

В. П. КОРЗУН, А. С. МАХНАЧ

ВЕРХНЕДЕВОНСКАЯ  
ЩЕЛОЧНАЯ  
ВУЛКАНОГЕННАЯ  
ФОРМАЦИЯ  
ПРИПЯТСКОЙ  
ВПАДИНЫ

В. П. КОРЗУН, А. С. МАХНАЧ

ВЕРХНЕДЕВОНСКАЯ  
ЩЕЛОЧНАЯ  
ВУЛКАНОГЕННАЯ  
ФОРМАЦИЯ  
ПРИПЯТСКОЙ  
ВПАДИНЫ

0861

МИНСК  
Издательство «Наука и техника»  
1977





## ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших проблем современной геологической науки — познание состава и строения глубинных зон земной коры и верхней мантии. В этой связи особый интерес представляет детальное и всестороннее исследование пород, образовавшихся из глубинных мантийных магм, особенностей их проявления во времени и пространстве, роли их в истории развития отдельных регионов.

Рассматриваемые щелочно-ультраосновные, средние щелочные и щелочно-базальтоидные представители таких пород, имеющие распространение в восточной части Припятской впадины, — один из интереснейших объектов для решения задач, поставленных в связи с проблемой верхней мантии. На важность изучения подобных серий пород с точки зрения познания глубинного строения земных недр не раз указывали Г. Д. Афанасьев (1961, 1964) и др. Однако, кроме чисто научного интереса, всестороннее изучение специфического верхнедевонского вулканизма было вызвано и его практической значимостью в проблеме выявления перспектив нефтегазоносности Припятской впадины, поскольку глубинные тектоно-магматические процессы, обуславливавшие вулканизм, оказывали большое влияние на весь ход позднедевонского этапа развития впадины.

Первые сведения о наличии в девонских отложениях восточной части Припятской впадины мощных эффузивно-пирокластических толщ были получены в 1964 г. после окончания бурения Борщевской нефтепоисковой скважины Р1. Эти данные нашли отражение в статьях А. С. Махнача и В. П. Корзуна (1965<sub>1</sub>) и В. П. Корзуна (1965). Указания на наличие в различных горизонтах верхнедевонских отложений Припятской впадины прослоев пирокластических пород приводились ранее в работах В. К. Голубцова и А. С. Махнача (1961), А. С. Махнача и др. (1963) и других исследователей, где эти породы связывались с уже известным в то время черниговским очагом вулканизма. Этот очаг базальтовой магмы, расположенный в сопредельном с Припятской впадиной районе северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ)

и выявленный бурением Черниговской опорной скважины в 1952 г., был охарактеризован в ряде работ украинских геологов: И. С. Усенко и Л. Г. Бернадской (1954<sub>1</sub>, 1954<sub>2</sub>); Ф. Е. Лапчик (1954); Л. Г. Бернадской, Ф. Е. Лапчик, И. С. Усенко (1954); В. А. Витенко и Е. И. Вульчина (1959) и др.

В последующие годы Управлением геологии при СМ БССР, а затем и объединенном «Белоруснефть» в районе развития верхнедевонских вулканогенных толщ производилось бурение нефтепоисковых, параметрических и структурных скважин, керн которых систематически изучался В. П. Корзуном. Полученный материал позволил произвести некоторые обобщения и сделать выводы относительно вещественного состава, генезиса и условий формирования пород вулканогенной формации, а также геологического строения зоны сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин. Указанная зона (район Лоевской седловины и Брагинского выступа кристаллического фундамента) долгое время оставалась геологически почти не изученной, что обусловило различия во взглядах на характер взаимоотношения обеих впадин. Первые же пробуренные здесь глубокие скважины вскрыли разнообразные по составу вулканогенные образования, а установление в целом ультраосновного — щелочного характера обнаруженного вулканизма поставило ряд весьма сложных геолого-петрографических и тектонических вопросов. В то же время продолжающееся со все возрастающей интенсивностью всестороннее изучение верхнедевонских отложений Припятской впадины в связи с установлением их промышленной нефтегазоносности и соленосности упиралось в нерешенные вопросы геологии крайнего востока впадины — зону, через которую осуществлялось сообщение ее с остальной частью Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена.

В этой связи были проведены исследования, результаты которых изложены в данной книге: 1) выяснен вещественный состав вулканических пород, их формационная принадлежность и отношение к девонской вулканогенной формации сопредельной территории ДДВ; 2) установлен наиболее вероятный генезис пород формации и причины проявления щелочного вулканизма в данном районе авлакогена; 3) определены палеогеографические условия проявления обнаруженного вулканизма с целью получения представления о характере взаимосвязи Припятской и Днепровско-Донецкой впадин в верхнем девоне; 4) выяснены взаимоотношения вулканогенных и нормально-осадочных (в том числе и соленосных) толщ девона Припятской впадины с целью получения возможности корреляции ее разрезов через вулканогенные разрезы востока с девонскими отложениями северо-запада ДДВ; 5) рассмотрены влияние девонского вулканизма на осадконакопление

в Припятской впадине и возможность использования этого влияния для корреляции разрезов нефтеперспективных толщ; 6) выяснена возможность генетической связи с выявленной формацией некоторых полезных ископаемых.

При диагностике вулканогенных пород широко использовались данные химических анализов в пересчете по методу А. Н. Заварицкого и оптическое исследование порообразующих минералов на столике Федорова. Для корреляции вулканогенных разрезов с нормально-осадочными и установления влияния вулканизма на осадконакопление производилось петрографическое и химическое изучение осадочных пород. Для выяснения вопросов генезиса пород вулканогенной формации наряду с анализом геотектонической обстановки и петрохимическими методами применялись геохимические исследования. При петрографическом расчленении разрезов и их корреляции (в связи с селективным отбором керна) широко использовались материалы геофизического исследования скважин (диаграммы КС, ГК, НГК, КВ и др.).

Для разделения вулканокластических пород по размеру обломков в работе принята классификация Е. Ф. Малеева (1959): пелитовые породы —  $< 0,01$  мм; алевроитовые —  $0,01 - 0,1$  мм; псаммитовые —  $0,1 - 2$  мм; псефитовые —  $2 - 10$  мм; агломератовые —  $> 1$  см.

В связи с тем что для многих эффузивных пород востока Припятской впадины отсутствуют наименования, соответствующие палеотипным разностям, мы, разделяя точку зрения Е. К. Устиева (1959), в данной работе отказались от применения двойной номенклатуры эффузивов, ограничившись использованием наименований, применяющихся для кайнотипных лав.

При стратиграфическом расчленении вулканогенных разрезов и выяснении взаимоотношения вулканогенных и соленосных толщ мы, кроме своих исследований, пользовались также содержащимися в различных опубликованных источниках материалами В. К. Голубцова, Л. С. Линник, С. А. Кручека, Э. К. Демиденко, Г. И. Кедо, В. И. Авхимович, Н. С. Некрята, В. З. Кислика, Д. М. Ерошиной, Э. А. Высоцкого и др.

Большую помощь в сборе полевых материалов и в проведении исследований девонских вулканогенных образований оказали геологи организаций УГ при СМ БССР, объединения «Белоруснефть» и треста «Черниговнефтегазразведка» З. Л. Познякевич, В. А. Богоино, В. А. Аввакумов, М. А. Рынский, А. И. Каратаев, И. Е. Котельников, А. И. Филиппов, В. Н. Макаревич, С. Я. Худяков, А. Д. Бритченко, К. С. Супрунюк. Ценные консультации и советы получены авторами от доктора геолого-минералогических наук В. И. Гоньшаковой (ИГЕМ).

## СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Припятская впадина, расположенная в юго-восточной части Белоруссии, представляет собой крупную (около 34 тыс. кв. км) отрицательную структуру субширотного простирания, являющуюся северо-западной оконечностью Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Она расположена между Украинским щитом на юге, Белорусской антеклизой и Жлобинской седловиной на севере. На западе впадина граничит с Полесской седловиной — областью неглубокого погружения фундамента, соединяющей Украинский щит с Белорусской антеклизой, на востоке сочленяется с Днепровско-Донецкой впадиной в районе Брагинского выступа кристаллического фундамента и Лоевской седловины (рис. 1). С украинским щитом, Белорусской антеклизой, Жлобинской седловиной и юго-западным склоном Воронежской антеклизы Припятская впадина сочленена зонами региональных глубинных разломов, вдоль которых наблюдается крутое погружение кристаллического фундамента на глубину 3,5—5 км. Эти разломы ограничивают Припятскую впадину с севера и юга и, несколько изменяя свое направление в районе Брагинско-Лоевских поперечных дислокаций, уходят далеко на юго-восток, образуя борта Днепровско-Донецкой впадины. На западе впадина сочленяется с Полесской седловиной путем постепенного подъема фундамента к северо- и юго-западу. Исключением является Микашевичский выступ, глубоко вдающийся в западную часть впадины в качестве отрога Полесской седловины.

Внутренняя структура впадины отличается большой сложностью. Ложе ее характеризуется блоковым строением кристаллического фундамента, обусловившим выделение ряда крупных депрессий и выступов, по отношению к самой впадине являющихся структурами второго порядка. По мнению ряда исследователей (Горелик и др., 1968), эти тектонические элементы представляют собой сложную систему моноклиналильных структур фундамента — тектонических ступеней,

простирающихся в субширотном направлении вдоль всей территории Припятской впадины, исключая западные ее районы, где, видимо, происходит постепенное выполаживание этих структур. С севера и юга они ограничены региональными «ступенеобразующими» разломами (рис. 2), часть из которых, поворачивая в районе Лоёвской седловины на юго-восток, уходит в пределы Днепровско-Донецкой впадины. Падающие крыльев этих моноклиналей в северной части впадины северное, в южной — южное, в центральной зоне — и то и другое. В местах максимального погружения крыльев моноклиналей, в так называемых депрессиях, глубины залегания кристаллического фундамента составляют 3,5—6 км, и только в западных краевых частях впадины они уменьшаются до 2—2,5 км. Депрессионные зоны и выступы фундамента в свою очередь осложнены более мелкими локальными погружениями и поднятиями (тектонические структуры третьего порядка). Они унаследованы отложениями осадочного чехла, где часто осложнены проявлениями соляного тектогенеза.

Начало образования Припятской впадины большинство геологов связывает с воронежским временем позднего девона. Именно в это время, по данным В. К. Голубцова и А. С. Махнач (1961), началось интенсивное погружение территории впадины по краевым глубинным разломам, хотя некоторое обособление в тектоническом развитии указанной территории началось, как отмечают некоторые геологи (Горелик, 1964 и др.), уже в среднем девоне. Интенсивное погружение впадины с незначительными перерывами и постепенным нарастанием амплитуд продолжалось до раннего карбона. Однако и далее слабое, все уменьшающееся погружение этой территории прослеживается с перерывами вплоть до четвертичного периода.

Преимущественно отрицательные движения на протяжении столь длительного времени способствовали накоплению

Рис. 1. Основные тектонические элементы территории БССР (Горелик и др., 1968; Геология СССР, т. III, 1971): 1 — Белорусская антеклиза; 2 — Украинский кристаллический щит; 3 — Воронежская антеклиза; 4 — Микашевичский выступ; 5 — Брестская впадина; 6 — Припятская впадина; 7 — Днепровско-Донецкая впадина; 8 — Оршанская впадина; 9 — Полесская седловина; 10 — Жлобинская седловина; 11 — Латвийская седловина; 12 — склоны Белорусской антеклизы



зы

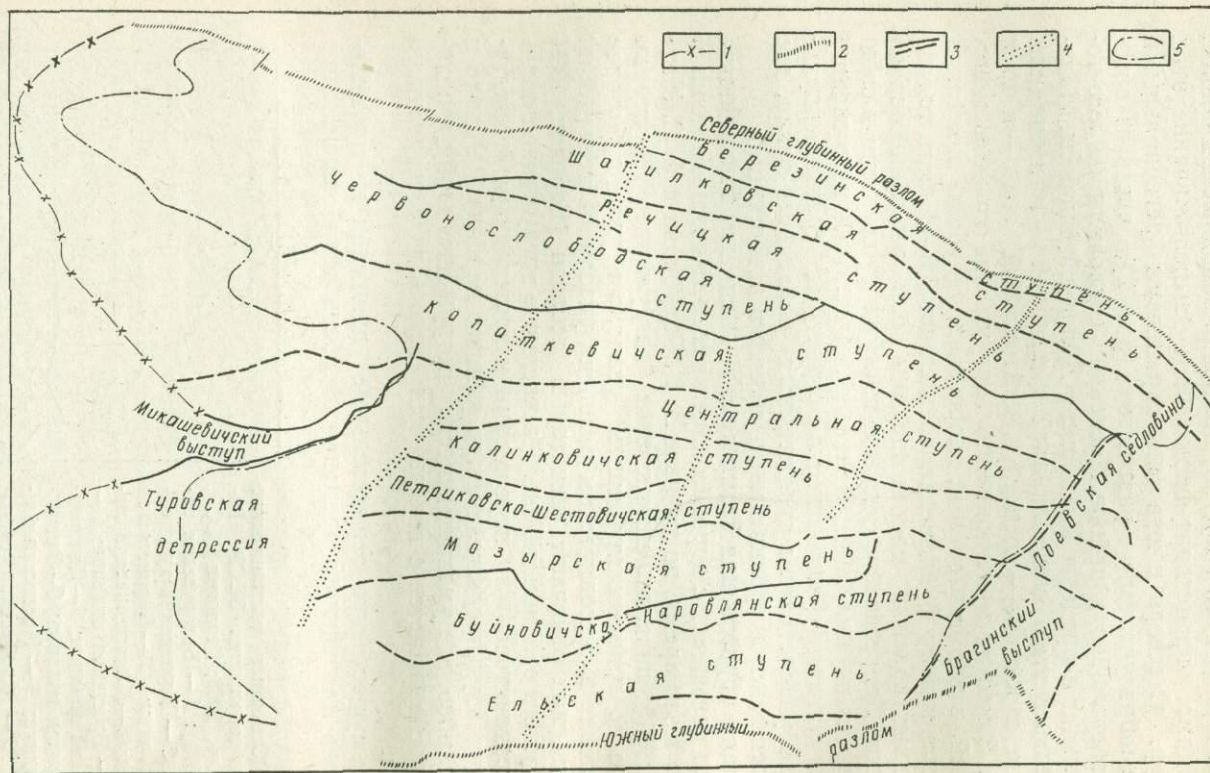


Рис. 2. Тектоническое районирование Припятской впадины (Горелик и др., 1968): 1 — условные границы Припятской впадины на западе; 2 — глубинные разломы, ограничивающие Припятскую впадину на севере и юге; 3 — ступенеобразующие разломы; 4 — разломы субмеридионального и северо-восточного простирания, предположительно намечаемые по косвенным геолого-геофизическим данным; 5 — контуры распространения отложений отложения галогенной формации

и сохранению во впадине больших мощностей осадочных отложений, отсутствующих в смежных районах ( $D_3$ —Т) или имеющих там значительно меньшие мощности (J—N).

Суммарная мощность заполняющих впадину осадочных пород достигает местами 5—6 км. В их составе выделяются отложения верхнего протерозоя (рифей, венд), девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и антропогена. Из них наибольших мощностей (до 3,5—4 км) достигают девонские отложения, залегающие на породах верхнего протерозоя или кристаллического фундамента. К ним приурочены промышленные месторождения каменных и калийных солей, нефти, высокоминерализованные воды и рассолы, горючие сланцы и другие полезные ископаемые.

В составе девонских отложений Припятской впадины установлены образования среднего и верхнего отделов (живетский, франский и фаменский ярусы), слагающие подсолевою терригенную, подсолевою карбонатную, нижнюю соленосную, межсолевою, верхнюю соленосную и надсолевою литологические толщи.

Подсолевая терригенная толща характеризуется мощностями от 140 м на востоке впадины до 300 м на западе. В ее составе выделены пярнуский и наровский горизонты, сложенные доломитами, мергелями, глинами, алевролитами, песчаниками с частыми прослоями ангидрита, а в отдельных разрезах и галита; старооскольский, пашийский и кыновский горизонты, сложенные песчаниками, алевролитами и глинами.

Подсолевая карбонатная толща имеет мощность от 115 м на западе впадины до 365 м на востоке. В ее составе выделены саргаевский и семилукский горизонты, сложенные в основном известняками и доломитами; алатырский, воронежский и частично евлановский горизонты, представленные мергелями, известняками, доломитами и ангидритами.

Отложения нижней соленосной толщи (верхи евлановского и ливенский горизонт) характеризуются мощностями от 60 до 1160 м. Они сложены чередующимися прослоями каменной соли и несолевых пород (глин, мергелей, ангидритов, доломитов, песчаников и алевролитов) при значительном преобладании каменной соли (60—70%). На востоке впадины в толще отмечены прослои вулканических туфов и туффитов.

Межсолевые отложения (верхи ливенского, задонский и елецкий горизонты) имеют мощность от 150—200 до 870 м и характеризуются несколькими типами разрезов: карбонатно-терригенным (известняки, доломиты, мергели, глины, песчаники), карбонатным (известняки, доломиты) и глинисто-карбонатным (мергели, глины, глинистые известняки). Первый тип разрезов развит в южной части впадины, второй — в северной и западной, третий — в центральной. На востоке впа-

дины в разрезах верхней (елецкой) части межсолевой толщи встречаются прослои вулканогенно-осадочных пород.

Отложения верхней соленосной толщи (лебедянский и нижняя часть данковского горизонта) характеризуются мощностями от нескольких десятков метров до 3200 м и более. Они сложены чередующимися пачками каменной соли и не-солевых пород — глин, мергелей, известняков, доломитов, ангидритов и др. В разрезе толщи выделяются две подтолщи: нижняя — галитовая (соленасыщенность 80—96%) и верхняя — калиеносная (соленасыщенность 50—70%). Резкие колебания мощностей верхней соленосной толщи обусловлены наиболее интенсивными и сложными тектоническими движениями во время ее отложения, а также последующими проявлениями соляного тектогенеза.

Надсолевые отложения девона (верхняя часть данковского горизонта и озерско-хованские слои) имеют мощность от нескольких десятков метров до 1870 м. Они сложены глинисто-мергельными, карбонатными (известняки, доломиты), терригенными (песчаники, алевролиты), сульфатными (гипсы, ангидриты) и вулканогенно-осадочными породами. Глинисто-мергельные и карбонатные породы приурочены преимущественно к северной и западной частям впадины, терригенные — к юго-восточной. Сульфатные породы распространены повсеместно, но приурочены к нижней части разреза. Вулканогенно-осадочные породы максимального развития достигают в восточной части впадины.

Припятская впадина выполнена в основном образованиями девонско-нижнетриасового (герцинского) структурного комплекса, который можно подразделить на живецко-среднефранский, верхнефранско-среднекаменноугольный и пермско-нижнетриасовый структурные ярусы (Гарецкий и др., 1974). В западной части впадины присутствуют рифейский и вендский структурные комплексы. Вся впадина перекрыта плащом мезозойско-кайнозойского структурного комплекса.

В истории развития Припятской впадины выделяются (Горелик и др., 1968; Горелик, 1974) три основных этапа: 1) от конца среднего девона до среднефаменского времени позднего девона; 2) от среднефаменского времени позднего девона (начало накопления верхнесолевых отложений) до позднего карбона; 3) от позднего карбона по четвертичное время включительно.

Первый этап характеризуется проявлением весьма слабых нисходящих и восходящих тектонических движений с нарастанием их интенсивности в позднефранское (воронежско-евлановское) время. В середине франского и начале фаменского века восходящие движения временами преобладали, следствием чего были кратковременные поднятия различных

районов впадины и внутриформационные размыты отложений. В результате проявления слабых тектонических движений уже к началу позднефранского времени в поверхности кристаллического фундамента и осадочного чехла наметились отдельные пологие поднятия и погружения, на основе которых в последующем формировались тектонические структуры второго порядка. В течение первого этапа глубинные разломы, ограничивающие впадину, еще не оказывали значительного влияния на ее развитие.

Второй этап был главным в формировании Припятской впадины и ее структурных элементов. Он характеризовался резким увеличением масштабов тектонических движений, значительным нарастанием их интенсивности и амплитуд, а также проявлением соляной тектоники. Отличительной особенностью второго этапа являлось развитие в это время Припятской впадины как типичного грабена, ограниченного с севера и юга сложными многоступенчатыми сбросами по глубинным разломам.

На третьем этапе нисходящие и восходящие тектонические движения проявлялись во впадине с небольшими и все убывающими амплитудами, в связи с чем они не привели к существенным изменениям в строении тектонических элементов, сформировавшихся к концу второго этапа ее развития. Глубинные разломы, ограничивающие впадину, в это время уже не играли существенной роли в ее формировании.

Таким образом, основные структурные элементы впадины образовались в конце девона и начале карбона; закончилось их образование в основном в среднекаменноугольную эпоху.

В соседней Днепровско-Донецкой впадине восходящие и нисходящие тектонические движения проявлялись одновременно с поднятиями и опусканиями в Припятской впадине. Однако тектонические движения в Днепровско-Донецкой впадине проявлялись более интенсивно и с большими амплитудами, что обусловило накопление в ее пределах значительно больших мощностей осадочных образований и погружение их на значительно большую, чем в Припятской впадине, глубину. Общность тектонических движений и формирование в одно и то же время сходных осадочных толщ свидетельствуют о том, что в тектоническом отношении Припятская впадина на протяжении всего периода своего формирования развивалась в тесной связи с Днепровско-Донецкой (Баранов, 1965; Баранов и др., 1968; Макаревич, Пушкарева, 1968; Буялов, Савченко, Цыпко, 1970 и др.).

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ВУЛКАНИТОВ В РАЗРЕЗАХ ДЕВОНА ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Верхнедевонские щелочные вулканы распространены в северо-восточной части Припятской впадины (юго-западнее Гомеля) на площади около 1800 кв. км (рис. 3). Они залегают на глубинах от 900 до 2300 м и образуют две, а на крайнем северо-востоке три вулканогенные толщи мощностью около 400—800 м каждая, разделенные нормально-осадочными карбонатными отложениями. Толщи сложены вулканическими туфами преимущественно мелкоагломератовой (обломки до 8—10 см) структуры, которым подчинены покровы и потоки лав, а также секущие и пластовые тела жильных пород.

Накопление вулканогенно-обломочного материала всех трех вулканогенных толщ, как будет показано ниже, происходило преимущественно в водной среде. Сами же извержения, по-видимому, носили как подводный, так и надводный характер, о чем можно судить по особенностям распространения вулканогенного материала в тот или иной отрезок времени. Мощности вулканогенных толщ значительно колеблются в разных разрезах. Мощность разделяющих толщ карбонатных отложений более или менее выдержана.

Возраст вулканогенных толщ благодаря залеганию их среди фаунистически и палинологически охарактеризованных карбонатных отложений к настоящему времени в основном выяснен. Первая (нижняя) вулканогенная толща подстилается фаунистически охарактеризованными евлановскими отложениями франского яруса, а перекрывается задонскими слоями нижнефаменского подъяруса. Вторая вулканогенная толща подстилается верхнезадонскими, а перекрывается верхнеелецкими отложениями фаменского яруса. Третья (верхняя) вулканогенная толща, известная лишь на крайнем северо-востоке впадины (скв. Шарпиловская Р1), подстилается верхнеелецкими отложениями, а перекрывается образованиями данковского времени верхнефаменского подъяруса. Изотопный возраст трех образцов эффузивных пород, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории абсолютного

возраста ИГЕМ АН СССР, равен  $354 \pm 11$ ,  $357 \pm 12$  и  $358 \pm 14$  млн. лет (Афанасьев, Гоньшакова, Корзун, 1965). Ввиду хорошей стратифицированности верхнедевонских вулканогенных толщ Припятской впадины и вследствие того, что они не испытали воздействия наложенных магматических процессов в последующие геологические эпохи, эти радиологические данные могут иметь реперное значение для геохронологической шкалы.

