU N 337. — bull. N 45. — P. 55–74.

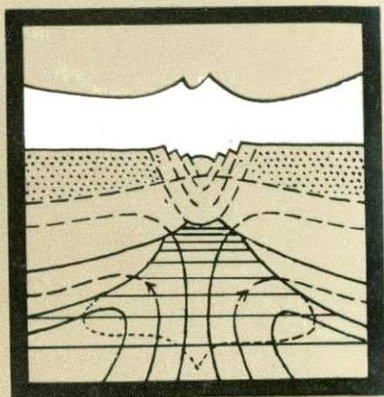
292. *Rao J.S.* Occurrence of franklinite in manganese deposits of Koduru // *Curr. Sci. (India)*. — 1968. — **37**, N 1. — P. 16–17.
293. *Sowerbutts W.T.C.* Crustal structure of the East Africa plateau and rift valley from gravity measurements // *Nature*. — 1969. — **223**. — P. 143–146.
294. *Thorton C.P., Tuttle O.F.* Chemistry of igneous rocks. 1. Differentiation index // *Amer. J. Sci.* — 1960. — **258**. — N 9. — P. 664–684.
295. *Wedepohl K.H.* Geochemische und petrographische Untersuchungen an einigen jungen Eruptivgesteinen Nordwestdeutschlands // *Fortschr. Minér.* — 1961. — **39**, N 1. — P. 142–148.
296. *Wilkinson I.F.G.* Coinopyroxenes of alkali-basalt magma // *Amer. Miner.* — 1956. — **41**, N 9/10. — P. 725–743.
297. *Williams L.A.* The volcanics of the Gregory rift valley, East Africa // *Bull. Volcan. Erupt.* — 1971. — **34**, N 2. — P. 439–465.
298. *Williams L.A.* The Kenya rift volcanics: a note on volumes and chemical compositions // *Tectonophysics*. — 1972. — **15**, N 1/2, P. 83–96.
299. *Wimmenauer W.* Beiträge zur Petrographie Kaiserstuhls, 4, 5. — *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* — 1962. — **98**, N 2. — S. 133–173.
300. *Wimmenauer W.* Igneous rocks of the Rhinegraben // *The Thinegraben progress report 1967* / Ed. I. Rotf.e, K. Sauer. — Freiburg ; Strasbourg, 1967. — vol. 6. — P. 144–148.
301. *Wimmenauer E.* The alkaline province of Central Europe and France // *The Alkaline Rocks* / Ed. by H.Srensen. — London etc., 1974. — 238–270.

| | |
|--|-----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ | 3 |
| <i>Глава I.</i> ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА — ЗВЕНО СУБШИРОТНОГО ПАЛЕЗОЙСКОГО РИФТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ | 6 |
| 1. Основные черты геолого-тектонического строения региона и его обрамления | 6 |
| 2. Вулканизм и рифтогенез Днепровско-Донецкой впадины | 12 |
| 3. Рифтовый магматизм Припятской впадины, Донбасса, Воронежской антеклизы | 22 |
| <i>Глава II.</i> ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ | 28 |
| 1. Минерало-петрографическая характеристика вулканических комплексов | 28 |
| 2. Химизм и геохимическая специализация вулканитов | 51 |
| 3. Гидротермально-метасоматические процессы | 58 |
| 4. Изотопия отдельных элементов | 61 |
| <i>Глава III.</i> МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПРИПЯТСКО-ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО ПАЛЕОРИФТА | 67 |
| 1. Формационные признаки вулканитов Днепровско-Донецкой впадины | 67 |
| 2. Петрохимическое сродство девонских вулканических пород Припятской, Днепровско-Донецкой впадин, Донбасса и Воронежской антеклизы | 75 |
| 3. Эндогенные формации палеорифта и их рудоносность | 88 |
| 4. Вулканизм и нефтегазоносность палеорифта | 93 |
| 5. Связь магматических процессов с тектоническим строением и развитием Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта | 97 |
| <i>Глава IV.</i> СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЗМА ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ ФАНЕРОЗОЯ | 104 |
| 1. Особенности магматических процессов современных рифтов: Рейнского, Байкальского, Восточно-Африканского | 104 |
| 2. Вулканизм древних рифтовых зон: Патомско-Виллюйского авлакогена и грабена Орло | 120 |
| 3. Минерало-петрографические и геохимические критерии мантийной природы рифтового магматизма | 130 |
| 4. Общие признаки и эволюция рифтогенного магматизма в фанерозое | 139 |
| 5. Геодинамика магматизма эпиконтинентальных рифтов | 153 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 159 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ | 162 |

2 р. 10 к.

4792

**МАГМАТИЗМ
ПРИПЯТСКО-
ДНЕПРОВСКО-
ДОНЕЦКОГО
ПАЛЕО-
РИФТА**



НАУКОВА ДУМКА 1987