В петрографическом отношении, как и по химизму слагающих пород, вулканогенные толщ Припятской впадины не имеют существенных различий между собой. Они представлены набором в общем одних и тех же или весьма близких

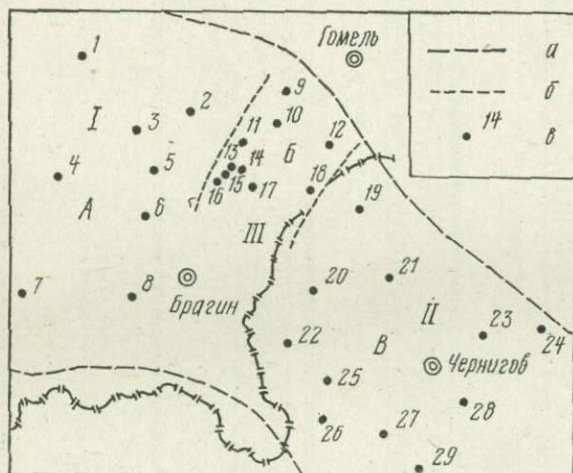


Рис. 3. Схема района исследований: а — границы Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена; б — границы распространения пород щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации; в — буровые скважины: 1 — Осташковичская Р7, 2 — Речицкая Р6, 3 — Малодушинская Р2, 4 — Хобнинская Р1, 5 — Омельковичская Р6, 6 — Северо-Хойникская Р1, 7 — Восточно-Ельская Р16, 8 — Стреличевская Р4, 9 — Борщевская Р1, 10 — Васильевская Р1, 11 — Ветхинская Р1, 12 — Шарпилловская Р1, 13 — Вышемировская Р2, 14 — Вышемировская Р7, 15 — Вышемировская Р11, 16 — Вышемировская Р3, 17 — Ястребовская 3-к, 18 — Абакумовская 9-к, 19 — Грибово-Руднянская 217, 20 — Черниговская Р1, 21 — Репкинская Р19, 22 — Гуньковская Р18, 23 — Седневская Р13, 24 — Березнянская Р205, 25 — Видельцевская Р1, 26 — Пакулёвская Р227, 27 — Ладинская Р231, 28 — Анисовская Р207, 29 — Олишевская Р1; А — площадь распространения нормально-осадочных пород девона; Б — площадь распространения пород щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной магматической формации в эффузивной, жильной и туфовой фациях; В — площадь распространения пород щелочной оливин-базальтовой формации в тех же фациях; I — Припятская впадина; II — Днепровско-Донецкая впадина; III — зона сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин (Брагинский выступ, Лоевская седловина)

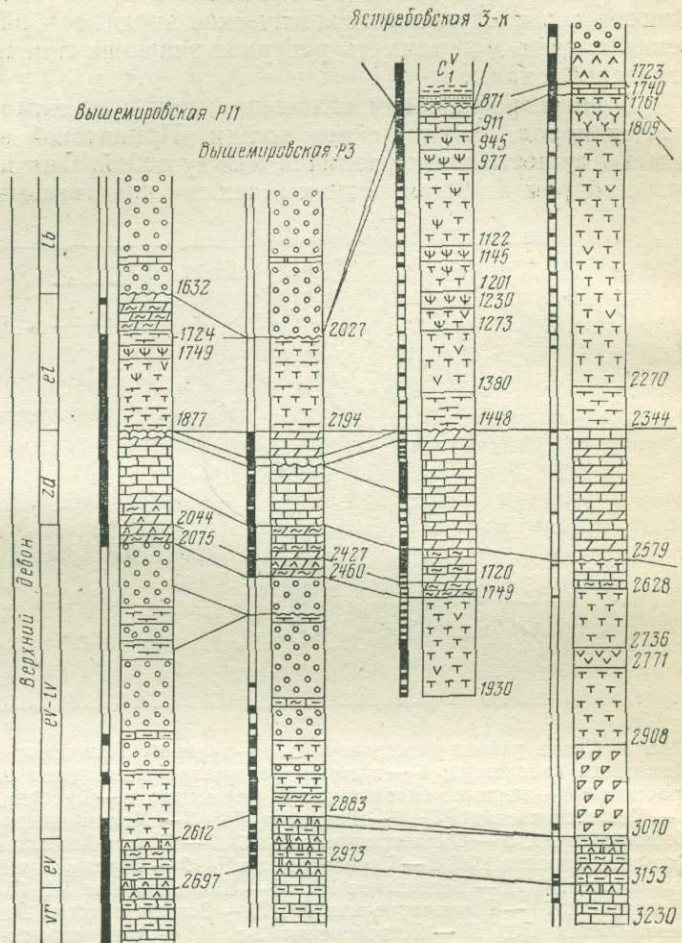


Рис. 4. Схема петрографического расчленения и корреляции вил В. П. Корзун): 1—трахиты и щелочные трахиты; 2—нефелит-порфиры и микросениты; 6—шонкициты; 7—вогезиты; хитов и щелочных трахитов; 10—туфы нефелинитов; 11—туфы (нефелинитов и трахитов); 13—туффиты; 14—известняки; глинистые мергели; 19—долмитовые мергели; 20—глины 23—каменная соль; 24—породы кристаллического фундамента; 26—примесь ангидрита в породах; 27—примесь отбора



средних и основных, иногда ультраосновных пород щелочного ряда и отличаются главным образом количественным соотношением различных фациальных и петрографических их представителей (рис. 4).

*Первая вулканогенная толща* характеризуется колебанием мощностей от 172 м в скв. Шарпиловская Р1 до 769 м в скв. Борщевская Р1. Она сложена вулканическими туфами, реже туффитами разнообразной структуры — от алевритовой до мелкоагломератовой, среди которых отмечены покровы эффузивных пород (скв. Борщевская Р1) и внедрения субвулканических интрузивных тел (скв. Васильевская Р1, Шарпиловская Р1). Эффузивные породы представлены субщелочными и щелочными трахитами, трахибазальтами, нефелинитами, изредка трахиандезитами, жильные — шонкинитами и порфировыми пикритами.

Наиболее мощный разрез первой вулканогенной толщи вскрыт скв. Борщевская Р1 (гл. 2718—3487 м). В основании толщи здесь залегает пачка сиренево- и зеленовато-серых агломератовых туфов в основном трахитового состава с величиной обломков до 5—6 см (гл. 3375—3487 м, мощность 112 м). Породы пачки значительно изменены. Трахиты в обломках характеризуются преимущественно апотрахитовой структурой основной массы и, судя по полному отсутствию в них известково-натриевых плагиоклазов (цветные минералы нацело разложены), относятся к щелочным разностям. Цементом служит главным образом вторичный кальцит, который, часто замещая наиболее мелкий пирокластический материал, образует крупные гнезда и прожилки между обломками. В верхней части пачки, у кровли, встречаются обломки сильно измененных трахибазальтов и нефелинитов, а в подошве залегает прослой мощностью около 20 м кристаллолитокластических ксенотуфов, содержащих в большом количестве обломки гранитов, протерозойских гнейсов, глинистых известняков, а также осколки кристаллов кварца, плагиоклазов и калиево-натриевых полевых шпатов, что свидетельствует о прорыве в позднефранское (евлановское) время кристаллического фундамента и осадочного чехла и начале данного этапа вулканической деятельности. Измельченность этих пород в целом значительно больше вышележащих — они сложены обломками в основном псефитовой размерности (2—10 мм).

Выше залегает пачка сильно измененных псефито-агломератовых туфов нефелинитов с величиной обломков до 2—3 см, также с прожилками и гнездами новообразованного кальцита между обломками (гл. 3344—3375 м, мощность 31 м). Туфы литокластические, пестроцветные с преобладанием зеленого и бордово-коричневого цвета. Обломки, слагаю-

0861

щие их, имеют угловатые, иногда остроугольные очертания и характеризуются витропорфировой структурой. Они состоят из измененного, главным образом глинизированного стекловатого базиса и размещенных в нем с различной густотой идиоморфных микровкрапленников нефелина и пироксенов. Присутствие нефелина обнаруживается лишь по характерной форме кристаллов в шлифах. Сам минерал полностью разложен и замещен вторичными образованиями (цеолиты, хлорит, минералы группы монтмориллонита). То же наблюдается и для пироксенов — они нацело замещены карбонатными минералами и хлоритом с выделением при этом рудного минерала. Псевдоморфозы по ним часто имеют сильно удлиненную, игловатую форму. Для многих обломков этих пород характерно наличие миндалин, выполненных кальцитом или хлоритом, иногда окаймленных выделениями рудного минерала. Часть обломков полностью замещена хлоритом — как основная масса, так и вкрапленники.

Выше залегает пачка вулканогенных пород, в средней части сложенная псефито-псаммитовыми кристалло-литокластическими туфами плагиотрахитов (гл. 3288—3344 м, мощность 56 м). Туфы сиреневато-серые, разноточечные с величиной обломков от 0,2 до 3 мм, значительно измененные. Обломки, преимущественно угловатой формы, плотно примыкают друг к другу, почти не оставляя пространства для цемента; в редких зазорах между ними наблюдается вторичный кальцит. Порода в обломках состоит из фенокристаллов олигоклаза, заключенных в альбит-ортоклазовой основной массе преимущественно ортофириковой, изредка трахитовой структуры. В части обломков структура основной массы уже неразличима из-за полного разложения полевого шпата и замещения его глинистым веществом. Вкрапленники цветных минералов нигде не сохранились, псевдоморфозы их в обломках узнаются с трудом. Кристаллокластическая составляющая туфов представлена осколками кристаллов олигоклаза.

Выше залегает покров эффузивных пород (гл. 3225—3288 м, мощность 63 м), сложенный в нижней и средней частях трахибазальтовыми, а в верхней — щелочно-трахитовыми лавами, чередующимися с маломощными (1—2 м) пропластками туфов. Породы сероцветные, различных оттенков. Трахибазальты представлены ортоклазовой разновидностью. В одних частях покрова они плотные, афировые, в других порфиристые. Первые состоят из беспорядочно расположенных лейст, реже ксеноморфных включений ортоклаза и базиса от зеленоватого до почти бесцветного хлорита, густо усеянного точечными выделениями рудного минерала и содержащего редкие включения мелких чешуек биотита. Вторые характеризуются наличием фенокристаллов калиево-натриевого



полевого шпата, пойкилитово заключающих в себе микровыделения рудного минерала. Часто встречаются миндалины, выполненные кальцитом, цеолитами и хлоритом, иногда их настолько много, что породы приобретают миндалекаменную текстуру. Щелочные трахиты, завершающие сложно построенный эффузивный покров, характеризуются трахитовой или приближающейся к ней структурой основной массы. Они также в значительной степени изменены, вкрапленники цветных минералов полностью разложены. Полевой шпат в них, как в фенокристаллах, так и в основной массе, представлен исключительно ортоклазом.

Выше лежит пачка значительно измененных агломератовых туфов трахитов, трахиандезитов и нефелинитов с величиной обломков до 5—6 см (гл. 3192—3225 м, мощность 33 м). Обломки всех трех типов пород содержатся в примерно равном количестве, между ними наблюдаются гнезда и прожилки новообразованного кальцита, составляющего цемент туфов. Окраска пород пестрая — красноцветная и зеленая, обусловленная характером вторичных изменений. Обломки трахиандезитов характеризуются трахитовой, реже ортофировой структурой основной массы. Последняя состоит из олигоклаза, калишпата, магнетита и иногда небольшого количества стекла, замещенного хлоритом. Вкрапленники представлены средним, нередко зональным андезином, полностью разложенным пироксеном и опациitizedированной, также нацело разложенной роговой обманкой. В качестве аксессуарных минералов всегда присутствует сфен, реже апатит. Обломки трахитов характеризуются трахитовой или апотрахитовой структурой и, по-видимому, относятся к щелочным разностям. Располагающиеся потокообразно микролиты основной массы представлены в них исключительно калишпатом. Вкрапленники встречаются редко и нацело замещены вторичными минералами. Обломки нефелинитов подверглись наиболее сильному вторичному изменению. Нередко они почти полностью замещены хлоритом, глинистыми минералами и кальцитом, тем не менее легко узнаются в шлифах благодаря характерной форме псевдоморфоз по вкрапленникам и микролитам нефелина.

Выше залегает пачка переотложенных вулканомиктовых пород, видимо, снесенных в период извержения с близко расположенной суши (гл. 3170—3192 м, мощность 22 м). В них наряду с обломками эффузивов наблюдается большое количество неокатанных, иногда остроугольных обломков кварца и полевых шпатов преимущественно алевритовой и мелкопсаммитовой размерности. Обломки кварца, бесспорно, являются чуждыми резко недосыщенным кремнекислотой породам рассматриваемой формации и, естественно, не могут трактоваться

ваться как вулканогенный материал. Здесь же встречаются обломки крепко сцементированных вулканических туфов и туфолов. Весь этот разнородный обломочный материал заключен в тонкозернистой глинисто-вулканомиктовой массе, пигментированной гидроокислами железа.

Выше лежит пачка красноцветных, псаммитовых и псаммито-псефитовых туфов щелочных трахитов с размером обломков от 0,3 мм до 1 см (гл. 3100—3170 м, мощность 70 м). Породы литокластические, на одних участках в них наблюдается некоторая сортировка обломочного материала, на других они резко разнозернистые. Обломки плотно примыкают друг к другу, иногда сливаясь в единую лавоподобную массу. Лишь на контактах и в узких зазорах между ними наблюдаются тонкие пленки и стяжения гидроокислов железа, выполняющие роль цемента. Породы в обломках характеризуются типичной ортофировой структурой основной массы, состоящей из изометричных или чуть продолговатых микролитов калиево-натриевого полевого шпата и частично альбита. Вкрапленники полевых шпатов представлены исключительно альбитом. Цветные минералы полностью разложены.

Выше залегает мощная пачка (гл. 2880—3100 м, мощность 220 м) чередующихся между собой псаммитовых, псефитовых и агломератовых туфов щелочных трахитов, а также переотложенных вулканомиктовых пород в основном того же состава, видимо, снесенных в период извержения с островной суши или склонов подводного вулкана. Верхняя часть этой пачки (около 80 м) сложена наиболее грубыми разностями, размер обломков здесь достигает 8—10 см. Ниже преобладает более мелкий материал с максимальной величиной обломков 2—3, иногда 5 см. В цементе туфов доминируют окислы железа, часто определяющие красноцветную окраску пород (особенно наиболее мелких их разностей); подчиненное значение имеет вторичный кальцит. Трахиты в обломках характеризуются чаще всего типичной трахитовой структурой основной массы, причем, как правило, в них отсутствуют известково-натриевые плагиоклазы, место которых в породе занимает альбит. Цветных минералов мало — породы существенно лейкократовые. Редкие фенокристаллы амфибола и пироксенов нацело разложены и замещены вторичными минералами — главным образом кальцитом и хлоритом. Из аксессуарных минералов часто встречается сфен.

Выше лежит пачка преимущественно красноцветных, значительно измененных агломератовых туфов в основном щелочно-трахитового состава с размером обломков до 3—5, а местами 8—10 см (гл. 2826—2880 м, мощность 54 м). Породы резко разнозернистые — в промежутках между наиболее крупными агломератовой размерности обломками размещается

более мелкий пирокластический материал псефитовой и псаммитовой структуры, как правило, и более сильно измененный. Между обломками наблюдаются частые гнезда и прожилки розовато-белого кальцита, образующего наряду с окислами железа и другими вторичными продуктами цемент туфов. Трахиты в обломках имеют в основном такую же характеристику и ту же особенность, что и в нижележащей пачке: присутствие альбита вместо известково-натриевых плагиоклазов. Однако в отличие от последней здесь часто встречаются обломки сильно измененных фельдшпатоидных пород типа нефелинитов, главными составными частями которых являются псевдоморфизованные глинистыми минералами микрокристаллы нефелина и вмещающий их также существенно глинизированный стекловатый базис.

Завершает разрез первой вулканогенной толщи Борщевки пачка чередующихся между собой известняков, вулканических туфов и туффитов смешанного щелочно-трахитового и нефелинитового состава (гл. 2718—2826 м, мощность 108 м). Известняки серые, неравномерно перекристаллизованные, часто комковатые до псевдооолитовых, с различным содержанием остатков фауны остракод, умбелл, брахиопод. Некоторые разновидности характеризуются значительной примесью пирокластического материала. Туфы красно-бурые, пестроцветные, реже серые и зеленые (окраска обусловлена характером вторичных изменений), в основном псаммитовые с размером обломков от 0,1 до 2—3 мм, с часто наблюдающейся послойной сортировкой обломочного материала по величине, лито- и лито-кристаллокластические — последние за счет преобладания обломков кристаллов калиево-натриевых полевых шпатов и в меньшей степени альбита над обломками пород (рис. 5, а), сильно измененные — в основном хлоритизированные, кальцитизированные и ожелезненные. Туффиты красновато-бурые и серые, псаммитовые, известковистые, обычно с хорошо выраженной слоистостью, которая обусловлена различным соотношением пирокластического и карбонатного материала в разных прослоях. В составе туфов и туффитов средней части пачки заметно преобладают обломки нефелинитов, часто миндакаменной текстуры, сильно измененные, нередко нацело замещенные хлоритом. Кверху количество обломков нефелинитов постепенно убывает, и в кровле пачки туфы смешанного состава полностью сменяются туфами трахитов.

Скв. Шарпиловская Р1 вскрыла лишь верхнюю часть первой вулканогенной толщи (172 м, гл. 2378—2550 м), контактирующую по плоскости сброса с известняками воронежского горизонта. Она сложена очень сильно измененными, преимущественно красно- и пестроцветными агломератовыми туфами с размером обломков до 5—8 см. Туфы, судя по отдель-

ным реликтам структур основной массы, сохранившимся в некоторых, хотя и нацело разложенных обломках, являются производной трахибазальтовой магмы. В верхней части они содержат редкие обломки нефелинитов и щелочных трахитов. Первые, несмотря на столь же интенсивное разложение, выделяются легко распознаваемой в шлифах нефелинитовой структурой. Среди них встречаются разности с небольшим содержанием ортоклаза в основной массе — до 7—10%. Вторые выделяются типично трахитовой структурой, иногда даже с неплохо сохранившейся основной массой, сложенной исключительно калишпатом. Здесь же (в верхней части интервала) встречаются прослои зеленовато-серых туфов псаммитовой и псефитовой структуры, которые в кровле толщи полностью сменяют агломератные разности. Цементом во всех структурных разновидностях служат глинисто-хлорито-

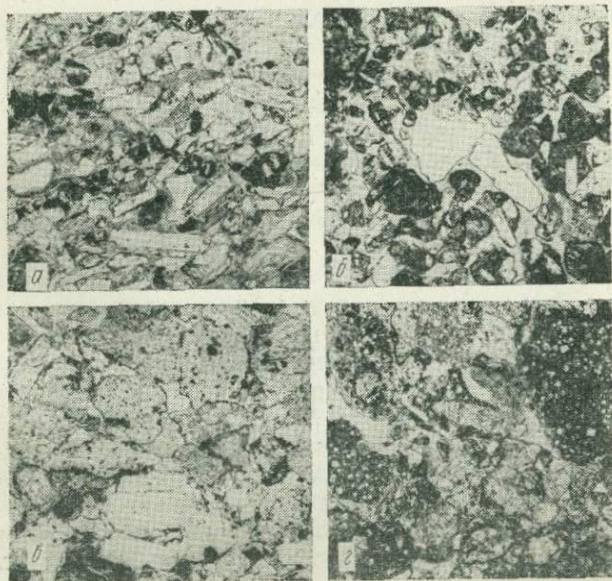


Рис. 5. Вулканические туфы ( $\times 36$ , без анализатора): а — туф лито-кристаллокластический, псаммитовый; преобладают обломки кристаллов щелочных полевых шпатов (скв. Борщевская Р1, гл. 2720—2726 м); б — туф алевро-мелкопсаммитовый, кристалло-литокластический; наряду с обломками эффузивных пород видны обломки кристаллов калишпатов; цемент глинистый (скв. Речицкая Р3, гл. 3011—3013 м); в — туф псаммитовый, кристалло-литокластический, в основном щелочно-трахитового состава; заметна трахитовая структура пород в обломках (скв. Ветхинская Р1, гл. 2489—2494 м); г — туф лейцитовых нефелинитов, псаммитовый, разнозернистый, литокластический; в обломках видны реликты микролитов нефелина и лейцита, заключенные в стекловатом, нацело оглиненном базисе (скв. Ястребовская 3-к, гл. 1013—1018 м)

вые и железистые продукты разложения наиболее мелкого вулканогенного материала.

Вблизи контакта с известняками в туфах встречены секущие (?) тела порфировых пикритов (гл. 2504—2516 м), по-видимому, генетически связанные с ультраосновными пирокластами вышележащих вулканогенных толщ Шарпиловки. Они представлены в различной степени измененной, иногда почти нацело карбонатизированной порфировой породой, состоящей из измененного оливина, пироксена, рудного минерала и акцессорного биотита.

В скв. Васильевская Р1 первая вулканогенная толща керном почти не охарактеризована, однако уверенно устанавливается по данным промыслово-геофизических исследований в интервале 2579—2908 м. Керн, поднятый из верхней части толщи, представлен очень сильно измененными псефито-агломератовыми туфами с размером обломков до 3—4 см, в которых содержатся редкие прослои туфов псаммитовой структуры, иногда с четко проявляющейся слоистостью. Окраска пород красновато-бурая и пестроцветная, местами зеленая; она обусловлена характером вторичных изменений. Наряду с интенсивной хлоритизацией, карбонатизацией, ожелезнением и оглиниванием здесь наблюдается сильное окварцевание пород, ввиду чего туфы почти не поддаются диагностике. Лишь в немногих наиболее сохранившихся обломках с трудом можно узнать трахиты.

В интервале 2908—3070 м скважина пересекла круто падающую дайку меланократовых сиенитоидных пород типа рогообманковых шонкинитов, которая также керном охарактеризована слабо, но четко выделяется по данным каротажа. Это сравнительно хорошо сохранившиеся, полнокристаллические, среднезернистые породы розовато-темно-серого цвета, по всей вероятности, комагматичные вулканитам второй вулканогенной толщи. Обладая явно меланократовым характером, они имеют минеральный состав развитых в данном районе трахитов (моноклинный пироксен, роговая обманка, калиево-натриевый полевой шпат), кроме того, характеризуются высоким содержанием рудного минерала и незначительной примесью биотита. При сопоставлении разрезов по каротажу не отмечается раздвижения слоев по вертикали, происходящего обычно при внедрении силлов. На каротажных диаграммах скважины просто фиксируется исчезновение из разреза части евлановских известняков (~8 м) и вышележащих вулканических туфов (~154 м), место которых занято описанными выше породами. Таким образом, появление последних в разрезе, по-видимому, свидетельствует о внедрении дайки, истинная мощность которой в 10—12 раз меньше, чем полученная по скважине.

В керне, поднятом из краевой зоны дайки, наряду с упомянутыми выше породами обнаружена стекловатая, существенно щелочная (с нефелином) разность, видимо, образующая реакционную кайму на интрузивном теле, возникшую при взаимодействии шонкинитов с боковыми породами, как показала реконструкция разреза,—вулканическими туфами, по-видимому, трахитового состава. Химический состав этой породы средний между шонкинитами и туфами трахитов. Она характеризуется пятнистой, коричневатой и зеленоватой-серой окраской и состоит из калишпатовой, содержащей вулканическое стекло основной массы и вкрапленников эгирина-авгита и нефелина. Структура основной массы весьма неоднородная ввиду неодинакового соотношения стекла и микролитов на разных участках, местами она полнокристаллическая, вееро-видно-трахитоидная.

Близостью ствола скважины к дайке объясняется чрезвычайно сильное изменение туфов первой вулканогенной толщи, равно как и нижележащих глинистых известняков, которые весьма интенсивно перекристаллизованы. Чистый кальцит в гнездах и прожилках приобрел мраморовидный облик. Битумное и свойственное горючим сланцам органическое вещество, содержащееся в известняках, имеет темную, вплоть до черной, окраску и интенсивно пиритизировано.

Путем сопоставления разрезов по каротажу и реконструктивных построений установлена наиболее вероятная мощность первой вулканогенной толщи в данном разрезе (~480 м). Однако эта величина может быть и больше, так как по разлому, вместившему дайку, могло происходить и, наверно, происходило относительное смещение блоков еще до внедрения дайки.

Скв. Ястребовская 3-к первую вулканогенную толщу полностью не прошла. Во вскрытой части (гл. 1749—1930 м, мощность 181 м) разрез ее отличается от рассмотренных выше некоторыми особенностями, связанными с несколько большим удалением данного района от центров вулканических извержений. Прежде всего здесь четче выражено слоистое строение толщи, обусловленное более частым (примерно через 0,5—2,5 м) чередованием пород различного гранулометрического состава при общем значительном уменьшении размерности пирокластического материала. В разрезе толщи резко преобладают туфы псаммитовой и алевроитовой структуры, часто с хорошо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной сортировкой обломочного материала в водной среде. Псефитовые и агломератовые туфы с размером обломков соответственно до 1 и 2—3 см образуют сравнительно редкие прослои мощностью ~1—2 м среди псаммитовых и более мелких разностей. Встречаются прослои карбонатных

туффитов и известняков, содержащих значительную примесь алевро-псаммитового вулканогенного материала. Иногда в этих породах наблюдается существенная примесь первично-седиментационного ангидрита вплоть до перехода их в сульфатно-карбонатные породы. На плоскостях наложения туффитов и туфоизвестняков нередко можно наблюдать обугленные растительные остатки. Окраска пород коричневатобурая, грязно-зеленая, пестроцветная, иногда темно-серая. Степень изменения высокая. Наиболее мелкие разности — алевроитовые и пелито-алевритовые туфы — часто нацело превращены в глины преимущественно монтмориллонитового состава, сохранив при этом реликты обломочной структуры туфов. Петрографический состав пород, по-видимому, не очень пестрый: среди наиболее сохранившихся обломков установлены в основном трахиты. Лишь в отдельных интервалах толщи отмечены туфы преимущественно трахибазальтового состава с некоторой примесью обломков трахиандезитов (?).

Западнее, по направлению к Омельковщинским, Малодушинским и Речицким скважинам, количество вулканогенного материала в разрезах толщи быстро убывает, и уже в Вышемировских скважинах РЗ, Р6, Р11, Ветхинской Р1 и Речицких РЗ, Р6, Р7 и др., расположенных в 8—25 км к западу от профиля Борщевка—Васильево—Ястребовка, первая вулканогенная толща сменяется по простиранию вулканогенно-осадочной, а точнее вулканогенно-соленосной толщей. Вулканогенный материал здесь значительно мельче — исключительно псаммитовой и алевритовой размерности — и также является производной в основном трахитовых магм. Он образует частые прослои вулканических туфов и туффитов в каменной соли, доломитах, мергелях и известняках (рис. 5, б) или содержится в качестве примеси в несолевых породах. При этом в Ветхинской скважине, расположенной значительно восточнее Речицких, по сравнению с последними существенно возрастает роль вулканических туфов и туффитов при некотором, хотя и небольшом, укрупнении обломочного материала — местами до крупнопсаммитовой размерности (2 мм).

Толща карбонатных пород, разделяющая первую и вторую вулканогенные толщи, имеет мощность от 235 до 301 м. Возраст ее, по заключению Л. С. Линник, изучавшей брахиоподы в вулканогенных разрезах девона, задонский. Толща сложена глинистыми известняками и мергелями с редкими прослоями в некоторых разрезах карбонатных глин. В более западных районах Припятской впадины эта часть разреза является нефтепродуктивной.

*Вторая вулканогенная толща* характеризуется колебанием мощностей от 111 м в скв. Вышемировская РЗ до 604 м в скв. Васильевская Р1. Она сложена в основном вулканическими

туфами разнообразной структуры — от алевритовой до агломератовой с величиной обломков до 7—8 см, а иногда и больше. Преобладает грубый материал. Встречаются прослои туффитов. Лишь в Вышемировских скважинах, где мощность второй вулканогенной толщи резко сокращается, туффиты играют уже существенную роль в разрезе, чередуясь с туфами и нормально-осадочными породами — известняками и мергелями, содержащими в большом количестве вулканокластический материал. Почти во всех скважинах во второй вулканогенной толще встречены покровы и потоки лав мощностью от 4 до 116 м, которые, однако, между собой не коррелируются: они залегают на различных стратиграфических уровнях и представлены различными типами пород, хоть иногда и довольно близкими.

Среди эффузивов и обломков в туфах во второй вулканогенной толще выявлены три основные разновидности пород: трахиты (субщелочные и щелочные), нефелиниты (нередко лейцитсодержащие, иногда переходящие в нефелиновые лейцититы) и ультраосновные эффузивы — анкаратрит-пикриты и лимбургиты. Второстепенными разностями, встречающимися только в виде обломков в туфах, причем в подчиненном количестве и неповсеместно, являются трахиандезиты и трахибазальты. В толще часто встречаются туфы смешанного состава с различным соотношением обломков обычно двух, а иногда и трех основных компонентов. Микропетрографический метод позволяет выделить в разрезах толщи (за исключением шарпиловского) две части: нижнюю и верхнюю. В верхней части среди эффузивов и обломков в туфах содержатся и иногда преобладают нефелиниты — породы, существенно состоящие из нефелина, пироксена и измененного стекловатого базиса, нижняя же часть сложена в основном туфами трахитов, иногда с незначительной примесью обломков трахибазальтов и трахиандезитов. Обломки нефелинитов в нижней части, как правило, отсутствуют.

В скв. Борщевская Р1 разрез второй вулканогенной толщи (гл. 2047—2460 м, мощность 413 м) начинается пачкой сероцветных вулканогенно-карбонатных пород (гл. 2388—2460 м, мощность 72 м), образованных хемогенным карбонатом (преимущественно кальцитом) и пелитовым, алевритовым и мелкопсаммитовым вулканогенным материалом — обломками измененных эффузивных пород и кристаллов полевых шпатов. Местами в породах наблюдается слегка волнистая слоистость, обусловленная неравномерным распределением нормально-осадочного и пирокластического материала, реже породы брекчиевидные, с текстурами взмучивания. Изредка в них встречаются прослои сильно карбонатизированных кристалло-литокластических туфов и известковых туффитов

псаммо-алевритовой структуры. Отмечены единичные и мало-мощные (10—15 см) языки лавовых потоков.

Выше лежит пачка сероцветных витро- и кристалло-литокластических туфов трахитов псаммитовой, алевритовой, реже алевро-пелитовой структуры (гл. 2366—2388 м, мощность 22 м). В породах хорошо выражена послойная сортировка обломочного материала по величине. В составе туфов наряду с обломками трахитов присутствуют осколки фенокристаллов альбита, калиевых полевых шпатов, реже бурой роговой обманки. В отдельных интервалах существенную примесь образуют обломки девитрифицированного вулканического стекла. В наиболее мелких разностях наблюдается тонкая горизонтальная слоистость. Местами туфы слегка карбонатизированы (вторичный карбонатный цемент), местами окремнены. Встречаются прослои сильно окремненных разностей, макроскопически напоминающих эффузивы. Они состоят из окремненной пелитовой массы, в которой заключены осколки кристаллов полевых шпатов и обломки основной массы трахитов с хорошо выраженной трахитовой структурой. Для всех разностей туфов данной пачки характерно значительное обогащение их магнетитом.

Выше скважиной пройдены сравнительно крепкие монолитные породы (гл. 2346—2366 м, мощность 20 м), которые отличаются от ниже- и вышележащих резко повышенными значениями удельных электрических сопротивлений, а также образованием на них в стволе скважины значительной глинистой корки. Керном эти породы не охарактеризованы и выделяются исключительно по данным каротажа. По всей вероятности, они принадлежат эффузивной или дайковой фации.

Выше лежит пачка пестроцветных с преобладанием красно-бурой окраски литокластических туфов псаммитовой, псефитовой, реже мелкоагломератовой структуры с размером обломков до 4—5 см (гл. 2314—2346 м, мощность 32 м). Туфы сложены обломками щелочных трахитов относительно хорошей сохранности, с некоторой примесью обломков трахибазальтов. Породы бескарбонатные. Трахиты в обломках характеризуются чаще всего трахитовой, иногда ортофировой структурой основной массы и отличаются полным отсутствием известково-натриевых плагиноклазов. Цветные минералы в них представлены нацело разложенными амфиболами и моноклинными пироксенами, в том числе и эгирин-авгитом. Трахибазальты мелкопорфиновые. В обломках их также часто наблюдается стремление к флюидальному расположению лейст и микролитов полевых шпатов (обычно щелочных). В фенокристаллах — калишпат, моноклинный пироксен, изредка нацело разложенный амфибол. Обломки как тех, так и других пород характеризуются значительным содержанием

титанистых минералов (лейкоксена, сфена и анатаза). Иногда (в трахибазальтах) они развиваются по вкрапленникам цветных минералов. Цемент в туфах практически отсутствует. Обломки тесно примыкают друг к другу, что нередко придает породам внешнее сходство с эффузивами. Даже под микроскопом определить границы между обломками подчас довольно трудно.

В средней части пачки, на глубине 2330 м, пройдена дайка (?) субщелочного сиенит-порфира, имеющая мощность по скважине около 30 см. Порода темно-серая, кайнотипного облика, почти не затронутая вторичными изменениями. Она характеризуется флюидалной структурой калишпатовой основной массы, а также резко выраженным идиоморфизмом частых фенокристаллов пироксена (зеленоватый в шлифе авгит с углом  $cNg'$  около  $52^\circ$ ), ориентированных в общем с микролитами направлении. Реже встречаются вкрапленники калишпата и базальтической роговой обманки. Из акцессорных минералов отмечены магнетит и сфен.

Выше залегает пачка переслаивающихся между собой алевритовых и псаммитовых туфов трахитов, по-видимому, щелочных (гл. 2260—2314 м, мощность 54 м). Породы зеленовато-серые, реже буровато-коричневые, в основном лито- и кристалло-литокластические. Цвет их обусловлен характером вторичных изменений обломков — главным образом хлоритизацией, оглиниванием и ожелезнением. Изредка встречаются прослойки чисто кристаллокластических разностей туфов, которые выделяются розовато-серой окраской и внешне весьма напоминают песчаники и алевролиты, отличаясь от них необычайной шероховатостью на свежем изломе. Они сложены обломками кристаллов калиево-натриевых полевых шпатов, окрашенных продуктами пелитизации в светло-бурый цвет. Основная масса обломков литокластических разностей сложена также исключительно калишпатов, во вкрапленниках отмечен тоже только калиево-натриевый полевой шпат. Цветные минералы нигде не сохранились. Местами в туфах проявляется тонкая слоистость, обусловленная водной сортировкой обломочного материала по величине, а также неравномерным распределением присутствующих в большом количестве зерен магнетита. Породы карбонатизированы — преобладает вторичный карбонатный цемент. В нижней части пачки туфы переслаиваются с вулканогенно-глинисто-карбонатными породами, образованными пелитоморфным нормально-осадочным и мелкоалевритовым пирокластическим материалом. Здесь встречена фауна брахиопод елецкого возраста.

Выше залегает пачка бордово-коричневых, реже зеленоватых агломератовых туфов щелочных трахитов с примесью

обломков нефелинитов и местами трахибазальтов и трахиандезитов (гл. 2118—2260 м, мощность 142 м). Величина обломков почти повсеместно достигает 4—5 см, в отдельных интервалах — 8—10 см (рис. 6, а—г). Лишь изредка и особенно в нижней части пачки встречаются маломощные (1—2 м) прослои мелкообломочных пород — лито- и кристаллолитокластических туфов алевритовой, псаммитовой и псефитовой структуры, в которых почти всегда обнаруживается более или менее четко выраженная тонкая слоистость. Обломки трахитов в туфах характеризуются обычно типичной трахитовой структурой основной массы, полным отсутствием известково-натриевых плагиоклазов, наличием среди вкрапленников цветных минералов эгирин-авгита и иногда присутствием реликтов нефелина в основной массе. Кроме того, в них всегда отмечается высокое содержание сфена и других титанистых минералов. Обломки нефелинитов нацело разложены и диагностируются лишь по хорошо сохранившейся форме кристаллов нефелина в шлифах. Они состоят из глинизированного стекловатого базиса с многочисленными реликтами микролитов нефелина и замещенных вторичными минералами фенокристаллов нефелина и пироксена. Трахибазальты в обломках обычно порфиновые. Во вкрапленниках они содержат андезин, моноклинный пироксен, изредка роговую обманку; в основной массе ортоклаз, олигоклаз, хлорит, рудный минерал. К трахиандезитам отнесены обломки сходного состава, но с меньшим количеством олигоклаза в основной массе и отсутствием хлоритизированного базиса.

В средней части пачки, на глубине 2165—2195 м, встречены обломки плагиотрахитов. От щелочных трахитов они отличаются только составом фенокристаллов полевого шпата, которые представлены в них исключительно известково-натриевым плагиоклазом (преимущественно основным олигоклазом).

В верхней части пачки, в интервале 2118—2155 м, в туфах часто встречаются обломки переходных от щелочных трахитов к фонолитам пород. Они характеризуются содержанием исключительно щелочного пироксена — эгирин-авгита, а также присутствием псевдоморфизованного глинистыми минералами нефелина (часто зонального) во вкрапленниках и в основной массе. Из акцессорных минералов для них характерно высокое содержание сфена при резком идиоморфизме его выделений.

Обломки, слагающие породы данной пачки, обычно в различной степени изменены, вплоть до полного замещения наиболее мелких из них хлоритом, кальцитом, цеолитами и другими вторичными продуктами, образующими цемент туфов. Последний почти повсеместно ожелезнен, что сказывается



Рис. 6. Керн вулканических туфов из скв. Борщевская Р1. Туфы мелкоагломератовой структуры в основном щелочно-трахитового состава; гл. 2244—2248 м (а), 2146—2147 м (б), 2167—2177 м (в, в) и 2052—2058 м (д)

ся на окраске пород. Часто в составе цемента преобладает вторичный кальцит, образуя крупные гнезда и прожилки между обломками (рис. 6, з).

Выше залегает пачка переслаивающихся между собой алевритовых, псаммитовых, реже пелитовых и мелкопсефитовых туфов щелочных трахитов, содержащих в качестве примеси обломки нефелинитов (гл. 2062—2118 м, мощность 56 м). В псефитовых разностях размер обломков не превышает 4—5 мм. Породы значительно измененные, красно-бурые, местами зеленые. Мощности чередующихся прослоев измеряются обычно несколькими десятками сантиметров, но иногда слоистость сантиметровая и даже миллиметровая. Изредка встречаются прослой карбонатных туффитов алевритовой и алевро-пелитовой структуры, которые иногда переходят в вулканогенно-карбонатные породы с заметным преобладанием нормально-осадочного материала над пирокластическим. Трахиты в обломках относительно хорошо сохранившиеся. Они характеризуются трахитовой структурой основной массы и полным отсутствием известково-натриевых плагиоклазов. В качестве цветного минерала в них, судя по редким сохранившимся реликтам, присутствует эгирин-авгит. Обломки нефелинитов такие же, как в нижележащей пачке. Они нацело разложены и характеризуются реликтовой нефелинитовой структурой основной массы при обилии реликтов нефелина во вкрапленниках. Цементом в туфах служат вторичный кальцит, гидроокислы железа и другие продукты разложения вулканогенного материала, местами при участии вторичного кварца. В нижних слоях пачки отмечено обильное новообразование анальцима, развивающегося здесь по обломкам эффузивов в тесном парагенезисе с кальцитом.

Завершается разрез второй вулканогенной толщи Борщевки пачкой литокластических псефитовых и агломератовых туфов с размером обломков в наиболее грубых разностях до 3—4 см (гл. 2047—2062 м, мощность 15 м). Отдельными прослоями среди них встречаются туфы псаммитовой и алевритовой структуры, иногда переходящие в карбонатные туффиты. Окраска пород буровато-коричневая или зеленая, иногда пестроцветная. В наиболее мелких разностях проявляется тонкая горизонтальная слоистость. Как и в нижележащей части разреза, туфы являются производной главным образом щелочно-трахитовой магмы. Большинство обломков характеризуется трахитовой структурой основной массы, реже наблюдаются ортофирровая и пилотакситовая структуры. Отдельные обломки принадлежат нефелинитам — они нацело разложены, но обнаруживают следы присутствия нефелина во вкрапленниках и в основной массе. В целом туфы данной пачки также в значительной степени изменены постмагматическими и бо-

лее поздними процессами. Особенно интенсивно проявилась здесь вторичная кальцитизация пород — новообразованный кальцит является наиболее распространенным веществом цемента (рис. 6, д). В агломератовых туфах он нередко цементирует наиболее крупные обломки, замещая собой мелкий пирокластический материал.

Вторая вулканогенная толща в скв. Васильевская Р1 (гл. 1740—2344 м, мощность 604 м) по своему строению и составу пород весьма близка к аналогичной толще Борщевки, отличаясь от нее несколько большей мощностью и наличием в верхней части разреза покрова или потока субщелочных ультраосновных лав. Нижняя часть разреза толщи в интервале 2204—2344 м керном не охарактеризована, но, судя по данным промысловой геофизики, имеет такое же строение и состав, как и аналогичная часть разреза Борщевки.

Выше (гл. 2060—2204 м, мощность 144 м) залегают очень сильно измененные, выветрелого облика агломератовые туфы существенно трахитового состава. Породы пестроцветные с преобладанием то красно-бурой, то серо-зеленой окраски, литокластические, с величиной обломков от 2—3 см, а иногда и меньше, до 8—10 см. Значительная часть обломков ввиду полного их разложения уже неопределима. Подавляющее большинство из поддающихся диагностике обломков характеризуется апотрахитовой структурой основной массы, однако часто едва уловимой под микроскопом из-за чрезвычайно сильного развития процессов пелитизации и разложения полевого шпата как в основной массе, так и во вкрапленниках. По этой же причине границы между обломками нередко нечеткие или вообще теряются. Вкрапленники цветных минералов замещены кальцитом (псевдоморфозы по роговой обманке и пироксенам). По характеру изменений полевых шпатов можно предположить, что туфы являются производной щелочных трахитов, не содержащих известково-натриевых плагиоклазов, однако в качестве примеси они могут содержать обломки и других, сходных по строению основной массы пород. В нижней части описываемого интервала наблюдается окварцевание туфов по трещинам и гнездами между обломками. Цемент туфов преимущественно глинистый, образовавшийся за счет полного разложения наиболее мелкого обломочного материала; иногда в его состав входит вторичный кальцит. По данным каротажа, высокая степень изменения вулканитов прослеживается не по всему интервалу: имеются участки относительно крепких пород, не выделяющиеся заметным размывом стенок скважины; они характеризуются положительными аномалиями на кривых КС и НГК.

Выше (гл. 1809—2060 м, мощность 251 м) залегают сильно измененные агломератовые туфы трахитов, по-видимому,

щелочных, отличающиеся от нижележащих несколько меньшей степенью изменения, а также содержанием в отдельных интервалах редких обломков нефелинитов. Породы пестроцветные с преобладанием красно-бурой окраски, в основном литокластические, с величиной обломков в нижней и средней частях толщи до 3—5, а местами 10 см, в верхней — до 1—2 см. Между обломками по всему разрезу наблюдаются гнезда и прожилки розовато-белого кальцита. Трахиты в обломках характеризуются апотрахитовой, реже ортофировой и пилотакситовой структурами основной массы. Последняя, сложенная в них исключительно калиево-натриевыми полевыми шпатами, обычно частично разложена и отдельными участками замещена кальцитом или тонкочешуйчатым агрегатом глинистых минералов (монтмориллонит, гидрослюда). Встречаются обломки с полностью или почти полностью глинизированной и карбонатизированной основной массой. Вкрапленники цветных минералов представлены псевдоморфозами кальцита, иногда совместно с вторичным кварцем, хлоритом и окислами железа по пироксенам и амфиболам. В последних часто наблюдаются следы опацизации. Фенокристаллы полевых шпатов псевдоморфизованы кальцитом в ассоциации с продуктами их делитизации. Сохранившиеся кое-где реликты этих вкрапленников представлены калишпатом и альбитом. Обломки нефелинитов сложены нацело монтмориллонитизированной стекловатой основной массой, в которой наблюдается множество псевдоморфоз вторичных минералов по микровкрапленникам нефелина и изредка пироксена. В отдельных интервалах встречаются обломки, выделяющиеся реликтами плагиоклаза в основной массе и относительно высоким содержанием псевдоморфоз по цветным минералам. По-видимому, они принадлежат трахиандезитам или трахибазальтам — более точное определение их затрудняют процессы вторичных изменений. Следует отметить, что вообще вулканогенные породы в Васильевском разрезе претерпели значительно более сильное постмагматическое изменение, чем, например, в Борщевском, — часто они распознаются с большим трудом. В цементе туфов преобладают кальцит и гидроокислы железа, подчиненное значение имеют глинистые минералы и вторичный кварц. Породы разбиты трещинами субвертикального направления, по которым наблюдаются выделения кальцита, реже халцедона и кварца. Каротажная характеристика туфов отличается большим образом кривых РК, КС и ДС.

В нижней части описываемой толщи скважиной пройден покров субщелочных биотит-оливиновых базальтов (гл. 2022—2027 м, мощность 5 м). Породы темно-серые до черных, очень крепкие и плотные, с ярко выраженной мелкопорфировой

структурой. Они сложены полуразложенной авгит-плагноклаз-хлоритовой основной массой с частыми вкрапленниками оливина (псевдоморфозы идинггита, серпентина и карбоната), пироксена (авгита) и несколько реже биотита. Структура основной массы апогиалопилитовая.

Выше залегает покров (поток?) анкаратрит-пикритов (гл. 1761—1809 м, мощность 48 м). Это темные, почти черные мелкопорфировые породы, в нижней половине покрова почти не измененные, внешне похожие на базальты, а в верхней — сильно оглиненные, главным образом монтмориллонитизированные. Они состоят из оливина — в порфировых выделениях, пироксена — в основной массе, рудного минерала и того или иного количества слабо раскристаллизованного стекловатого базиса. В качестве второстепенных минералов в них содержатся флогопит, нефелин и цеолиты. В нижней, мало измененной части покрова хорошо сохранились вкрапления оливина, здесь серпентинизация лишь частично коснулась его. Кверху серпентинизация поражает оливин больше при одновременном выделении окислов железа, а у кровли (и в подошве) он замещен преимущественно глинистыми минералами и кальцитом с образованием вокруг псевдоморфоз оболочек из окислов железа. В основании покрова анкаратрит-пикритов залегают псефитовые туфы того же состава, образующие прослой мощностью около 1 м. В качестве примеси они содержат редкие обломки трахитов. На каротажных диаграммах все эти породы резко выделяются пониженными значениями естественной радиоактивности, так как не содержат полевых шпатов в противоположность контактирующим с ними туфам трахитового и нефелинит-трахитового состава — породам существенно калишпатовым. Кривая НГК и кавернограмма четко отражают измененность пород верхней части покрова.

Завершается разрез второй вулканогенной толщи в скв. Васильевская Р1 пачкой сильно измененных, главным образом глинизированных вулканических туфов с гнездами и прожилками новообразованного кальцита между обломками (гл. 1740—1761 м, мощность 21 м). Туфы пестроцветные с преобладанием то серо-зеленой, то буровато-коричневой окраски, лито- и кристалло-литокластические, псефитовые и псефито-агломератовые с величиной обломков до 2—3, а иногда 5—6 см — структура меняется по интервалу. Степень изменения также неодинакова — местами, особенно в верхней части, породы почти нацело оглинены. Состав туфов довольно пестрый: они сложены в основном обломками щелочных трахитов с примесью обломков нефелинитов и в меньшем количестве анкаратрит-пикритов.

Обломки трахитов характеризуются апотрахитовой, из-

редка ортофировой структурой основной массы. Во вкрапленниках калиевый полевой шпат, альбит, щелочные пироксены, биотит и иногда разложенный нефелин. Сохранность этих обломков наиболее высокая.

Обломки нефелинитов характеризуются нефелинитоидной структурой основной массы, иногда с незначительным содержанием щелочных полевых шпатов. Во вкрапленниках нефелин и щелочные пироксены. Из акцессорных минералов много сфена. Эти обломки обычно нацело глинизированы — как фенокристаллы, так и основная масса. Частично сохранились кое-где лишь вкрапленники эгирина и эгирина-авгита ( $cNg'$  от 78 до 90°).

Обломки анкаратрит-пикритов принадлежат тем же породам, что и в нижележащем покрове эффузивов, но степень изменения их значительно больше. Основная масса в них нацело глинизирована, а вкрапленники оливина замещены глинистыми минералами и кальцитом. Эти псевдоморфозы всегда четко выделяются в шлифах, так как окружены оболочками из окислов железа, по которым уже частично образовался магнетит.

Отдельные интервалы туфов обогащены кристаллами щелочных пироксенов (кристалло-литокластические разности), наряду с которыми в них встречаются обломки альбита, калиево-натриевых полевых шпатов, а также зерна апатита и сфена. Пироксены те же, что и в обломках пород: эгирина и эгирина-авгита (углы  $cNg'$  от 70 до 90°). Они характеризуются густой ярко-зеленой окраской в шлифах, резким плеохроизмом, иногда имеют зональное строение. Кристаллы их часто оплавлены. Цемент туфов обычно глинистый, пигментированный гидроокислами железа. Местами значительное участие в нем принимает вторичный кальцит. В верхней части пачки встречен полуметровый прослой известняка, обогащенного вулканогенным материалом. Для него характерно наличие реликтов водорослевых структур.

В скв. Шарпиловская Р1 разрез второй вулканогенной толщи (гл. 1754—2124 м, мощность 370 м) отличается от описанных выше наличием мощных пачек туфов ультраосновных магм, слагающих свыше 60% всего разреза. В основании толщи здесь, как и в Борщевке, залегает пачка сероцветных вулканических туфов и туффитов, переслаивающихся с вулканогенно-карбонатными породами и известняками (гл. 2057—2124 м, мощность 67 м). Местами слоистость очень тонкая, миллиметровая, иногда она имеет волнистый характер. Туфы и туффиты литокластические алевритовой, псаммитовой, реже мелкопсефитовой структуры (обломки до 3—4 мм). Изредка встречаются мелкоагломеративные разности с размером обломков до 3—5 см. В петрографическом отношении они в основ-

ном являются производной ультраосновной магмы, хотя иногда содержат тонкие прослои туфов и туффитов существенно трахитового состава. Обломки, слагающие эти породы, сильно изменены — главным образом карбонатизированы, лейкоксенизированы и оглинены, однако они часто сохраняют витрофиговую структуру первичной миндалекаменной породы типа лимбургита с тем или иным количеством вкрапленников оливина. Последние представлены псевдоморфозами хлорита, иддингсита, серпентина, глинистых минералов и кальцита, но всегда легко диагностируются в шлифах по форме кристаллов.

Выше залегает пачка зеленовато-серых и зеленых туфов чисто гепербазитового (лимбургитового) состава (гл. 1891—2057 м, мощность 166 м). Туфы литокластические, в основном мелкопсефитовые (обломки до 5—6 мм) с прослоями алевритовых, псаммитовых, реже мелкоагломератовых разностей с величиной обломков до 2—3 см. Обломки в туфах представлены такими же миндалекаменными стекловатыми породами, как и в нижележащем горизонте, с четко ограниченными фенокристаллами оливина (псевдоморфозами хлорита) и иногда хорошо выраженной перлитовой микротекстурой стекла. Породы очень сильно изменены различного рода постмагматическими процессами (хлоритизация, карбонатизация, оглинение, лейкоксенизация, окварцевание). В целом изменение туфов вверху проявилось сильнее, чем в нижней части, однако даже в наиболее измененных разностях обломки сохранили реликты миндалекаменной текстуры первичных пород. Цементом в туфах служит карбонатный материал, иногда в ассоциации с хлоритом и глинистыми минералами.

Выше залегает пачка серовато-сиреневых сильно измененных туфов трахитов (гл. 1795—1891 м, мощность 96 м). Породы в основном литокластические агломератовой структуры с преобладающим размером обломков 1—3 см, а единичных — до 5 см. Встречаются прослои псаммито-псефитовых и чисто псефитовых разностей, размер обломков в которых достигает соответственно 3—4 мм и 1 см. Измененность туфов проявляется в их интенсивной карбонатизации, ожелезнении и в меньшей степени окварцевании. Фенокристаллы в обломках нацело разложены и замещены кальцитом, иногда совместно с хлоритом, глинистыми минералами, оксидами железа и кварцем. Основная масса сохранилась лучше, но и она отдельными участками разъедена и замещена кальцитом или разложена в фельзитовидную смесь глинистых минералов, полевого шпата и кварца. Структура основной массы обычно апотрахитовая, сложена она исключительно калишпатом. В редких обломках сохранились реликты вкрапленников полевого шпата, представленные также калишпатом. Цементом в туфах

служит вторичный кальцит, часто в ассоциации с халцедоном и вторичным кварцем. На каротажных диаграммах эти породы отличаются от нижележащих туфов гипербазитов значительно менее интенсивным размывом стенок скважины, а также повышенными значениями естественной гамма-активности (15γ против 11).

Завершается разрез второй вулканогенной толщи Шарпиловки пачкой серовато-темно-зеленых туфов лимбургитов, содержащих в качестве примеси редкие обломки трахитов (гл. 1754—1795 м, мощность 41 м). Породы литокластические, в основном псефитовой структуры (2—10 мм), но единичные обломки достигают 2—3 см. Обломочный материал заметно угловат, цементируется карбонатом при незначительном участии вторичного кварца. Тип цементации поровый и контактный, а иногда как результат агрессивного воздействия карбоната базальный. Лимбургиты в обломках, несмотря на чрезвычайно сильное изменение — главным образом монтмориллонитизацию, сохранили реликты витропорфировой структуры первичной стекловатой породы с частыми фенокристаллами оливина, обилием рудного минерала и в некоторых обломках небольшим содержанием микролитов пироксена. Вкрапленники оливина представлены псевдоморфозами хлорита, идингсита и карбоната, иногда в ассоциации с вторичным кварцем. Величина их достигает 2—3 мм. Микролиты пироксена также определяются лишь по форме кристаллов: они псевдоморфизованы идингситом, глинистыми минералами и хлоритом. В большинстве обломков сохранились реликты миндалекаменной текстуры с выполнением миндалин теми же вторичными продуктами. Встречающиеся спорадически обломки трахитов, вернее их основной массы, сильно пелитизированы, благодаря чему в шлифах они выделяются светло-бурой окраской. Существенного влияния на состав породы они не оказывают. На диаграммах радиоактивного каротажа туфы лимбургитов отличаются от нижележащих туфов трахитов резко пониженными значениями естественной гамма-активности (8γ против 15) и небольшим спадом кривой НГК.

В скв. Ветхинская Р1 присутствует лишь верхняя часть второй вулканогенной толщи (гл. 2316—2511 м, мощность 195 м). Ниже скважина прошла по мощной вулканической постройке, созданной нагромождением пород типа трахитов и сиенит-порфиоров (гл. 2511—3100 м, мощность 589 м), а затем по жерловому телу — некку, пронизывающему все породы осадочного чехла древнее второй вулканогенной толщи (гл. 3100—4090 м, пройденная мощность 990 м) (рис. 7). Породы, выполняющие жерловину, представлены преимущественно сиенит-порфирами, содержащими в отличие от пород постройки амфиболы и биотит в основной массе. В верти-

кальном направлении по разрезу этих образований часто меняются структура, окраска, состав полевых шпатов, соотношение алюмо- и магнезиально-железистых силикатов, степень постмагматических изменений, а также ориентировка в пространстве всех структурных элементов пород. В интервале 3230—3430 м наблюдается флюидальная текстура пород, представленных здесь равномерно зернистыми микросниенитами. Она выражается в вертикальной ориентировке кристаллов полевых шпатов (последние вытянуты вдоль оси керна, отражая направление движения застывающей магмы).

Породы вулканического аппарата разбиты густой сетью субвертикальных и наклонных тектонических трещин (скола, отрыва и др.), вдоль которых иногда наблюдается смещение слоев и интенсивное дробление пород (тектоническая брекчия). Такие участки всегда сопровождаются обильной сульфидной минерализацией. На кривой кавернометрии они выделяются увеличением диаметра скважины, четко отражающим нарушение первичной крепости пород.

Из образований выводного канала скважина вошла в низы первой вулканогенной (в данном разрезе, по-видимому, соленосно-вулканогенной) толщи, пройдя которые,

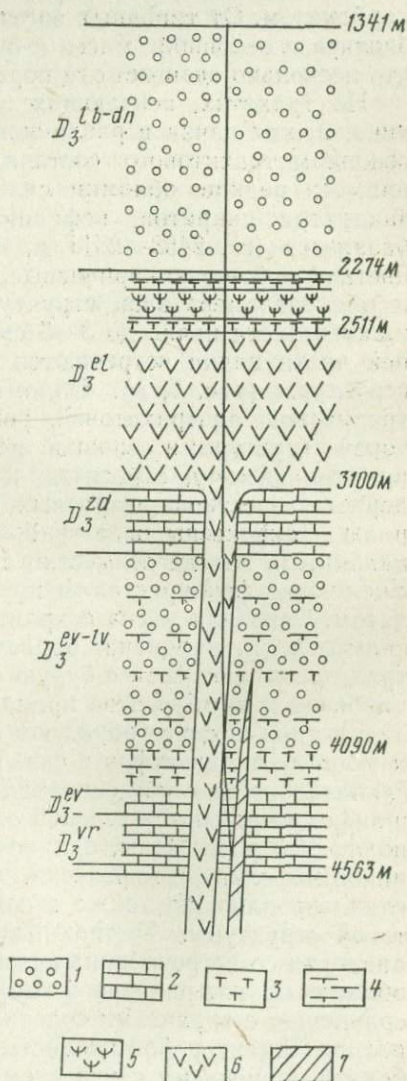


Рис. 7. Схематический, частично реконструированный разрез скв. Ветхинская Р1 (от кровли верхней соленосной толщи до забоя): 1 — каменная соль; 2 — карбонатные породы; 3 — вулканические туфы; 4 — туффиты; 5 — нефелиниты; 6 — сиенит-порфиры и трахиты; 7 — вогезиты

а затем и образования подсолевого карбонатного комплекса, была остановлена в дайке (?) сиенитовых лампрофиров, секущей в точке встречи саргаевские известняки (гл. 4563—4582 м, пройденная мощность 19 м). Породы дайки темно-серые, мелкозернистые, значительно измененные, характеризуются типичной лампрофировой структурой и по минеральному составу относятся к вогезитам. Они состоят из ортоклазовой основной массы и крупных (до 3—4 мм) вкрапленников роговой обманки, реже пироксена, замещенных хлоритом и карбонатом. От типичных вогезитов отличаются присутствием биотита в основной массе и очень редко во вкрапленниках, что несколько сдвигает эти породы в сторону минетт.

На трахитах, венчающих вулканическую постройку Вегхина, лежит пачка в различной степени измененных туфов в основном трахитового состава, но содержащих в качестве примеси редкие обломки сильно измененных лимбургитов, анкаратрит-пикритов, нефелинитов и, по-видимому, трахибазальтов (гл. 2458—2511 м, мощность 53 м). Туфы пестроцветные и бордово-коричневые, литокластические, псефитовой и мелкоагломератовой структуры, с размером обломков в нижней части пачки до 3—5 см, в верхней — до 1 см. В нижней части пачки встречаются прослои туфов псаммитовой структуры (рис. 5, в). Обломки трахитов характеризуются трахитовой, апотрахитовой, реже ортофировой и пилотакситовой структурами основной массы и по минеральному составу, по-видимому, относятся к щелочным трахитам — не содержат известково-натриевых плагиоклазов. Цветные минералы (пироксены и амфиболы) в них нацело замещены кальцитом, иногда совместно с хлоритом и окислами железа. Уцелевшие фенокристаллы представлены альбитом и калишпатом. Основная масса сохранилась сравнительно хорошо, но сильно пелитизирована, благодаря чему в шлифах обломки трахитов имеют светло-бурую окраску. Обломки анкаратрит-пикритов и лимбургитов принадлежат ультраосновным эффузивам типа тех, что образуют покров в скв. Васильевская Р1 и мощные пачки туфов в скв. Шарпиловская Р1. Они нацело глинизированы — как основная масса, так и вкрапленники; в шлифах выделяются зеленой окраской. Обломки нефелинитов полностью разложены, однако сохранили реликты вкрапленников нефелина и пироксена. Основная масса в них нацело глинизирована, но также с сохранением реликтов нефелинитовой структуры. К трахибазальтам предположительно по аналогии со встречавшимися подобными породами отнесены обломки с калишпатовой основной массой при обильном по сравнению с трахитами содержании рудного и цветных минералов. Цемент туфов глинистый, глинисто-железистый и карбонатный, местами с участием хлорита и микроагрегатного

халцедона. Нередко можно наблюдать полное разложение и превращение в цементирующее вещество наиболее мелких обломков.

В средней части описываемой пачки, в интервале 2485—2489 м, скважиной пройден покров пестро окрашенных нефелинитов, сложенный сильно измененной олигофировой породой с нефелинитоидной основной массой. Последняя характеризуется обилием нацело глинизированных, не всегда четко ограненных микролитов нефелина величиной 0,02—0,04 мм, густо размещенных в стекловатом, также нацело глинизированном мезостазице. Очень редко (по 2—3 на шлиф) в породе встречаются мелкие (до 1,5 мм) фенокристаллы пироксена (авгита).

Выше залегает покров сильно измененных щелочных базальтоидов (гл. 2342—2458 м, мощность 116 м), сложенный в нижней части (2400—2458 м) нефелинитами, а в верхней (2342—2400 м) — нефелиновыми лейцититами. Переход от одних пород к другим постепенный, через лейцитовые нефелиниты. Породы темно-зеленые и буровато-коричневые, местами пестроцветные — окраска их обусловлена характером вторичных изменений. Нефелиниты нижней части покрова порфиновые, макроскопически плотные, состоят из нефелинитоидной стекловатой основной массы, обычно нацело глинизированной, и фенокристаллов нефелина, эгирина и эгирин-авгита. В кровле их в составе основной массы наряду с реликтами микролитов нефелина появляются псевдоморфизованные изотропным цеолитом микролиты лейцита (лейцитовые нефелиниты). Нефелиновые лейцититы верхней части покрова отличаются от нижележащих нефелинитов преобладанием в основной массе микролитов лейцита, замещенных тем же изотропным цеолитом. Пироксен во вкрапленниках здесь часто представлен эгирином. Нефелин во всех трех разновидностях, как в фенокристаллах, так и в основной массе, полностью замещен глинистыми минералами, реже анальцимом, кальцитом, цеолитами, гидроокислами железа и другими вторичными продуктами. Вкрапленники щелочных пироксенов иногда частично сохраняются. В интервале 2350—2351 м отмечен прослой псефито-мелкоагломератового туфа также нефелинитового состава, выше которого эффузивы нацело глинизованы, как фенокристаллы, так и основная масса. Породы сильно трещиноватые. В верхней части покрова в субвертикальных тектонических трещинах наблюдается черное метаморфизованное органическое вещество типа антраксолитов. Оно выполняет трещины совместно с кальцитом, халцедоном и вторичным кварцем. Ниже трещины выполнены в основном кальцитом.

Завершает разрез вулканогенных образований Ветхина пачка сильно измененных туфов нефелинитов (гл. 2316—

2342 м, мощность 26 м). Туфы пестроцветные с преобладанием коричневатобурой и зеленой окраски, в основном литокластические, псефито-агломератовые с размером обломков до 3—4 см, а в нижней части, у подошвы, псефитовые (обломки до 1 см). Обломки в туфах представлены такими же нефелинитами, как и в нижележащем покрове эффузивов, но еще более измененными. В верхней части пачки среди них встречаются редкие обломки трахитов и трахиандезитов. Здесь же отмечена незначительная примесь осколков кристаллов эгирин-авгита ( $cNg' = 66-70^\circ$ ). Обломки трахитов и трахиандезитов в шлифах выделяются значительно меньшим изменением, иногда в них сохраняются фенокристаллы бурой роговой обманки и моноклинного пироксена ( $cNg' = 40-42^\circ$ ), не говоря уже о вкрапленниках плагиоклаза и калишпата. Цементируются туфы вторичным кальцитом и глинистыми продуктами разложения наиболее мелкого пирокластического материала. Последние часто пигментированы окислами железа. В верхней части пачки, у кровли, в туфах встречены створки брахиопод.

В скв. Ястребовская 3-к вторая вулканогенная толща (гл. 911—1448 м, мощность 537 м) в противоположность Борщевской, Васильевской и другим сложена уже преимущественно туфами нефелинитов. Туфы трахитов играют здесь подчиненную роль, они приурочены к нижней части толщи, причем среди них часто встречаются прослои туффитов и нормально-осадочных пород, обогащенных вулканогенным материалом, — главным образом мергелей, реже глин.

Разрез толщи здесь начинается пачкой чередующихся между собой глинистых мергелей и известняков, обычно сильно обогащенных вулканогенным материалом трахитового состава, с частыми прослоями вулканических туфов и туффитов трахитов (гл. 1380—1448 м, мощность 68 м). Слоистость сантиметровая — прослои до 3—5 см; мергели часто тонкослоистые. Вулканогенный материал представлен алевритовыми и мелкопсаммитовыми обломками основной массы трахитов, обычно сильно изъеденными, а нередко полностью или почти полностью замещенными карбонатом. В породах отмечены растительные остатки, обильная фауна радиолярий и окремнение по плоскостям наслоения.

Выше залегает пачка мелкообломочных туфов и туффитов трахитов, по-видимому, щелочных, с частыми прослоями мергелей, известковых и доломитовых, содержащих в различном количестве мелкий вулканогенный материал (гл. 1273—1380 м, мощность 107 м). Взаимопереходы между указанными разностями пород обычно постепенные. Туфы серые и зеленоватосерые, местами грязно-зеленые, кристалло-литокластические, псаммитовой, алевритовой и алевро-пелитовой

структуры, обычно с четко выраженной горизонтальной слоистостью, обусловленной сортировкой обломочного материала в водной среде. Иногда спокойный характер слоистости нарушен текстурами взмучивания, по-видимому, отражающими перемещения придонных водных масс. Обломки трахитов, слагающие туфы и представляющие основную массу этих пород, характеризуются типично трахитовой, реже пилотакситовой структурой и сложены исключительно калишпатом. Наряду с ними в туфах содержатся осколки фенокристаллов калиево-натриевых полевых шпатов, альбита, изредка бурой роговой обманки и эгирин-авгита. В отдельных редких интервалах туфы сильно обогащены осколками кристаллов олигоклаза при высоком, иногда даже преобладающем содержании его в основной массе многих обломков, что, по всей вероятности, говорит о присутствии в данных интервалах производной трахиандезитовой магмы. Цемент в туфах преимущественно глинистый и карбонатный. Туффиты отличаются от туфов лишь присутствием нормально-осадочной карбонатной составляющей. С уменьшением количества вулканогенного материала они переходят в мергели. Во всех разностях пород, но особенно в мергелях и туффитах содержится фауна радиоларий.

Выше, до кровли второй вулканогенной толщи (гл. 911—1273 м), залегают туфы нефелинитов с примесью редких обломков трахитов, причем преимущественно щелочных. Породы в основном красноцветные, мелкообломочной структуры—псаммитовые и псефитовые, лишь в отдельных редких интервалах мелкоагломератовые. Они содержат 5 разрозненных покровов нефелинитов мощностью от 5 до 29 м, которые, несмотря на весьма существенное изменение, отчетливо выделяются на кривой кавернометрии и диаграммах стандартного электрокаротажа отсутствием заметного размыва стенок скважины и относительно высокими удельными сопротивлениями.

В подошве этой части разреза туфы серо-зеленые, мелко- и среднепсаммитовые, в основном литокластические, сильно измененные, но очень крепкие ввиду цементации их вторичным глинисто-кварцевым, иногда с участием карбоната, цементом (гл. 1230—1273 м, мощность 43 м). Породы заметно обогащены зернами рудного минерала, содержат кристаллы сфена и единичные обломки основной массы трахитов, которые выделяются апотрахитовой, реже пилотакситовой структурой, значительно лучшей сохранностью и, как правило, несколько большими размерами. В интервале 1262—1267 м среди этих туфов отмечен первый покров нефелинитов мощностью 5 м. Керном он не охарактеризован и выделяется исключительно на основании данных каротажа.

Второй покров нефелинитов залегает на глубине 1201—1230 м (мощность 29 м). Породы его значительно измененные, серовато-темно-зеленые, порфировой структуры. Вкрапленники представлены удлиненными кристаллами эгирин-азгита ( $cNg' = 55-57^\circ$ ). Величина их достигает 3 мм по длинной оси, а в расположении наблюдается некоторая упорядоченность. Основная масса стекловатая, в значительной степени раскристаллизованная и глинизированная (гидрослюда, монтмориллонит), с множеством мельчайших микролитов нефелина. Местами между ними сохранилось почти неизменное вулканическое стекло с показателем преломления выше канадского бальзама. В нижней части покрова в фенокристаллах присутствует нефелин, а в основной массе — лейцит (лейцитовые нефелиниты). Нефелин повсеместно, как в основной массе, так и во вкрапленниках, замещен глинистыми минералами, а лейцит — анальцимом. Породы сильно трещиноватые. Трещины ориентированы в различных взаимно пересекающихся направлениях и выполнены кальцитом.

Выше залегает пачка чередующихся между собой псаммитовых и псефитовых туфов нефелинитов (гл. 1145—1201 м, мощность 56 м). Породы сильно измененные, буровато- и зеленовато-серые, бордово-коричневые, темно-зеленые и пестроцветные — окраска меняется по интервалу, отражая характер вторичных изменений. В нижней части пачки преобладают псаммитовые разности, иногда с неясно выраженной слоистостью, обусловленной сортировкой пирокластического материала в водной среде. Здесь отмечены тонкие (1—4 мм) прослои алевро-пелитовых туфов и встречены остатки фауны гастропод. Верхняя часть пачки сложена преимущественно псефитовыми разностями с размером обломков до 1 см. Обломки в туфах характеризуются нефелинитовой структурой основной массы с большим содержанием измененного вулканического стекла. Во многих из них видны реликты вкрапленников нефелина. Часть обломков принадлежит лейцитовым нефелинитам — содержит псевдоморфизованный лейцит в основной массе. Цемент туфов преимущественно глинисто-карбонатный, а местами состоит из кальцита и анальцима (в псефитовых разностях). В керне отмечены частые зеркала скольжения.

Выше лежит третий покров нефелинитов, относящихся к лейцитсодержащим их разновидностям (гл. 1122—1145 м, мощность 23 м). Породы сильно измененные, серо-зеленого цвета, стекловатые, порфировые. Основная масса в них сложена лейкоксенизированным вулканическим стеклом с многочисленными реликтами микролитов лейцита и нефелина (псевдоморфозы анальцима и глинистых минералов). Во вкрапленниках наблюдаются нефелин и пироксен. Выделения нефелина

достигают 5—7 мм и представлены псевдоморфозами минералов группы гидрослюды и монтмориллонита. Вкрапленники пироксена образованы, как правило, сильно вытянутыми кристаллами величиной до 2—3 мм в длину, но без заметной упорядоченности в расположении. Они также полностью разложены и замещены кальцитом, хлоритом и глинистыми минералами. Местами породы сильно раздроблены в зонах тектонического брекчирования и представлены тектонической брекчией нефелинитов. Здесь часто наблюдаются зеркала скольжения, ориентированные под углом 45—60° к горизонту. Пространства между обломками, весьма разнообразными по величине — от миллиметровых до 10-сантиметровых и более, выполнены кальцитом и анальцимом (последний обычно выполняет краевые зоны пространств, кальцит располагается в середине).

Выше залегает пачка псаммитовых, псефитовых и мелкоагломератовых туфов лейцитовых нефелинитов, содержащих в качестве примеси редкие обломки трахитов (гл. 977—1122 м, мощность 145 м). Породы в основном буровато-коричневые, местами серо-зеленые и пестроцветные, сильно измененные, литокластические. Измененность туфов заключается главным образом в оглинивании, карбонатизации и ожелезнении составляющих их обломков. Степень изменения непостоянна по интервалу: Наиболее измененные, преимущественно глинизированные разности наблюдаются в нижней части пачки, в интервале 1083—1122 м. В распределении по разрезу пород различной структуры имеется определенная закономерность. Наиболее грубые, агломератовые туфы с величиной обломков до 3—5 см сосредоточены в основном в нижней части пачки (1060—1122 м), где чередуются с псефитовыми, реже псаммитовыми разностями. Кверху наблюдается заметное уменьшение размерности обломочного материала — в интервале 1010—1060 м туфы представлены чередующимися между собой псефитовыми и псаммитовыми разностями, среди которых встречаются прослои мощностью до 5 см нацело глинизированных алевро-пелитовых туфов. В этой части разреза на глубине 1043—1052 м в туфах встречены остатки фауны брахиопод. Верхняя часть пачки (977—1010 м) сложена уже исключительно псаммитовыми разностями с включением, однако, редких обломков эффузивов величиной до 5 см. В кровле пачки (верхние 1,5 м) вновь появляются туфы мелкоагломератовой структуры с размером обломков до 2 см. Подавляющее большинство обломков в туфах представлено сильно измененными порфиоровыми породами, содержащими в нацело оглиненной, часто пигментированной окислами железа основной массе реликты микролитов нефелина и лейцита, а во вкрапленниках — псевдоморфозы вторичных минералов по не-

фелину и пироксену (рис. 5, з). Обломки второстепенных пород — трахитов — встречаются по всему разрезу и во всех фракциях — от псаммитовой до агломератовой, но примесь их несколько неравномерна по интервалу. Для них характерны значительно лучшая сохранность, преимущественно трахитовая структура основной массы и наличие вкрапленников калишпата, кислого плагиоклаза (альбита, иногда олигоклаза), базальтической роговой обманки, нацело разложённых амфиболов и моноклинных пироксенов ( $cNg' = 48-55^\circ$ ). Цементом в туфах служит карбонатный и глинистый материал, почти всегда в ассоциации с анальцимом, а на отдельных участках наблюдается исключительно анальцимовый цемент.

Выше залегает четвертый по счету покров нефелинитов (гл. 955—977 м, мощность 22 м), сложенный серо-зелеными сильно измененными порфиристыми породами, несколько различными в нижней и верхней частях покрова. В нижней части породы лейцит- и оливинсодержащие, состоящие из стекловатой лейцит-нефелиновой основной массы и вкрапленников нефелина, пироксена и изредка оливина, размером соответственно до 7—8, 3—4 и 1,5 мм. Нефелин во вкрапленниках нацело разложен и замещен минералами группы монтмориллонита, иногда в ассоциации с анальцимом, а пироксен, сохранившийся сравнительно хорошо, представлен зональным эгирин-авгитом, в шлифах зеленоватым, плеохроирующим (угол  $cNg'$  изменяется по зонам от 54 до 58°). Вкрапленники оливина полностью замещены окислами железа и карбонатом. Основная масса сложена лейкоксенизированным и частично оглиненным вулканическим стеклом с многочисленными реликтами микролитов лейцита и нефелина (псевдоморфозы анальцима и глинистых минералов), а также с игольчатыми микролитами сфена. В верхней части покрова лейцит и оливин исчезают, а вкрапленники нефелина имеют значительно меньшие размеры — до 2—3 мм (обычно 0,3—1 мм). Стекло основной массы здесь нацело оглинено, микролиты сфена отсутствуют, зато появляются редкие микрокристаллы пироксена, соизмеримые по величине с микролитами нефелина. Вкрапленники пироксена, в большинстве случаев хорошо сохранившиеся, имеют четкое зональное строение. В центральных частях их иногда наблюдается почти бесцветный авгит, а в средних и крайних зонах — светло-зеленый эгирин-авгит с постепенным сгущением окраски к краю зерна при одновременном возрастании углов угасания относительно оси  $Ng$ . Изредка по краям кристаллов можно наблюдать оболочки ярко-зеленого эгирина с углом  $cNg' 92-94^\circ$ . В большинстве же случаев в центральных частях кристаллов наблюдается эгирин-авгит, а последующие зоны характеризуются лишь увеличением его щелочности. Пироксен в основной массе пред-

ставлен плеохроирующим в желто-зеленых тонах эгирин-авгитом ( $cNg' = 60-64^\circ$ ). Породы покрова сильно трещиноватые. Трещины преимущественно вертикального направления, vyplнены кальцитом. В нижней части, у подошвы, наблюдается миндалекаменная текстура пород.

Выше лежат агломератовые туфы нефелинитов с небольшой примесью обломков трахитов и редкими прослоями нацело оглиненных туфов алевро-пелитовой структуры (гл. 951—955 м, мощность 4 м). Агломератовые разности зеленовато-серые, пятнами буровато-коричневые, с размером обломков до 3—5 см, с прожилками и гнездами новообразованного кальцита между обломками. Обломки нефелинитов сильно изменены — главным образом глинизированы, но обнаруживают реликты нефелинитовой структуры основной массы. Трахиты в обломках сохранились значительно лучше. Их основная масса характеризуется типичной трахитовой структурой и состоит в основном из калиево-натриевых полевых шпатов. Во вкрапленниках отмечены моноклинные пироксены с углами  $cNg'$  от  $53$  до  $74^\circ$ , базальтическая, обычно опациitized роговая обманка, калишпат, альбит, изредка биотит. В ряде обломков в состав основной массы входят удлиненные микрокристаллы пироксена при одновременном возрастании его роли и во вкрапленниках (преимущественно пироксеновые трахиты). В них обычно наблюдается повышенное содержание наряду с пироксеном и рудного минерала. Цементируются туфы в основном вторичным кальцитом.

Пятый покров нефелинитов (гл. 945—951 м, мощность 6 м) сложен темно-зелеными афировыми породами, почти нацело оглиненными. Замещению глинистым, преимущественно гидрослюдистым веществом подверглись как микролиты нефелина, так и вмещающий их стекловатый базис. Пироксены не обнаружены. Хорошо сохранилась реликтовая нефелинитовая структура лав. Изредка в них встречаются мелкие гнезда хлорита, карбоната и глинистых минералов, отороченные по краям окислами железа. Породы покрова рассечены тонкими субвертикальными трещинами, по которым наблюдаются выделения кальцита.

Выше залегает пачка сильно измененных псефито-агломератовых туфов нефелинитов с примесью редких обломков трахитов (гл. 914—945 м, мощность 31 м). В средней части ее имеется прослой мощностью около 1 м оглиненного алевропелитового туфа. Породы пестроцветные, в основном литокластические. Они сложены угловатыми, агломератовой размерности обломками величиной до 5—7, а в нижней части — 10 см, между которыми располагаются обломочный материал псефитовой структуры, а также гнезда и прожилки вторичного кальцита. В туфах нижней части пачки местами встреча-

ются осколки кристаллов эгирин-авгита. Нефелиниты в обломках характеризуются стекловато-нефелинитовой структурой основной массы, характер изменения которой обуславливает их окраску. В случае полного ее оглинивания — как микролитов нефелина, так и вмещающего их стекловатого базиса — обломки приобретают различные оттенки зеленого цвета; при полном или частичном ожелезнении основной массы они окрашены в бурые и коричневые тона. Вкрапленники представлены нефелином и пироксеном, причем первые нацело замещены глинистыми минералами, а вторые кальцитом, иногда в смеси с хлоритом.

Обломки трахитов выделяются сравнительно хорошо сохранившейся калишпатовой основной массой, характеризующейся типичной трахитовой структурой. Во вкрапленниках — калиевый полевой шпат, олигоклаз, альбит-олигоклаз, а также цветные минералы. Последние в отличие от полевых шпатов не сохранились и полностью замещены кальцитом, хлоритом или ассоциацией этих минералов, однако по форме псевдоморфоз нетрудно узнать бывшие пироксены и амфиболы. Лишь в одном из исследованных обломков сохранились реликты моноклинного пироксена ( $cNg' = 53^\circ$ ) и базальтической роговой обманки. В нижней части пачки обломки трахитов составляют незначительную примесь, но кверху количество их возрастает. В верхней части, у кровли, наряду с ними встречаются обломки трахиандезитов, которые отличаются от трахитов резким преобладанием во вкрапленниках олигоклаза над щелочным полевым шпатом при высоком, иногда также преобладающем содержании олигоклаза и в основной массе. Структура основной массы в этих породах остается трахитовой. Цементируются туфы преимущественно вторичным кальцитом, местами при участии глинистого вещества и окислов железа.

Завершают разрез второй вулканогенной толщи Ястребовки псаммитовые коричневатобурые туфы того же состава, но еще более измененные (гл. 911—914 м, мощность 3 м). На них лежат онколито-брахиоподовые известняки фаменского яруса.

В Вышемировских скважинах, расположенных к северозападу от Ястребовской, за исключением самой восточной скважины куста (скв. Р7), наблюдается резкое сокращение мощности разрезов второй вулканогенной толщи до 111—340 м при одновременном уменьшении величины обломочного материала. Здесь распространены туфы и туффиты почти исключительно псаммитовой, алевритовой и алевро-пелитовой структуры, причем нередко они переслаиваются с нормально-осадочными породами — мергелями и известняками, обычно содержащими то или иное количество вулканогенной приме-

си. Однако, как свидетельствует фактический материал, и этот район находился еще в поле досягаемости потоков лав.

Керном в достаточной степени охарактеризован лишь один разрез второй вулканогенной толщи Вышемира — в скв. Р11 (гл. 1677—1877 м, мощность 200 м). В основании толщи здесь залегает пачка переслаивающихся между собой вулканических туфов, туффитов и известняков, часто содержащих примесь вулканокластического материала (гл. 1864—1877 м, мощность 13 м). В целом по разрезу преобладают известняки, лишь в верхней части пачки они присутствуют в равном с пирокластами количестве. Туфы темно-зеленые и зеленовато-серые, псаммитовые и алевритовые, в основном литокластические, сложенные в различной степени измененными обломками трахитов. Обломки располагаются весьма компактно, почти не оставляя пространства для цемента. Цемент глинистый, вторичный, тип цементации контактный. Туффиты характеризуются различным соотношением алевритового вулканогенного материала того же состава и нормально-осадочного карбонатного. Уменьшение количества пирокластики приводит к переходу их в доломитовые и доломитистые известняки, содержащие в качестве примеси вулканогенный материал. В средней части пачки в туффитах встречены остатки фауны радиоларий.

Выше залегает пачка переслаивающихся между собой псаммитовых, алевритовых и алевро-пелитовых туфов и туффитов трахитов и трахиандезитов (гл. 1786—1864 м, мощность 78 м), в верхней половине которой встречаются редкие прослои мощностью до 1—5 см мергелей и известняков. В целом по разрезу преобладают алевритовые и алевро-пелитовые разновидности вулканитов. Породы псаммитовой структуры наиболее существенное значение имеют в средней и нижней частях пачки. Туфы темно-зеленые и зеленовато-серые, кристаллолитокластические, сложенные обломками основной массы трахитов и трахиандезитов, а также осколками кристаллов их вкрапленников — калиево-натриевых полевых шпатов, альбита и кислых известково-натриевых плагиоклазов (главным образом олигоклазов). Редкие обломки цветных минералов нацело разложены. Об участии в составе туфов производной трахиандезитовой магмы свидетельствует весьма высокое содержание олигоклаза в основной массе значительной части обломков, структура же основной массы остается при этом типично трахитовой. Вместе с тем большая часть обломков явно принадлежит трахитам, причем, по-видимому, шелочным или примыкающим к ним разновидностям, так как совершенно не содержит известково-натриевых плагиоклазов в основной массе. Местами в туфах проявляется четкая горизонтальная слоистость, обусловленная водной сортировкой обло-

мочного материала. Наиболее мелкие, алевро-пелитовые разности туфов обычно в значительной степени глинизированы. Цемент преимущественно глинистый, изредка карбонатный. Тип цементации поровый и контактный.

Туффиты отличаются от туфов лишь присутствием нормально-осадочной карбонатной составляющей. Слоистость здесь чаще всего обусловлена различным соотношением карбонатного и вулканокластического материала. Мергели и известняки в прослоях обычно глинистые, тонкослоистые, доломитовые и доломитистые, окремненные по плоскостям наложения, всегда со значительной примесью алевро-пелитового вулканогенного материала. Местами в них отмечены кальцитизированные скелеты и ядра радиоларий.

Выше лежит пачка туфов смешанного трахит-нефелинитового состава при заметном преобладании обломков нефелинитов и присутствии единичных обломков трахиандезитов (гл. 1749—1786 м, мощность 37 м). Туфы зеленовато- и коричневато-серые, иногда пестроцветные, в основном литокластические, псаммитовые, псефитовые и мелкоагломератовые — переслаивающиеся между собой. Агломератовые разности (обломки до 2—3 см) концентрируются в нижней и верхней частях пачки; в средней части преобладают туфы псаммитовой структуры. Обломочный материал значительно изменен, особенно обломки нефелинитов. Они обычно нацело глинизированы, как основная масса, так и вкрапленники, и нередко окрашены окислами железа в бурый цвет. Обломки трахитов и трахиандезитов выделяются на их фоне значительно лучшей сохранностью благодаря почти полному сохранению трахитондной основной массы и полевошпатовых вкрапленников. В отдельных интервалах в туфах наблюдается незначительная примесь полуразложившихся осколков кристаллов эгирина-авгита ( $cNg' = 74-78^\circ$ ), биотита, бурой роговой обманки и полевых шпатов. Цемент преимущественно глинистый, местами карбонатный, часто с участием вторичного кварца. Тип цементации поровый и контактный, иногда базальный.

Выше залегает покров нефелинитов (гл. 1724—1749 м, мощность 25 м). Породы зеленовато-темно-серые до черных, местами серо-зеленые, плотные, афировые, стекловатые. Они состоят из мельчайших (0,01—0,03 мм) микролитов нефелина — псевдоморфов глинистых минералов, густо размещенных в стекловатом, частично раскристаллизованном и измененном мезостазисе. Наиболее крупные микролиты часто представлены скелетными формами кристаллов, свидетельствующими о резкой недосыщенности исходного расплава кремнекислотой. В нижней и верхней краевых частях покрова породы разбиты густой сетью микротрещин сжатия, по которым наблюдается новообразование лейкоксена. В верхней

краевой части на эту систему накладывается система беспорядочных макротрещин, обуславливающая оскольчатую и скорлуповатую отдельность пород. Стенки трещин второй системы имеют блестящую поверхность, напоминающую поверхность зеркал скольжения, по ним наблюдаются тонкие пленки зеленоватого хлоритоподобного вещества. В нижней краевой части, где отмечается слоистое строение покрова, также имеется вторая система трещин, причем в одних слоях она такая же, как сверху, обуславливающая скорлуповатую отдельность, в других — значительно отличающаяся широким раскрытием трещин (2—4 мм) и более густой их сетью, что обуславливает брекчиевидную текстуру пород. Трещины здесь выполнены анальцимом и минералами группы монтмориллонита при совсем небольшом участии хлорита. В отдельных интервалах средней и нижней частей покрова породы почти нацело оглинены (гидрослюда, монтмориллонит).

Выше лежит пачка переслаивающихся между собой туфов и туффитов нефелинитов, а также мергелей и известняков, содержащих в различных количествах примесь вулканогенного материала (гл. 1695—1724 м, мощность 29 м). Верхняя часть этой пачки керном не охарактеризована, но кровля ее хорошо фиксируется на кавернограмме, резко отражающей повышенную сопротивляемость размыву вышележащих пород. Туфы и туффиты пестроцветные с преобладанием зеленовато- и коричневатого-серой окраски, витро-литокластические, алевритовой и алевро-мелкопсаммитовой структуры. Они сложены обломками стекловатой основной массы нефелинитов, как правило, сильно измененными — глинизированными, хлоритизированными и ожелезненными. В туфах эти обломки сцементированы вторичным кальцитом, а в туффитах заключены в первично-седиментационном, обычно перекристаллизованном карбонатном материале, местами содержащем редкие фаунистические и растительные остатки. Мергели и известняки обычно глинистые, участками окремненные, часто содержащие остатки фауны радиолярий, неяснослоистые за счет несколько неравномерного по вертикали содержания глинистого вещества и вулканогенной примеси. Встречаются прослойки мергелей, вовсе не содержащих вулканогенного материала; как правило, они густо усеяны ядрами радиолярий. В целом по разрезу пачки заметно преобладают туффиты.

Вышележащая часть толщи (гл. 1677—1695 м, мощность 18 м) пройдена без отбора керна, но, судя по данным промысловой геофизики и в первую очередь кавернометрии, количество вулканогенного материала в разрезе сверху здесь постепенно убывает. Породы, лежащие выше, вплоть до подошвы верхней соленосной толщи (гл. 1632 м), на каротажных диаграммах характеризуются значительно менее интенсив-

ным размывом стенок скважины и постепенным понижением сверху естественной гамма-активности. Керн, поднятый из верхней части этих пород в количестве 4,5 м, представлен окремненным глинистым мергелем с обильной фауной радиоларий, практически уже не содержащим вулканогенного материала.

В остальных скважинах Вышемировской площади (P2, P3, P6, P9 и др.) вторая вулканогенная толща пройдена без отбора керна или охарактеризована им весьма слабо. Анализ каротажных диаграмм показывает закономерное возрастание ее мощности в северо-восточном направлении от скв. P3 (111 м) через скв. P9 (191 м), P11 (200 м), P6 (288 м) и P2 (340 м) к скв. P7 (776 м). Поднятый керн наряду с данными каротажа свидетельствует об аналогичном скв. P11 строении и составе второй вулканогенной толщи в этих разрезах.

Заслуживают внимания нефелиновые лейцититы, поднятые в скв. P2 с глубины 1861—1864 м, где они образуют маломощные пропластки среди туфов и туффитов того же состава. Это зеленовато-темно-серые сильно трещиноватые породы, состоящие из порфирированных выделений нефелина — псевдоморфоз глинистых минералов величиной до 2—3 мм — и стекловатой, сильно измененной, главным образом глинизированной и хлоритизированной основной массы, в составе которой наблюдается множество мелких (0,03—0,06 мм) скелетных микролитов лейцита. Полностью образованные микролиты лейцита (псевдоморфозы изотропного цеолита) встречаются редко. Спорадически попадаются вкрапленники эгирин-авгита, как правило, хорошо сохранившиеся, в шлифах светло-зеленые, плеохроирующие, с углами  $cNg'$  около  $60^\circ$ . Иногда они обнаруживают простое или полисинтетическое двойникование по (100). Стекловатая основная масса разбита тончайшими микротрещинами сжатия, которые часто собраны в характерные концентрические окружности, образуя элементы перлитовой микротекстуры. На эту систему трещин накладывается вторая система, уже ясно видимая макроскопически. Трещины ее ориентированы во взаимно пересекающихся направлениях и выполнены зеленоватым хлоритоподобным веществом. Имеется и третья система трещин явно более позднего, постлитификационного происхождения. Эти трещины, раскрытием до 2—3 мм, выполнены кальцитом.

Туфы и туффиты, вмещающие данные эффузивы, сложены обломками в основном таких же существенно лейцититовых пород. Кроме скелетных форм, в них четко обособляются полностью образованные микролиты лейцита, замещенные изотропным цеолитом. Величина их колеблется от 0,03 до 0,1 мм. Встречаются обломки с исключительно нефелинитовой основной массой, состоящей из нефелина и вулканического

стекла; они обычно нацело глинизированы. Структура туфов псаммитовая и мелкопсефитовая — размер обломков не превышает 0,5 см.

В этой же скважине с глубины 1947 м подняты зеленовато-темно-серые, почти черные, афировые нефелиниты, макроскопически и под микроскопом почти не отличающиеся от пород лавового покрова в скв. Р11. Они состоят из измененного стекловатого базиса, усеянного реликтами мельчайших микролитов нефелина. Отличительная их особенность — присутствие редких игловидных кристаллов щелочного пироксена, по размерам приближающихся то к микролитам, то к микро-вкрапленникам. Породы сильно трещиноватые. Они также характеризуются наличием густой сети микротрещин сжатия, на которую накладывается система макротрещин, обуславливающая оскольчатую и скорлуповатую отдельность. По стенкам этих трещин наблюдаются тонкие пленки хлорита. Форма и условия залегания данных и вышележащих эффузивов аналогичны.

С верхнедевонскими вулканитами района Вышемира, по-видимому, генетически связан силл субщелочного сиенит-порфира, пройденный скв. Р7 в воронежских отложениях, в интервале 2927—3047 м. Путем сопоставления разрезов по каротажу установлено, что сиенит-порфиры, имеющие в разрезе мощность 120 м, раздвинули при внедрении воронежские известняки на 85—90 м. Исчезнувшие из разреза 30—35 м карбонатных пород, по-видимому, были частично ассимилированы магмой, частично отторгнуты, превращены в ксенолит и перенесены на другое место. Об имевшей место ассимиляции свидетельствует наличие реакционной каймы в кровле интрузии, четко выделяющейся на кривой ГК меньшими значениями естественной гамма-активности, чем центральная часть тела, но большими, чем вышележащие известняки. К сожалению, в подошвенной части интрузии каротаж не проведен. Породы силла розовато-бурые, полнокристаллические, характеризуются трахитоидной структурой основной массы и местами шлировой текстурой. Главными составными частями их являются сильно пелитизированный калишпат (в основной массе и во вкрапленниках) и плохо оформленные выделения нацело разложившихся цветных минералов — пироксена и амфибола.

*Третья (верхняя) вулканогенная толща* известна пока лишь в одном разрезе северо-востока Припятской впадины — в скв. Шарпиловская Р1, расположенной несколько в стороне, к востоку от основного куста скважин, вскрывших вулканогенные отложения. Мощность толщи 431 м (гл. 1300—1731 м). От второй вулканогенной толщи она отделена пачкой чистых, без вулканогенного материала известняков (гл. 1731—1754 м,

мощность 23 м), свидетельствующей о довольно длительной приостановке вулканической деятельности. Известняки серые, комковатые, существенно органогенные — главным образом водорослевые, с большим количеством онколитов, остатков водорослей *Girwanella*, а также остракод, криноидей и других организмов.

Разрез толщи начинается очень сильно измененными вулканическими туфами бордового и сиреневато-серого цвета, переслаивающимися с карбонатными туффитами — породами, которые отличаются от туфов лишь присутствием нормально-осадочной карбонатной составляющей (гл. 1676—1731 м, мощность 55 м). Туфы в основном литокластические, алевритовой, псаммитовой, псефитовой, а в отдельных интервалах мелкоагломератовой структуры с величиной обломков до 2 см. Измененность их выражена интенсивной хлоритизацией, карбонатизацией, ожелезнением и оглиниванием. Обломочный материал, как правило, уже неопределим. Лишь по отдельным реликтам в наиболее сохранившихся обломках можно судить о смешанном среднем и ультраосновном составе пород. Некоторые обломки сохранили реликты миндалекаменной текстуры (как в лимбургитах второй вулканогенной толщи), в других видны вкрапления нацело замещенного окислами железа оливина. Цементом в туфах служит карбонатный материал, иногда совместно с хлоритом и окислами железа.

Выше залегает покров сильно измененных нефелинитов (гл. 1519—1676 м, мощность 157 м), имеющий сложное строение «слоеного пирога» благодаря наличию в нем тонких (0,1—0,5 м), а иногда и более мощных пропластков мелкоагломератовых вулканических туфов, тоже в основном нефелинитового состава, но всегда с небольшой примесью обломков трахитов. Породы темно-зеленые, а в нижней части покрова, у подошвы, серовато-лиловые. Они характеризуются порфировой структурой и состоят из стекловатой, полностью или частично глинизированной основной массы, густо усеянной реликтами микролитов нефелина, и фенокристаллов — псевдоморфоз глинистых минералов по нефелину и псевдоморфоз кальцита, хлорита, изредка вторичного кварца по пироксену (судя по оставшимся реликтам — эгирин-авгиту с углами  $cNg'$  65—73°). Размеры фенокристаллов нефелина достигают нескольких миллиметров; вкрапленники пироксена значительно мельче. В отдельных интервалах покрова наблюдается примесь лейцита в основной массе (псевдоморфозы изотропного цеолита), а иногда в ней содержатся редкие игольчатые микролиты сфена.

В средней части описываемого покрова, в зоне сгущения пропластков вулканических туфов, скважиной пройден мало-

мощный (около 30 см) прослой лимбургитов (гл. 1585 м) типа тех, что отмечались уже в нижележащей части разреза Шарпиловки. Порода серовато-темно-зеленая, витропорфировая, очень сильно измененная, но с хорошо сохранившимися реликтами миндалекаменной текстуры. Она сложена стекловатой, нацело глинизированной основной массой с обилием фенокристаллов оливина (псевдоморфозы идинггита и хлорита) и значительно реже пироксена, псевдоморфизованного в основном кальцитом. Размеры фенокристаллов колеблются от 0,2 до 2—3 мм. Многочисленные миндалины в стекле выполнены карбонатом и инкрустированы идинггитом, величина их не превышает 0,2 мм.

Выше лежит прослой серых, пелитоморфно-микрозернистых известняков (гл. 1513—1519 м, мощность 6 м) со значительной примесью мелкоалевритового обломочного материала, высоким содержанием пирита, обугленной растительной органики, остатков остракод, брахиопод, криноидей и другой фауны. Комплекс брахиопод в этих известняках указывает на их елецкий возраст (Линник, Демиденко, Кручек, 1969).

Выше залегают пачка значительно измененных серовато-сиреневых туфов щелочных трахитов (гл. 1440—1513 м, мощность 73 м). Туфы лито- и кристалло-литокластические, алевритовой, псаммитовой, псефитовой, а в отдельных интервалах мелкоагломератовой структуры с величиной обломков до 3 см. Обломки характеризуются чаще всего типичной трахитовой структурой. Трахитоидная основная масса в них, сохранившаяся сравнительно хорошо, сложена исключительно калишпатом. Вкрапленники представлены также калишпатом, реже альбитом и псевдоморфозами кальцита по цветным минералам. В наиболее мелких разностях туфов местами проявляется тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная сортировкой обломочного материала в водной среде. Измененность пород выражена главным образом их кальцитизацией, особенно интенсивно проявившейся в наиболее мелких, алевритовых и мелкопсаммитовых разностях, где вторичный кальцит является доминирующим веществом цемента. Более грубые разности туфов цементируются кальцитом и ангидритом с преобладанием то того, то другого компонента. Кроме того, кальцит и ангидрит иногда совместно с сульфатами типа барита и целестина нередко полностью или частично замещают вкрапленники полевых шпатов в обломках.

Выше залегают туфы лимбургитов (гл. 1315—1440 м, мощность 125 м). Породы серовато-темно-зеленые, литокластические, очень сильно измененные — главным образом монтмориллонитизированные, в основном псаммито-мелкопсефитовые, но с изредка встречающимися обломками величиной до

2—3 см. Обломки в туфах характеризуются исключительным однообразием состава. Они представлены витропорфировой эффузивной породой, состоящей из нацело глинизированной стекловатой основной массы с реликтовой миндалекаменной текстурой и заключенных в ней вкрапленников оливина — псевдоморфоз идингсита, серпентина и хлорита величиной до 1,5 мм. Изредка встречаются обломки с незначительным содержанием в стекле микролитов пироксена, псевдоморфозированных карбонатом. Миндалины в основной массе значительно мельче вкрапленников, они выполнены глинистыми минералами и частично карбонатом. Цемент туфов преимущественно глинистый. Лишь в некоторых интервалах пачки существенную роль в нем играет карбонатный материал, а миндалины выполнены исключительно карбонатом. На каротажных диаграммах эти породы резко отличаются от нижележащих туфов трахитов пониженными значениями естественной гамма-активности (6γ против 14) и удельных электрических сопротивлений, а также интенсивным размывом стенок скважины, фиксирующимся каверномером.

Завершается разрез третьей вулканогенной толщи в Шарпиловке пачкой вулканических туфов и туффитов, по-видимому, смешанного лимбургитового и трахитового состава (г. 1300—1315 м, мощность 15 м). Эта пачка керном не охарактеризована, но уверенно выделяется по данным каротажа, составляя одно целое с нижележащими породами на диаграммах ПС и кавернометрии.

Подводя итог краткой характеристике вулканогенных разрезов северо-востока Припятской впадины, следует отметить, что в общем состав пород — преимущественно средний и основной щелочного ряда — хорошо выдерживается по всей площади распространения вулканитов. Пирокластические породы первой вулканогенной толщи представлены туфами в основном щелочно-трахитового состава, иногда с тем или иным участием трахибазальтов, реже нефелинитов. Вулканокласты второй вулканогенной толщи в Вышемировских и Ястребовской скважинах (южная часть района) представлены в нижней части толщи туфами и туффитами трахитов, а в верхней — туфами и туффитами нефелинитов с примесью редких обломков трахитов. В скв. Васильевская Р1 и Борщевская Р1 (северная часть района) роль нефелинитов в составе туфов верхней части толщи резко уменьшается. Здесь преобладают туфы щелочных трахитов с примесью обломков нефелинитов или содержащие обломки тех и других пород в равном количестве. Иногда здесь существенна примесь обломков трахнандезитов. В скв. Шарпиловская Р1, расположенной в крайней северо-восточной части района, в составе пирокластов второй, а также и третьей вулканогенных толщ

преобладают туфы лимбургитов, которым подчинены туфы трахитового состава.

Эффузивы встречаются в разрезах на различных стратиграфических уровнях, их покровы обычно не связаны между собой и отличаются разнообразием состава (нефелиниты, лейцититы, трахиты, трахибазальты, анкаратрит-пикриты). В подошве второй вулканогенной толщи тех участков, где вулканогенное осадконакопление почти нацело подавило нормально-осадочный седиментогенез (Борщевка, Шарпиловка, Васильево, Ястребовка), по керну прослеживается пачка туффитов и туфогенно-карбонатных пород мощностью около 70 м, соответствующая периоду постепенной интенсификации вулканической деятельности.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

### ПОРОДЫ ЭФФУЗИВНОЙ И ЭКСПЛОЗИВНОЙ ФАЦИИ

#### Средние породы щелочного ряда

В составе группы средних щелочных эффузивных и пирокластических пород востока Припятской впадины выделены щелочные и субщелочные трахиты, плагиотрахиты и трахиандезиты.

*Щелочные трахиты* относятся к наиболее распространенным вулканическим породам Припятской впадины. Они известны на всей территории развития вулканитов, но присутствуют почти исключительно в эксплозивной фации, слагая мощные пачки туфов либо однородного состава, либо совместно с обломками других эффузивов. Макроскопически это серые, розовато- или зеленовато-серые, иногда коричневатые или розовые породы палеотипного облика с хорошо выраженной порфировой структурой. По характеру цветных минералов они относятся в основном к роговообманково-пироксеновым, пироксеновым и пироксен-роговообманковым разностям, но судить об этом приходится главным образом по формам псевдоморфоз хлорита, кальцита, халцедона и вторичного кварца, замещающих вкрапленники цветных минералов поодиночке или совместно. В наименее измененных обломках сохранившиеся реликты цветных минералов представлены известковистыми и щелочными пироксенами ( $cNg'$  от  $48$  до  $90^\circ$ ), базальтической, реже обыкновенной роговой обманкой ( $cNg'$  от  $0$  до  $28^\circ$ ) и очень редко биотитом. Фенокристаллы полевых шпатов представлены идиоморфными или аномально удлинненными кристаллами альбита, ортоклаза, реже анортоклаза, обычно в той или иной степени загрязненными глинистыми и слюдястыми продуктами их разрушения. В некоторых обломках встречается микропертит, преимущественно стерженькового или плетенчатого строения; изредка в виде вкрапленников отмечен нацело разложенный нефелин. Размеры фенокристаллов изменяются от долей миллиметра до  $7-8$  мм в длину, причем максимальной величины достигают кристаллы полевых шпатов; вкрапленники цветных минералов обычно не превышают  $1,5-2,0$  мм.

Основная масса пород характеризуется трахитовой, апотрахитовой, иногда ортофировой и очень редко пилотакситовой структурой и сложена ортоклазом и анортоклазом, реже ортоклазом и альбитом, присутствующими в различных соотношениях, а иногда исключительно одним ортоклазом или одним анортоклазом (натриевые трахиты). Присутствие анортоклаза в основной массе устанавливается по показателям преломления микролитов относительно канадского бальзама и ортоклаза, по максимальному углу погасания микролитов — около  $10^\circ$  (для ортоклаза, согласно В. Мурхаузу (1963), этот угол равен  $5^\circ$ ), а также по химическому составу пород (преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  в породах с явно калиево-натриевыми полевыми шпатами). В некоторых случаях в состав основной массы входят микролиты щелочного пироксена (рис. 8, а, б).

Ортоклаз в фенокристаллах легко диагностируется в шлифах по характерным буроватым продуктам изменения и светопреломлению относительно канадского бальзама.  $2V$  колеблется от  $-68$  до  $-74^\circ$ . Часто встречаются простые двойники. Некоторые фенокристаллы ортоклаза содержат до 25—30% (а иногда и больше) пертитовых вростков с заметно более высоким светопреломлением, чем у минерала-хозяина. Вростки ориентированы вдоль плоскостей спайности. Четко они видны лишь в немногих, перпендикулярных спайности разрезах; в иных сечениях они обычно проявляются в неодновременном, пятнистом погасании вкрапленников.

Анортоклаз во вкрапленниках часто характеризуется ясно видимым в шлифах тонким полисинтетическим двойникованием по двум пересекающимся направлениям, как у микроклина, однако светопреломление относительно канадского бальзама, близкое к альбитовому, резко отличает его от микроклина. При полисинтетическом двойниковании только по одному направлению анортоклаз очень похож на альбит и отличие его в большинстве случаев (когда показатели преломления близки к альбитовым) требует точных оптических исследований. Угол  $2V$ , замеренный по 4 вкрапленникам анортоклаза из разных образцов, колеблется от  $-42$  до  $-49^\circ$  ( $\pm$ ). Положение оптической индикатрисы указывает на триклинную сингонию: угол между осью  $Nm$  и  $\perp$  (001) составляет  $\sim 21^\circ$ ; ось  $Ng$  образует с  $\perp$  (010) угол около  $6^\circ$ .

Фенокристаллы альбита почти всегда полисинтетически сдвойникованы по альбитовому, иногда карлсбадскому законам и по ориентировке индикатрисы соответствуют полностью упорядоченной «низкотемпературной» модификации этого минерала с 2—12% Ап (табл. 1). Показатели преломления нескольких вкрапленников колеблются в пределах:  $Ng' = 1,536$ — $1,540$ ;  $Np' = 1,528$ — $1,532$ , что соответствует альбиту, содержащему не более 10% Ап.

Среди уцелевших фенокристаллов моноклинных пироксенов преобладают густо окрашенные в зеленый цвет разновидности с сильным плеохронизмом, относящиеся к эгириин-авгиту (углы  $cNg'$  изменяются от 53 до 74°). Эгириин встречается очень редко. Бесцветные, почти неплеохрозирующие пироксены, судя по углам угасания, равным 48—50°, принадлежат авгиту. Фенокристаллы пироксенов иногда имеют зональное строение, причем часто с неодинаковой густотой окраски различных зон.

Амфиболы в большинстве обломков содержатся в меньшем количестве, чем пироксены. Из них частично уцелели только вкрапленники базальтической и обыкновенной роговой обманки с углами угасания соответственно 0—15 и 22—28°. Щелоч-

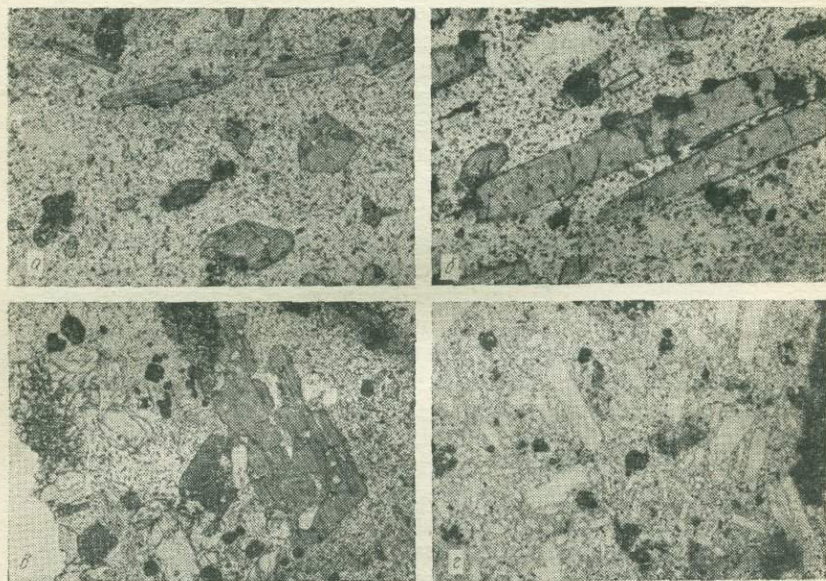


Рис. 8. Трахиты и трахиандезиты: а — щелочной трахит с вкрапленниками щелочного пироксена и опациitizedированными фенокристаллами роговой обманки (в центре и вверху слева); в основной массе видны выделения рудного минерала и мелкие кристаллики пироксена; структура основной массы трахитовая (скв. Ястребовская 3-к, гл. 951—953 м;  $\times 48$ , без анализатора); б — щелочной трахит с вкрапленниками щелочного пироксена; в основной массе видны выделения рудного минерала и мелкие кристаллики пироксена; структура основной массы трахитовая (скв. Ястребовская 3-к, гл. 1028—1033 м;  $\times 48$ , без анализатора); в — субщелочной трахит с вкрапленниками роговой обманки (в центре) и авгита (внизу и слева); видны выделения рудного минерала; структура основной массы трахитовая (скв. Ястребовская 3-к, гл. 1013—1018 м;  $\times 48$ , без анализатора); г — трахиандезит, ортофириновая структура основной массы; видны вкрапленники андезина и зерна рудного минерала (скв. Боршевская Р1, гл. 3180—3184 м;  $\times 53$ , без анализатора)

Таблица I

Оптические константы и состав фенокристаллов плагиоклаза  
в вулканогенных породах Припятской впадины

Скважина	Порода	Образец	Координаты двойниковой оси			Символ двойниковой оси	2V	Номер плагиоклаза по диаграмме Никитина
			Ng	Nm	Np			
Борщевская P1	Щелочной трахит	21(I)	81	15	80	[001]		9—10
		46(I)	16	74	88	⊥ (010)		3—4
		49	10	81	84	⊥ (010)		12
		51	10	80	84	⊥ (010)	—84	12
Ветхинская P1		23	77	18	78	[001]		8
		23а	15	75	87	⊥ (010)		7
		26	71	22	81	[001]		4
		38	17	73	87	⊥ (010)		2
Ястребовская 3-к	Трахит	56	4	86	87	⊥ (010)	—78	25
Борщевская P1	Плагиотрахит	20в	14	76	88	⊥ (010)		34
	Трахиандезит	53а	23	67	87	⊥ (010)	—80	42
		54(II)	29	62	84	⊥ (010)		48
	Трахибазальт	27е	34	60	76	⊥ (010)	—80	57
56д		72	35	62	[001]		36	
Ветхинская P1	Сиенит-порфир	56	17	73	88	⊥ (010)		3
		57	19	71	87	⊥ (010)		1
		62	18	72	88	⊥ (010)		2

ные амфиболы, как известно, при выходе лав на дневную поверхность становятся неустойчивыми и легко разлагаются (Коваленко и др., 1968), чем, видимо, и обусловлено отсутствие их среди реликтов вкрапленников цветных минералов. Некоторые из уцелевших фенокристаллов роговой обманки по краям опацифицированы (рис. 8, а). Следы опацификации наблюдаются и вокруг многих псевдоморфоз по амфиболам.

Из аксессуарных минералов во многих обломках щелочных трахитов наблюдается аномально высокое содержание сфена в характерных для него формах выделения, кроме того, всегда присутствуют рудный минерал и апатит.

Таким образом, характерной особенностью щелочных трахитов Припятской впадины, отличающей их от типичных пород этой группы, является присутствие в их составе наряду с вкрапленниками щелочных цветных минералов фенокристаллов нещелочных их представителей — авгита и роговой обманки, а также повышенное по сравнению с обычным содержание аксессуарного сфена. По относительному количеству цветных минералов эти породы относятся к мезо- и мелано-

Оксид	Щелочные трахиты									
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	55,69	57,84	52,20	56,62	55,27	55,39	57,20	57,27	55,71	55,68
TiO <sub>2</sub>	1,60	2,22	1,63	1,75	2,07	2,30	1,78	1,88	1,82	2,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,98	17,46	17,39	17,43	17,50	17,56	17,40	16,94	17,40	16,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,63	1,77	5,30	2,13	3,62	1,0	5,72	3,20	1,68	2,63
FeO	1,50	0,36	1,50	0,10	1,46	0,74	1,49	1,77	1,23	0,09
MnO	0,11	0,04	0,21	0,07	0,18	0,08	0,20	0,06	0,06	0,06
MgO	1,78	1,75	1,71	2,53	2,42	2,62	0,72	1,80	1,41	1,40
CaO	3,12	1,60	2,89	2,86	1,46	2,56	2,44	1,30	3,72	5,40
Na <sub>2</sub> O	7,27	5,43	7,58	4,13	7,16	6,50	7,64	7,25	6,88	4,92
K <sub>2</sub> O	4,25	8,23	4,90	9,86	6,26	6,10	4,30	5,19	6,18	6,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,37	0,30	He опр.	0,34	0,56	0,32	0,32	0,34	He опр.
SO <sub>3</sub>	0,02	0,15	0,14	0,03	0,04	0,39	—	0,03	—	—
S <sub>сульфид</sub>	—	0,01	—	0,04	—	0,04	—	0,03	0,02	—
п. п. п.	2,12	2,30	4,06	2,20	2,72	3,60	1,41	2,29	4,13	4,79
Сумма	100,42	99,53	99,81	99,73	100,50	99,42	100,62	99,31	100,57	100,03
CO <sub>2</sub>	0,91	0,30	0,17	1,17	0,31	1,07	0,80	He опр.	0,90	2,97
H <sub>2</sub> O—	0,50	0,48	0,64	0,47	0,79	0,46	0,44	0,34	0,35	0,52

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	21,4	23,9	24,2	23,5	23,8	23,9	23,0	23,0	18,1	20,5
c	—	—	—	0,1	—	0,2	0,1	—	—	1,1
ε	0,8	0,4	0,6	—	1,2	—	—	0,8	0,9	—
b	13,1	6,6	12,4	9,7	9,6	9,0	10,5	8,4	9,7	10,6
s	64,7	69,1	62,8	66,7	65,4	66,9	66,4	67,8	71,3	67,8
f'	47,9	23,3	46,6	20,0	38,8	13,6	62,4	43,8	21,7	22,8
m'	23,4	45,8	23,9	44,3	42,5	52,6	11,0	37,2	27,1	23,5
c'	28,7	30,9	29,5	35,7	18,7	33,8	26,6	19,0	51,2	53,7

a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	71,4	49,1	69,6	38,9	61,6	61,8	72,8	66,9	61,4	54,5
t	2,1	2,8	2,3	2,3	2,7	3,0	2,4	2,4	2,4	3,2
φ	36,4	17,0	33,0	18,6	20,1	9,7	46,7	23,1	7,7	21,5
Q	-14,1	-10,0	-23,4	-13,7	-18,0	-14,2	-13,3	-11,2	+5,5	-6,5
a/c	-26,8	-59,8	-40,3	235,0	-19,8	119,5	230,0	-28,8	-20,1	18,6

Оксид	Щелочные трахиты					Субщелочные трахиты			Плагиотрахиты		
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	55,88	57,17	55,49	53,08	53,24	52,20	53,60	56,90	56,65	56,40	56,42
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,31	1,58	2,20	0,51	2,35	2,15	0,75	2,25	1,72	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,72	13,47	17,56	18,20	17,14	18,23	18,09	17,43	17,59	17,89	18,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,72	3,30	5,31	6,07	3,62	1,66	1,48	3,39	2,60	1,32	2,85
FeO	2,31	2,60	1,97	1,25	0,73	2,94	0,40	2,32	0,89	0,61	2,31
MnO	0,12	0,29	0,13	0,11	0,08	0,21	0,13	0,06	0,14	0,06	—
MgO	1,73	4,15	1,90	1,51	1,79	2,98	4,12	2,72	2,35	3,37	1,55
CaO	3,68	2,85	2,74	2,33	3,39	2,88	3,41	1,91	4,03	3,10	3,73
Na <sub>2</sub> O	8,22	7,16	6,70	4,53	1,06	3,24	4,90	3,68	5,62	6,44	5,21
K <sub>2</sub> O	3,61	5,36	4,31	7,05	11,72	7,96	5,58	6,82	5,08	4,70	5,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,53	0,88	0,74	0,09	0,77	0,77	0,28	He опр.	0,36	0,26
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,21	—	—	0,01	0,07	0,16	—
S <sub>сульфид</sub>	0,02	—	0,03	0,04	0,02	0,08	0,18	—	0,02	—	He опр.
п. п. п.	0,96	1,46	1,97	3,46	5,83	4,96	5,40	3,55	2,89	3,44	2,95
Сумма	100,60	99,65	100,55	100,55	99,42	100,42	100,12	99,82	100,17	99,57	99,64
CO <sub>2</sub>	0,22	0,22	0,11	1,32	4,57	1,23	2,20	2,59	0,78	0,70	1,56
H <sub>2</sub> O—	0,44	0,40	0,82	1,52	0,38	1,40	2,50	He опр.	0,60	0,63	0,44

Окисел	Щелочные трахиты					Субщелочные трахиты			Плагиотрахиты		
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>											
<i>a</i>	21,4	17,8	21,3	21,4	21,2	20,0	19,9	18,8	20,1	21,1	19,7
<i>c</i>	—	—	1,3	2,2	2,0	3,1	2,9	2,4	2,0	1,6	2,9
<i>c̄</i>	2,2	5,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>b</i>	10,7	10,6	11,9	10,5	10,2	11,0	10,8	10,8	10,1	11,0	9,3
<i>s</i>	65,7	66,0	65,5	65,9	66,6	65,9	66,4	68,0	67,8	66,3	68,1
<i>f'</i>	30,3	<i>n'</i> =1,3	55,3	66,5	41,6	44,3	17,3	49,3	31,0	28,1	50,8
<i>m'</i>	27,1	66,0	27,3	25,5	32,8	49,0	68,7	44,1	40,0	51,9	29,2
<i>c'</i>	42,6	32,7	17,4	8,3	25,6	6,7	14,0	—	29,0	20,0	20,0
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	6,6	—	—	—
<i>n</i>	75,3	66,5	70,1	49,3	12,7	38,2	57,2	45,5	62,5	67,4	60,9
<i>t</i>	1,7	1,6	2,1	3,1	0,7	3,2	2,9	1,1	2,9	2,2	1,5
<i>Ф</i>	9,0	0,0	38,4	52,4	33,6	14,7	12,0	27,6	22,1	22,5	26,2
<i>Q</i>	-13,6	-9,2	-12,9	-13,2	-11,2	-11,3	-9,9	-4,0	-6,6	-11,2	-6,1
<i>a/c</i>	-9,7	-3,2	16,4	9,7	10,6	6,5	6,9	7,8	10,0	13,2	6,8

\* Анализы 1—4 — обломки в туфе, скв. Борщевская Р1, гл. 2119—2125 м; 5 — обломок в туфе, скв. та же, гл. 2147—2150 м; 6 — то же, гл. 2167—2177 м; 7 — то же, гл. 2190—2193 м; 8 — то же, гл. 2207—2211 м; 9, 10 — обломки в туфе, скв. та же, гл. 2244—2248 м; 11, 12 — то же, гл. 2336—2338 м; 13 — то же, гл. 3136—3139 м; 14 — эффузивный покров, скв. та же, гл. 3224—3231 м; 15 — обломок в туфе, скв. Шарпиловская Р1, гл. 2421—2427 м; 16 — эффузивный покров, скв. Борщевская Р1, гл. 3224—3231 м; 17 — обломок в туфе, скв. Шарпиловская Р1, гл. 1557—1563 м; 18 — лавовый поток, скв. Ветхинская Р1, гл. 2575—2580 м; 19, 20 — обломки в туфе, скв. Борщевская Р1, гл. 2167—2177 м; 21 — лавовый поток, скв. Ветхинская Р1, гл. 2520—2525 м. Анализы выполнены в химической лаборатории БелНИГРИ, аналитик М. А. Жукова. Все анализы в этой таблице и в последующих, выполненные в химической лаборатории БелНИГРИ, рассчитаны на абсолютно сухую навеску. Сера сульфидная входит в сумму в половинном количестве.

кратовым разновидностям щелочных трахитов, что подтверждается также их химическим составом (табл. 2) и расположением векторов на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 9).

Особую группу в составе рассматриваемых пород составляют переходные от щелочных трахитов к фонолитам породы — так называемые фонолитовые трахиты (Заварицкий, 1961), обломки которых встречены в туфах второй вулканогенной толщи Борщевки на глубине 2118—2155 м. Их основная масса сложена ортоклазом со значительной примесью игольчатых микрокристаллов эгирина ( $cNg' = 92-95^\circ$ ), а вкрапленники представлены ярко-зеленым, резко плеохроирующим эгирин-авгитом ( $cNg' = 64-67^\circ$ ), удлинённые кристаллы которого обычно лишены концевых граней, калиево-натриевым полевым шпатом и псевдоморфизованным глинистыми минералами, частью зональным нефелином. Иногда мелкие реликты нефелина наблюдаются и в основной массе, а среди вкрапленников наряду с эгирин-авгитом отмечается присутствие редких кристаллов эгирина. Фенокристаллы пироксена в количественном отношении заметно преобладают, хотя по величине (0,3—1,2 мм) они значительно уступают выделениям нефелина (до 1,5—2 мм) и калишпата (до 5—6 мм). Здесь также наблюдается высокое содержание сфена в виде хорошо образованных кристаллов, дающих в шлифах остросомбовидные, клиновидные и призматические разрезы. В ряду щелочных трахитов впадины эти породы содержат максимальные количества щелочей (табл. 2, анализы 3—5).

*Субщелочные трахиты* в рассматриваемой формации сравнительно редки, хотя и обнаружены почти во всех скважинах. Обломки их обычно образуют примесь в туфах щелочных трахитов, часто совсем незначительную. В скв. Ветхинская Р1 они отмечены в эффузивной фации, в верхней части вскрытой здесь вулканической постройки. От щелочных трахитов впадины они отличаются присутствием в фенокристаллах наряду со щелочными полевыми шпатами известково-натриевых плагиоклазов (обычно средних, реже основных олигоклазов), а от обычных или нормальных трахитов — более щелочным характером (см. табл. 2) и иногда также присутствием щелочных цветных минералов. Основная масса в них имеет исключительно щелочной состав. В химическом отношении эти трахиты примыкают к щелочным разновидностям (рис. 8, в).

Из-за отмеченной выше особенности щелочных трахитов Припятской впадины (наличие вкрапленников нещелочных цветных минералов) и особенности субщелочных трахитов (присутствия иногда щелочных цветных минералов) трудно провести резкую границу между щелочными и субщелочными трахитами этого района. Последние, таким образом, занимают промежуточное положение между известково-щелочными и

Химический состав эффузивных пород востока Припятской впадины, вес. %

Таблица 3

Окисел	Трахиандезиты		Трахибазальты										Субщелочной базальт	
	22*	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33		34
SiO <sub>2</sub>	56,75	56,15	48,06	48,37	49,50	45,82	49,52	46,29	45,84	49,91	45,02	47,98	48,80	43,33
TiO <sub>2</sub>	1,71	1,28	2,54	2,44	2,42	2,23	1,79	1,23	2,01	2,50	1,79	2,73	1,64	2,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,56	19,13	16,17	14,42	15,19	19,45	15,53	17,17	18,84	18,01	16,79	9,92	17,99	11,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,42	4,28	4,07	6,11	6,78	2,83	6,06	5,45	2,66	5,34	4,59	6,57	7,51	3,63
FeO	1,01	1,49	2,42	4,60	3,36	4,38	2,08	4,24	5,16	2,83	2,75	4,36	2,48	7,52
MnO	0,08	0,10	0,12	0,33	0,27	0,50	0,23	0,32	0,25	0,17	0,02	0,04	0,05	0,20
MgO	2,65	1,38	3,84	6,65	5,49	5,59	2,76	4,84	7,11	5,54	6,14	4,96	3,91	7,88
CaO	1,81	3,59	4,33	4,12	3,14	5,54	6,40	4,56	2,17	2,19	4,55	7,52	3,74	7,62
Na <sub>2</sub> O	4,49	6,66	5,56	6,48	6,72	3,55	5,82	3,71	3,50	4,21	6,89	3,96	3,72	2,98
K <sub>2</sub> O	5,48	3,05	6,25	2,25	2,74	5,33	4,96	4,94	4,04	3,98	2,96	3,28	4,46	3,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,58	0,74	0,54	0,73	0,69	0,77	0,46	0,97	0,93	0,45	0,48	0,17	0,71	0,46
SO <sub>3</sub>	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S сульфид	0,03	0,01	0,02	0,02	—	—	0,02	0,03	—	—	—	—	—	Не опр.
п. п. п.	0,74	6,55	3,82	3,82	3,98	—	4,92	5,85	7,15	4,41	—	—	—	8,85
Сумма	100,60	100,51	100,33	100,33	100,28	—	100,54	99,59	99,66	99,54	—	—	—	100,24
CO <sub>2</sub>	1,11	2,80	0,27	0,27	0,38	—	3,67	3,75	3,02	2,89	—	—	—	7,34
H <sub>2</sub> O—	1,07	1,07	0,88	0,88	1,20	—	0,57	0,76	1,15	0,92	—	—	—	1,56

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	18,2	19,9	22,0	18,6	18,8	16,7	21,1	16,7	14,4	15,7	20,6	13,5	16,0	11,9
<i>c</i>	2,2	3,3	0,3	0,1	0,8	5,8	—	4,2	2,7	4,8	1,6	—	4,9	2,1
$\bar{c}$	—	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—	0,4	—	—
<i>b</i>	12,3	9,1	18,0	25,4	21,7	19,3	19,6	20,4	27,6	18,0	22,1	27,6	17,3	32,3
<i>s</i>	67,3	67,7	59,7	55,9	58,7	58,3	58,7	58,7	55,3	61,5	55,7	58,5	61,8	53,7
<i>f'</i>	40,9	59,4	33,9	37,9	43,4	39,1	35,5	47,5	29,0	42,7	31,4	35,2	55,8	33,6
<i>m'</i>	37,5	27,3	37,4	43,4	43,0	53,3	24,0	43,8	46,3	54,1	49,4	31,0	41,6	43,1
<i>c'</i>	—	13,3	28,7	18,7	13,6	7,7	40,5	8,7	—	3,2	19,3	33,8	—	23,3
<i>a'</i>	21,6	—	—	—	—	—	—	—	24,7	—	—	—	2,6	—
<i>n</i>	55,7	76,5	57,5	83,5	78,8	50,4	65,1	53,5	56,5	61,8	77,6	63,9	55,6	57,1
<i>t</i>	2,2	1,7	3,7	3,6	3,5	3,5	2,7	1,9	3,3	3,6	3,0	4,1	2,4	4,7
$\Phi$	31,8	42,2	20,5	20,0	27,2	13,0	24,1	24,8	8,9	26,1	19,0	19,7	40,3	10,1
<i>Q</i>	-4,0	-7,7	-24,9	-25,5	-21,0	-22,4	-25,4	-20,2	-20,9	-13,2	-31,5	-10,4	-12,7	-18,5
<i>a/c</i>	8,3	6,0	73,3	186,0	23,5	3,0	-35,1	4,0	5,3	3,3	13,0	-33,7	3,3	5,7

\* Анализ 22—обломок в туфе, скв. Боршевская Р1, гл. 2190—2193 м; 23 — то же, гл. 3200—3206 м; 24 — то же, гл. 2244—2248 м; 25—27 — обломки в туфе, скв. та же, гл. 2320—2338 м; 28—лавовый язык, скв. та же, гл. 2428 м; 29, 30—эффузивный покров, скв. та же, гл. 3240—3247 м; 31 — обломок в туфе, скв. та же, гл. 3384—3391 м; 32—34 — обломки в туфе, скв. Ястребовская 3-к, гл. 1798—1803 м; 35 — эффузивный покров, скв. Васильевская Р1, гл. 2019—2024 м. Анализы 23—26 и 28—31 выполнены в химической лаборатории БелНИГРИ, аналитик М. А. Жукова. Анализы 22, 27, 32—34 заимствованы у В. С. Гладких (1972).

щелочными трахитами, приближаясь к трахитам типа Понца и Драхенфельс, однако больше тяготея к щелочным разностям.

*Плагиотрахиты* в рассматриваемой формации еще более редки, чем отмеченные выше породы. В виде обломков они встречены в двух интервалах вулканогенных толщ Борщевки (3288—3344 м и 2165—2195 м), а в эффузивной фации известны в верхах вулканической постройки Ветхина. От остальных трахитов впадины они отличаются только составом полевого шпата в фенокристаллах, который обычно представлен основным олигоклазом, но встречается также кислый и средний андезин (табл. 1). Основная масса в этих породах остается нацело щелочной (альбит, ортоклаз, анортотлаз). По химизму эти трахиты почти не отличаются от описанных выше разностей (табл. 2).

В химическом отношении трахиты северо-востока Припятской впадины резко специфичны и отличаются от средних трахитов Дели пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$  (52—57%) и повышенным  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , щелочей и иногда суммарного железа. По химической классификации А. Н. Заварицкого (1960) они относятся в основном к классу 5 (слабо недосыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), к группам пересыщенных щелочами и богатых щелочами пород. И только 2 из 21 анализированного образца относятся к классу 4 (насыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), также к группам пересыщенных и богатых щелочами пород. Суммарное содержание щелочей в породах изменяется от 10 до 14% при некотором преобладании то  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $n=61-75$ ), то  $\text{K}_2\text{O}$  ( $n=38-57$ ). Около 40% анализированных образцов пересыщены щелочами и характеризуются отношением  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ . На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 9) рой фигуративных точек трахитов Припятской впадины располагается несколько ниже средних значений трахитов по Дели ( $b$  колеблется от 7 до 13, а в подавляющем большинстве анализов от 9 до 11), что отчасти обусловлено повышенным содержанием в трахитах впадины окиси магния: 9 из 21 анализированного образца содержат  $\text{MgO}$  в количестве более 2% (в основном от 2 до 3%). В пяти образцах содержание суммарного железа больше 6 за счет повышенного содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (5—6%). Параметр  $a$  изменяется от 18 до 24, причем в большинстве анализов (18 из 21) — от 20 до 24, при величине  $c$ , изменяющейся от 0 до 3,1.

*Трахиандезитами* в рассматриваемой формации названы породы, отличающиеся от трахитов составом фенокристаллов полевого шпата, среди которых резко преобладают известково-натриевые плагиоклазы (основной андезин — основной олигоклаз), а также существенным содержанием в основной массе олигоклаза, который иногда в ней даже преобладает. Состав олигоклаза в микролитах более щелочной, чем во вкрапленни-

ках. Структура основной массы обычно трахитовая, иногда ортофирная (рис. 8, *г*). Фенокристаллы цветных минералов почти полностью разложены. Среди их уцелевших реликтов отмечены авгит, базальтическая роговая обманка, эгирин-авгит. Эти породы встречаются сравнительно редко. В самостоятельном залегании они неизвестны и встречены только в виде обломков, образующих ту или иную примесь в туфах трахитового или нефелинит-трахитового состава. Обломки их обнаружены в разрезах Борщевской, Ястребовской, Ветхинской и Вышемировских скважин. Петрографический состав туфов, содержащих обломки трахиандезитов, повсеместно свидетельствует о том, что эти породы в Припятской впадине ассоциируют со щелочными трахитами, с которыми они, видимо, генетически связаны через субщелочные трахиты и плагиотрахиты. По химическому составу трахиандезиты Припятской впадины (табл. 3) практически не отличаются от трахитов, что также говорит о близком родстве этих пород. Оптические константы плагиоклаза вкрапленников трахиандезитов приведены в табл. 1.

### Щелочные базальтоиды

В составе группы щелочных базальтоидов востока Припятской впадины выделены нефелиниты, лейцитовые нефелиниты, нефелиновые лейцититы, трахибазальты и субщелочной биотит-оливиновый базальт.

*Нефелиниты* наряду с трахитами — одна из наиболее часто встречающихся разновидностей вулканических пород Припятской впадины. Они широко распространены как в эффузивной, так и в пирокластической фациях. Мощность их покровов в различных разрезах колеблется от 4 до 116 м, а мощность пачек вулканокластов этих пород достигает 145 м. Это породы всегда существенно измененные, зеленовато-темно-серого, зеленого, иногда коричневого или почти черного цвета — окраска их обусловлена характером вторичных изменений. Они состоят из нефелина, пироксена, рудного минерала и измененного стекловатого базиса. В качестве второстепенных минералов присутствуют апатит, сфен, иногда лейцит. Структура обычно эвпорфирная, но встречаются разности с микропорфировой и афировой структурами (рис. 10, *а — в*).

Основная масса в этих породах характеризуется нефелинитовой структурой и состоит из микролитов нефелина (псевдоморфоз глинистых минералов) величиной 0,02—0,08 мм, более или менее густо размещенных в стекловатом, обычно нацело глинизированном мезостазице. В некоторых разновидностях в составе основной массы наряду с нефелином появляются микролиты лейцита в различном количестве; такие породы вслед за А. Н. Заварицким, Е. А. Кузнецовым и другими исследу-

дователями мы относим к лейцитовым нефелинитам. Лейцит в них замещен либо анализимом, либо чаще светло-коричневым изотропным цеолитом. Часть микролитов лейцита в таких породах иногда представлена скелетными формами, которые, впрочем, встречаются и среди микролитов нефелина. Иногда в составе основной массы присутствуют игольчатые микролиты сфена, а иногда пироксена. Последних, по всей вероятности, было гораздо больше, чем можно сейчас наблюдать, так как легкость разрушения пироксена при малых поперечных размерах его микролитов препятствует сохранению их реликтов в оглиненном стекловатом базисе. В некоторых случаях вулканическое стекло в основной массе не достигает максимальной степени изменения, и тогда в нем отчетливо видны микротрещины сжатия, которые, располагаясь иногда концентрическими окружностями, образуют элементы перлитовой текстуры. Макротрещиноватость того же генезиса часто обуславливает оскольчатую и скорлуповатую отдельность таких пород. В некоторых очень редких разностях, встреченных в пирокластической фации, в составе основной массы наблюдается небольшое количество микролитов калиево-натриевого полевого шпата — до 7—10%.

Во вкрапленниках нефелинитов присутствуют в основном нефелин и пироксен, и лишь в редких случаях в виде единичных выделений встречается оливин. Вкрапленники нефелина иногда достигают 7—8 мм. Они всегда хорошо огранены (идиоморфные разрезы в шлифах), но полностью разложены и замещены глинистыми минералами (главным образом диоктаэдрической гидрослюдой), иногда совместно с цеолитами и карбонатом. Содержание их в породах различно, но обычно не превышает 10%. Располагаются они поодиночке и скоплениями. Фенокристаллы пироксена представлены обычно эгириин-авгитом, в шлифах зеленоватым или зеленым, плеохроирующим, с углами угасания от 56 до 73°, иногда эгирином ( $cNg = 90-94^\circ$ ) и авгитом ( $cNg = 48-50^\circ$ ). Последний чаще всего встречается во внутренних частях зональных кристаллов, где он обычно бесцветный в противоположность последующим зонам, образованным зеленоватым эгириин-авгитом с постепенным сгущением окраски к краю зерна и возрастанием углов угасания относительно оси  $Ng$ . Однако в большинстве случаев и в ядрах зональных кристаллов наблюдается эгириин-авгит. Эгириин изредка встречается в виде отдельных выделений, а чаще образует кайму на зональных фенокристаллах эгириин-авгита. Фенокристаллы пироксенов часто имеют сильно вытянутую удлиненно-призматическую форму, достигая 3—4 мм в длину при относительно малых поперечных размерах. Они, как правило, сильно изменены, нередко почти полностью разложены и замещены хлоритом и карбонатом. Часто судить об их

составе приходится по совсем незначительным уцелевшим реликтам. Вкрапленники оливина встречаются, как уже отмечалось, весьма редко и лишь в некоторых разностях описываемых пород. Они выделяются более или менее идиоморфными очертаниями в шлифах и нацело замещены окислами железа и карбонатом. Размеры их обычно не превышают 1,5 мм.

Химический состав нефелинитов Припятской впадины (табл. 4) весьма изменчив, что, впрочем, свойственно породам группы щелочных базальтоидов. Даже в пределах одного покрова можно наблюдать существенные различия в химическом составе образцов, взятых с разных глубин (анализы 39, 47—51, 66, 68 и др.). Значительны колебания содержаний  $\text{SiO}_2$  — 37,5—49,7%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 10,1—18,6;  $\text{MgO}$  — 1,4—13,3; суммарного железа — 6,7—18,5 и щелочей — 3,3—12,2%. Это находит отражение на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 9), где описываемые породы образуют четкий изовариационный ряд, начинающийся сугубо меланократовыми породами, по-видимому, эффузивными аналогами мельтейгитов и заканчивающийся аналогами сравнительно лейкократовых ийолитов. Параметр  $a$  изменяется от 6,7 до 23,3;  $b$  — от 45,9 до 13,6, причем хорошо выдерживается закономерность: с уменьшением величины  $b$  возрастает величина  $a$ , т. е. с убыванием пироксена в породах ряд становится более щелочным. В ряде анализов отношение  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ , что свидетельствует о пересыщении пород щелочами (появляется коэффициент  $\bar{c}$ ). В распределении щелочей в породах нередко сказывается замещение нефелина гидрослюдой, связанное с выносом натрия и привносом калия.

Специфической особенностью нефелинитов Припятской впадины, еще более усугубляющей щелочность этих пород, является почти повсеместная обедненность их кальцием. Среднее содержание  $\text{CaO}$ , взятое по 26 анализам (без учета некоторых разностей из разреза Ястребовки, содержание  $\text{CaO}$  в которых приближается к нормальному для щелочных базальтоидов), составляет 3,18%, что на 6,5—7% меньше, чем содержание  $\text{CaO}$  в средних нефелинитах, лейцититах и ийолитах по Дели. Разумеется, мы не сбрасываем со счета сильной измененности нефелинитов, однако низкое содержание  $\text{CaO}$  наблюдается во всех как более, так и менее измененных породах, и, естественно, объяснять дефицит кальция только этой причиной было бы ошибкой. В то же время несколько своеобразный состав нефелинитов — цветной минерал в них представлен не диопсидом и титан-авгитом, что свойственно породам данной группы, а главным образом эгирин-авгитом — хорошо согласуется с представлением об обедненности кальцием первичного расплава. Что же касается изменения пород, то следует отметить, что многочисленные химические анализы вулканитов Припят-

## Химический состав эффузивных пород

## востока Припятской впадины, вес. %

Окисел	Нефели							
	36*	37	38	39	40	41	42	43
SiO <sub>2</sub>	49,67	49,26	42,10	45,27	45,54	44,31	43,89	49,27
TiO <sub>2</sub>	1,71	2,03	4,85	3,38	3,0	2,94	4,25	3,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,66	14,08	11,10	14,86	15,28	11,53	14,94	15,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,94	8,01	4,10	7,28	6,61	6,87	8,94	6,28
FeO	1,74	1,29	7,22	2,67	2,46	2,95	1,25	1,85
MnO	0,15	0,21	0,34	0,24	0,28	0,24	0,19	0,36
MgO	3,44	3,19	10,46	6,22	5,86	12,50	6,34	2,86
CaO	2,16	3,74	5,37	5,55	8,41	3,28	4,26	3,98
Na <sub>2</sub> O	7,00	7,36	1,70	3,55	4,20	4,69	3,29	5,50
K <sub>2</sub> O	4,53	2,87	2,00	3,85	3,40	2,90	4,91	6,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,73	0,89	0,45	0,55	0,46	He опр.	0,82
SO <sub>3</sub>	—	0,04	—	—	—	—	0,30	0,26
S сульфид	0,04	0,11	—	He опр.	—	0,02	—	—
п. п. п.	5,67	6,86	—	6,22	—	7,40	7,60	4,12
Сумма	100,18	99,72	—	99,54	—	100,08	100,20	100,49
CO <sub>2</sub>	0,12	1,52	—	0,64	—	1,49	0,70	0,47
H <sub>2</sub> O—	2,05	3,05	—	2,29	—	1,99	2,34	0,99

## Числовые характеристики

a	23,3	19,9	7,0	14,2	12,4	14,5	15,5	22,8
c	1,6	—	4,4	3,5	5,8	0,4	3,0	—
c/c	—	1,6	—	—	—	—	—	2,0
b	13,6	17,6	32,9	24,5	28,1	32,8	23,8	17,3
s	61,5	60,9	55,7	57,8	53,7	52,3	57,7	57,9
f'	45,7	40,5	35,6	39,3	41,8	26,9	41,0	36,7
m'	45,2	32,2	58,7	45,6	40,4	62,2	48,2	31,4
c'	9,1	27,3	7,9	15,1	17,8	10,9	10,8	31,9
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	70,2	77,5	56,2	58,2	63,2	71,0	50,5	51,7
t	2,5	3,0	8,0	5,4	3,8	4,6	6,7	5,7
φ	31,9	31,8	11,8	27,2	32,7	17,8	34,6	23,4
Q	-25,2	-19,6	-7,0	-16,3	-23,2	-24,8	-18,6	-31,8
a/c	14,6	-12,4	1,6	4,1	2,1	36,2	5,2	-11,4

ниты	Нефели								
	44	45	46	47	48	49	50	51	52
	46,90	47,36	42,58	37,54	41,54	42,08	42,47	37,98	48,16
	2,92	2,61	2,98	2,92	2,89	3,43	2,84	3,28	1,93
	14,20	15,74	14,62	12,51	10,49	12,25	11,20	12,46	12,95
	6,03	7,44	6,29	10,00	8,14	9,40	7,87	7,62	12,11
	3,63	2,55	5,39	8,53	6,04	3,69	7,24	9,25	2,27
	0,41	0,27	0,22	0,10	0,09	0,13	0,18	0,07	0,18
	7,68	3,07	9,82	12,65	13,28	7,99	8,33	11,74	5,58
	2,73	3,61	4,19	1,33	3,02	4,42	3,24	1,72	3,00
	4,50	5,87	1,54	2,53	3,72	8,44	5,96	1,72	2,88
	6,47	5,11	4,51	0,74	1,46	1,92	1,72	3,39	3,76
	0,65	0,67	0,64	0,73	0,64	0,59	0,52	0,66	0,69
	—	—	—	—	0,03	—	0,03	0,03	—
	0,04	0,06	0,11	0,46	0,50	0,60	0,13	0,41	—
	4,52	5,52	6,95	9,60	7,95	5,15	7,95	9,53	6,01
	100,66	99,85	99,78	99,41	99,54	99,79	99,61	99,65	99,52
	0,66	0,63	0,34	He опр.	0,75	0,96	0,75	0,52	2,64
	1,29	0,93	2,82	5,25	5,80	3,81	2,34	3,68	3,49

## по А. Н. Заварицкому

19,0	22,0	10,7	6,7	10,4	16,8	15,4	9,0	12,6
—	—	5,1	1,6	1,8	—	—	2,2	2,9
0,4	0,6	—	—	—	5,0	0,6	—	—
24,9	18,9	29,5	45,9	37,5	26,2	32,0	40,9	24,6
55,7	58,5	54,7	45,8	50,3	52,0	52,0	47,9	59,9
34,5	46,8	38,6	37,0	34,3	26,1	42,3	39,2	55,0
52,3	29,0	60,2	47,3	60,8	52,8	45,0	50,7	40,9
13,2	24,2	1,2	—	4,9	21,1	12,7	—	4,1
—	—	—	15,7	—	—	—	10,1	—
50,4	65,0	34,2	83,1	79,0	83,3	83,6	42,9	54,7
4,4	4,0	5,1	5,4	4,9	5,8	4,7	6,1	2,9
19,2	31,7	19,3	19,0	18,7	12,3	19,6	16,8	44,7
-27,0	-27,6	-17,1	-23,4	-22,0	-34,6	-27,4	-24,4	-8,3
-47,5	-36,7	2,1	4,2	5,8	-3,4	-25,7	4,1	4,3

Окисел	Нефелиниты						Лейцитовые	
	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO <sub>2</sub>	42,47	46,81	43,78	42,32	43,27	44,98	47,51	49,61
TiO <sub>2</sub>	1,66	1,58	2,22	2,78	2,38	2,73	1,90	2,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,21	13,82	13,82	15,34	10,11	10,92	15,11	15,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,25	9,05	8,55	4,49	6,54	6,75	8,52	6,89
FeO	3,55	2,79	5,12	3,77	5,42	4,36	2,23	1,98
MnO	0,31	0,13	0,18	0,07	0,07	0,04	0,20	0,18
MgO	9,58	5,42	7,91	4,53	5,13	5,96	5,13	3,97
CaO	5,46	5,84	7,38	9,75	10,19	8,52	2,77	3,77

нефелиниты					Нефелиновые лейциты			
61	62	63	64	65	66	67	68	69
47,25	49,52	45,51	39,16	38,04	46,45	46,12	49,71	43,84
2,92	2,28	2,44	1,45	0,18	1,70	1,36	1,63	1,96
15,24	18,61	18,17	15,37	15,22	16,13	16,17	14,98	14,45
8,65	7,09	6,57	5,21	7,00	9,93	7,82	8,64	6,80
2,02	1,30	2,07	3,05	2,60	2,31	2,66	2,09	5,0
0,18	0,06	0,12	0,15	0,23	0,14	0,18	0,08	0,13
4,38	3,60	3,99	5,21	4,78	3,60	2,93	1,42	6,81
4,90	1,15	2,75	8,90	10,08	1,90	3,40	2,91	2,54

Окисел	Нефелиниты						Лейцитовые	
	53	54	55	56	57	58	59	60
Na <sub>2</sub> O	2,87	4,04	2,66	3,99	3,17	3,96	4,88	6,20
K <sub>2</sub> O	2,51	2,46	1,23	2,98	2,98	3,28	4,00	3,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,79	0,55	0,87	0,23	0,23	0,17	0,72	0,67
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
S <sub>с</sub> сульфид	0,06	—	—	—	—	—	0,09	0,04
п. п. п.	7,84	7,04	6,05	—	—	—	7,19	5,90
Сумма	99,53	99,53	99,77	—	—	—	100,20	100,46
CO <sub>2</sub>	4,94	4,59	3,86	—	—	—	1,13	0,60
H <sub>2</sub> O—	1,77	2,81	2,21	—	—	—	4,43	3,69

Числовые характеристики по

a	11,4	13,2	8,3	14,6	12,1	13,9	17,6	19,1
c	5,3	3,2	5,7	3,9	1,1	0,6	2,0	1,4
c	—	—	—	—	—	—	—	—
b	25,9	25,3	31,1	25,8	32,6	30,7	21,1	18,6
s	57,4	58,3	54,9	55,7	54,2	54,8	59,3	60,9
f'	47,6	43,9	41,9	31,8	34,7	33,4	48,3	44,3
m'	42,4	38,8	45,6	32,9	28,3	33,7	44,1	57,8
c'	10,0	17,3	12,5	35,3	36,9	32,9	7,6	17,9
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	62,5	71,5	77,2	67,0	61,6	64,6	65,3	74,6
t	2,8	2,5	3,7	4,7	4,0	4,3	2,9	3,5
φ	31,1	32,4	24,7	16,3	17,9	19,4	36,6	32,8
Q	-13,3	-13,0	-12,5	-21,7	-16,9	-18,8	-18,6	-17,8
a/c	2,1	4,1	1,4	3,7	11,0	23,1	8,8	13,6

\* Анализ 36 — обломок в туфе, скв. Шарпиловская Р1, гл. 1557—гл. 2337—2341 м; 39 — эффузивный покров, скв. та же, гл. 2423—2427 м; гл. 2119—2125 м; 42, 43 — обломки в туфе, скв. та же, гл. 2147—2150 м; скв. та же, гл. 2450 м; 46 — то же, скв. Вышемировская Р2, гл. 1947 м; то же, гл. 1729—1735 м; 49 — то же, гл. 1735—1739 м; 50 — то же, гл. гл. 945,0—945,5 м; 53 — то же, гл. 955—962 м; 54 — то же, гл. 972—977 м; то же, скв. Шарпиловская Р1, гл. 1588 м; 60, 61 — то же, гл. 1623—1627 м; гл. 1135 м; 65 — то же, гл. 1226—1228 м; 66 — то же, скв. Ветхинская Р1, 2386 м; 69 — лавовый язык, скв. Вышемировская Р2, гл. 1863 м. Все лаборатории БелНИГРИ, аналитик М. А. Жукова.

ской впадины показали, что в очень многих случаях преобразование их шло без существенного выноса и привноса окислов, а главным образом за счет внутреннего перераспределения компонентов.

По химической классификации А. Н. Заварицкого нефелиниты Припятской впадины относятся в основном к классу 6 (ненасыщенные SiO<sub>2</sub> породы), к группам пересыщенных щелочами, богатых щелочами и щелочных пород. И только 6 из 30 анализированных образцов относятся к классу 5 (слабо не-

нефелиниты					Нефелиновые лейцититы			
61	62	63	64	65	66	67	68	69
3,26	4,03	6,87	4,71	3,71	5,04	6,30	9,12	4,45
4,67	5,77	2,79	1,66	2,12	4,04	3,50	2,49	3,71
1,00	0,74	0,74	0,67	0,19	0,27	0,20	0,18	0,25
—	—	—	—	—	0,06	—	0,06	0,16
0,06	0,01	0,03	0,16	—	Не опр.	—	Не опр.	0,44
5,54	6,14	7,61	13,92	—	7,95	—	6,49	9,43
100,04	100,29	99,64	99,54	—	99,52	—	99,80	99,75
1,71	0,85	1,16	10,01	—	0,27	—	1,28	1,06
5,20	4,65	3,44	1,65	—	0,41	—	0,92	1,87

## А. Н. Заварицкому

15,1	17,7	21,2	15,0	13,4	18,7	20,8	21,1	16,4
3,4	1,5	2,8	4,5	5,5	2,6	1,5	—	2,2
—	—	—	—	—	—	—	3,9	—
21,0	21,3	16,8	27,2	29,3	18,6	18,9	14,0	25,4
60,5	59,5	59,2	53,3	51,9	60,1	58,5	61,0	56,0
47,4	35,0	50,2	32,5	35,3	63,8	54,8	55,2	46,2
38,2	29,0	44,4	37,7	33,1	36,2	29,0	18,0	49,4
14,4	—	5,4	29,8	31,4	0,0	16,2	26,8	4,4
—	36,0	—	—	—	—	—	—	—
51,5	51,2	78,7	80,8	73,1	65,3	73,3	81,7	64,9
4,4	3,4	3,8	2,8	0,5	2,6	2,2	1,3	3,3
36,5	28,8	36,8	19,3	24,5	50,4	38,9	39,7	25,1
-12,6	-17,9	-26,8	-27,9	-28,6	-19,8	-25,5	-24,1	-23,0
4,4	11,8	7,6	3,3	2,4	7,2	13,9	-5,4	7,8

1563 м; 37—то же, гл. 1583—1589 м; 38—то же, скв. Ветхинская Р1, 40—то же, гл. 2483—2489 м; 41—обломок в туфе, скв. Борщевская Р1, 44—обломок в туфе, скв. та же, гл. 2190—2193 м; 45—лавовый язык, 47—эффузивный покров, скв. Вышемировская Р11, гл. 1724—1729 м; 48—1739—1746 м; 51—то же, гл. 1746—1750 м; 52—то же, скв. Ястребовская 3-к, 55—то же, гл. 1206—1211 м; 56—58—то же, гл. 1226—1228 м; 59—62, 63—то же, гл. 1658—1663 м; 64—то же, скв. Ястребовская 3-к, гл. 2351—2356 м; 67—то же, гл. 2356—2361 м; 68—то же, гл. 2381—анализы, за исключением 38, 40, 56—58, 65, 67, выполнены в химической Перечисленные семь анализов заимствованы у В. С. Гладких (1972).

досыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), к группам умеренно богатых щелочами (4 образца) и бедных щелочами (2 образца) пород.

Нефелиновые лейцититы встречаются среди щелочных базальтоидов Припятской впадины сравнительно редко. От лейцитовых нефелинитов они отличаются резким преобладанием в основной массе микролитов лейцита над нефелином. Состав фенокристаллов тот же, что и в нефелинитах,— главным образом нефелин и пироксен (эгирин-авгит). Очевидно, эти породы связаны друг с другом постепенными переходами. Среди

лейцититов встречаются разности как с полностью образованными микролитами лейцита, так и со скелетными их формами — звездчатыми и крестообразными, в шлифах часто напоминающими снежинки (рис. 10, *г, д*). Для последних пород особенно характерна тончайшая трещиноватость (микротрещины сжатия), обуславливающая нерезко выраженную перлитовую микротекстуру основной массы (рис. 10, *е*). В химическом отношении нефелиновые лейцититы Припятской впадины (табл. 4) практически не отличаются от нефелинитов — лишь в соотношении щелочей, видимо, сказывается замещение

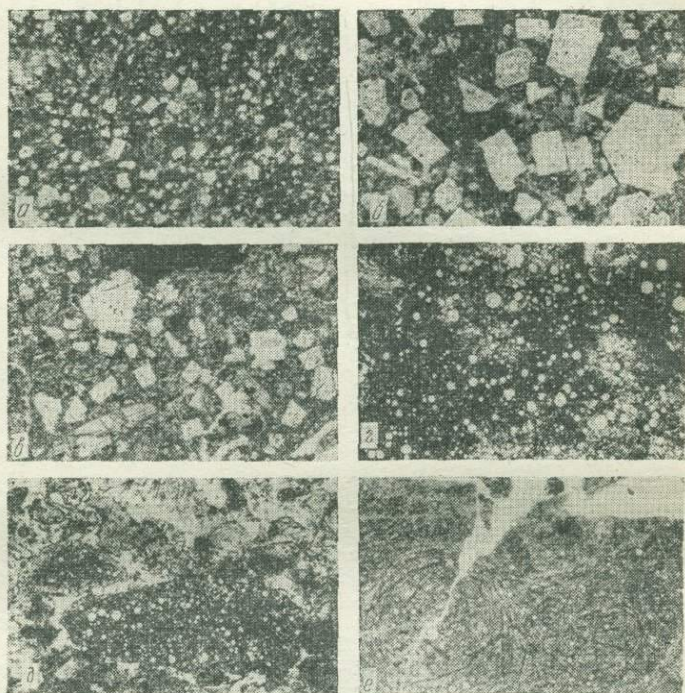


Рис. 10. Нефелиниты и лейцититы ( $\times 48$ , без анализатора): *а* — нефелинит, афирная структура; микролиты нефелина заключены в стекловатом базисе (скв. Ястребовская 3-к, гл. 945—951 м); *б* — нефелинит, вкрапленники нефелина в стекловатой основной массе (скв. Шарпиловская Р1, гл. 1557—1563 м); *в* — нефелинит, фенокристаллы нефелина и пироксена в стекловатой основной массе (скв. Ястребовская 3-к, гл. 918—922 м); *г* — нефелиновый лейцитит, основная масса; микролиты лейцита заключены в стекловатом базисе (скв. Вышемировская Р2, гл. 1861—1864 м); *д* — нефелиновый лейцитит, обломки в туфе; видны скелетные кристаллы лейцита (скв. Вышемировская Р2, гл. 1861—1864 м); *е* — концентрическая микротрещиноватость в стекловатой основной массе лейцитита; перлитовая микротекстура (скв. Вышемировская Р2, гл. 1863 м)

лейцита анальцимом, связанное с выносом калия и привносом натрия. По химической классификации А. Н. Заварицкого они относятся к классу 6 (ненасыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), к группам пересыщенных и богатых щелочами пород.

Породы, названные *трахибазальтами*, встречаются в расматриваемой формации довольно часто, причем как в пирокластической (почти во всех скважинах), так и в эффузивной (скв. Борщевская Р1) фациях. От сходных с ними иногда трахитов и трахиандезитов они отличаются прежде всего структурой основной массы, которая приближается в них то к пилотакситовой, то к интерсертальной, то к трахитовой и характеризуется значительным содержанием (до 5—7%) хлоритизированного стекловатого базиса. Лейсты и микролиты полевого шпата представлены в ней ортоклазом или анортоклазом, иногда с тем или иным содержанием плагиоклаза (олигоклаза или андезина). Расположение их чаще всего беспорядочное, но иногда в нем заметно стремление к субпараллельной ориентировке, особенно в тех случаях, когда индивиды основной массы имеют наиболее крупные размеры. Часто в составе основной массы наблюдаются игольчатые микрокристаллы пироксена. Располагающийся между микролитами хлоритовый мезостазис обычно густо усеян микровыделениями рудного минерала, наряду с которыми в нем иногда встречаются мелкие (0,03—0,05 мм) листочки биотита.

Породы обычно порфиоровые, иногда микропорфиоровые. Фенокристаллы цветных минералов представлены моноклинным пироксеном (авгит,  $cNg' = 46—49^\circ$ ) и амфиболом (обычно базальтическая роговая обманка,  $cNg'$  около  $0^\circ$ ). Как правило, они полностью или частично разложены и замещены хлоритом, кальцитом, иногда совместно с окислами железа и титанистыми минералами. Вкрапленники полевых шпатов представлены либо ортоклазом, либо плагиоклазом (андезином и лабрадором), причем последними в тех разностях, где плагиоклаз содержится и в основной массе.

Таким образом, по составу полевых шпатов среди трахибазальтов Припятской впадины четко выделяются две группы пород: чисто ортоклазовые трахибазальты, содержащие во вкрапленниках и в основной массе только ортоклаз (или вообще калишпат), и породы плагиоклаз-ортоклазовые, содержащие во вкрапленниках плагиоклаз, а в основной массе плагиоклаз и ортоклаз. Первые по минеральному составу тяготеют к щелочным трахитам, от которых отличаются главным образом более высоким содержанием фемических минералов и структурой основной массы. По-видимому, образование их связано с достигшим поверхности расплавом вогезитового или шонкинитового состава. Вторые по минеральному составу близки к трахиандезитам, отличаясь от них наряду с повышенным со-

держанием железо-магнезиальных и рудного минералов несколько более основным составом плагиоклаза во вкрапленниках и в основной массе, а также наличием хлоритизированного стекла в последней. Генетически породы этой группы, видимо, связаны с трахиандезитами.

Химический состав трахибазальтов Припятской впадины (табл. 3) хорошо согласуется с их минералогическими особенностями. Среди них выделяются составы, пересыщенные щелочами или находящиеся на грани пересыщения ( $c=0,1-0,3$ ), и составы нормального ряда, более или менее обогащенные полевошпатовой известью ( $c=4,2-5,8$ ). По химической классификации А. Н. Заварицкого они относятся к классам 5 и 6 (слабо недосыщенные и ненасыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), к группам богатых щелочами, пересыщенных щелочами и щелочных пород. Содержание  $\text{SiO}_2$  в них колеблется от 45 до 50%, а суммарное количество щелочей — от 7 до 11% при том или ином преобладании то  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $n=62-83$ ), то  $\text{K}_2\text{O}$  ( $n=50-57$ ). Величина  $Q$  в большинстве анализов  $< -20$  и только в трех анализах изменяется от  $-13$  до  $-10$ .

*Субщелочной биотит-оливиновый базальт* встречен только одной скважиной — Васильевская Р1 — в средней части разреза второй вулканогенной толщи, где он, судя по каротажу, образует покров мощностью около 5 м (гл. 2022—2027 м). Породы темно-серые, почти черные, мелкопорфировые. Вкрапленники величиной от нескольких десятых миллиметра до 1,5—2,0 мм представлены авгитом ( $cNg=48^\circ$ ,  $2V=+60^\circ$ ), полностью или частично замещенным карбонатом, реже псевдоморфозами идингсита, серпентина и карбоната по оливину (7—10% объема породы), еще реже хорошо сохранившимся биотитом (2—3%). Основная масса апогидропиритовая. Она сложена очень тонкими микролитами плагиоклаза (основного андезина), зернами рудного минерала и нацело замещенными карбонатом микролитами пироксена, беспорядочно расположенными в карбонатно-хлоритовом мезостазисе — продукте девитрификации вулканического стекла. Микролиты пироксена, как правило, значительно крупнее плагиоклазовых. Кроме того, присутствует много псевдоморфоз по этому минералу, по размерам промежуточных между микролитами и вкрапленниками. Очень характерно для этих пород наличие неправильных или линзовидных миндалин — от мелких до очень крупных (7—8 мм) и в этом случае параллельно ориентированных. Они выполнены бесцветным изотропным цеолитом и желтовато-зеленым глинисто-хлоритовым веществом микроагрегатного строения. Химический состав данной породы (табл. 3) характеризуется пониженным по сравнению с нормальным оливиновым базальтом содержанием алюминия и кальция и повышенным содержанием (6,3%) суммы щелочей. По химиче-

ской классификации А. Н. Заварицкого порода относится к классу 6 (ненасыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), к группе щелочных пород.

### Щелочно-ультраосновные породы

К группе щелочно-ультраосновных эффузивных и пирокластических пород в восточной части Припятской впадины относятся анкаратрит-пикриты и лимбургиты.

*Анкаратрит-пикриты* встречаются скв. Васильевская Р1 в кровле второй вулканогенной толщи, где они образуют покров мощностью 48 м (гл. 1761—1809 м). Макроскопически это темные, почти черные мелкопорфировые породы, в нижней половине покрова почти не измененные, очень похожие на базальты, а в верхней — сильно оглиненные. Они состоят из разнозернистой, существенно пироксеновой основной массы и густо размещенных в ней вкрапленников оливина (до 20% объема породы). Последние имеют размеры от  $0,2 \times 0,1$  до  $1,3 \times 0,7$  мм, а наиболее удлинённые кристаллы — до  $1,6 \times 0,4$  мм. В нижней, наименее измененной части покрова оливин хорошо сохранился. Лишь по краям и тонким трещинкам внутри кристаллов отмечается замещение его серпентином и в меньшей степени хлоритом и иддингситом (рис. 11, а, б). По оптическим константам ( $N_g = 1,704—1,708$ ;  $N_p = 1,682—1,686$ ;  $2V = -88^\circ$ ) оливин относится к разновидности с 14—18% фаялитовой молекулы.

Основная масса сложена моноклинным пироксеном, рудным минералом и скрепляющим их стекловатым базисом, кроме того, содержит выделения нефелина (до 5—7%), флогопита, видимо, магматических цеолитов и стеклоподобного (хлорофентового?) вещества. Микролиты пироксена представлены сильно вытянутыми игловидными кристаллами, весьма разнообразными по величине — от 0,04 до 0,2 мм в длину. В породе они расположены беспорядочно и, судя по углу угасания, равному  $53^\circ$ , принадлежат авгиту. Изредка встречаются более крупные выделения пироксена — до 0,6—0,8 мм в длину, которые по размерам относятся уже к микровкрапленникам; они связаны с микролитами рядом переходных по величине кристаллов. Рудный минерал (магнетит) присутствует в виде густо и равномерно усеивающих породу выделений размером от 0,006—0,008 до 0,1 мм. Количество стекла в основной массе неодинаково на разных участках даже одного шлифа, иногда оно образует мелкие гнезда между микролитами. Стекло большей частью хорошо сохранившееся, с очень слабым розоватым оттенком. Иногда оно слегка просветляется при повороте столика микроскопа и очень редко образует уже полностью анизотропную массу (в зависимости от степени раскристаллиза-

ции). Светопреломление стекла больше, чем у канадского бальзама.

Нефелин, на некоторых участках совершенно свежий, содержится в основной массе в виде разрозненных ксеноморфных зерен размером до 0,1 мм или их скоплений. Распределение его в породе неравномерное. Флогопит, плеохроирующий от бледно-желтоватого до красновато-коричневого и темно-желтого цвета, образует единичные ксеноморфные выделения, по размерам приближающиеся то к микролитам, то к фенокристаллам, а иногда и более крупные, которые обычно пойкилитово захватывают в себя микролиты пироксена, зерна рудного минерала, нефелина и даже мелкие вкрапления оливина. Чаще же в породе встречаются гнезда различной величины и формы, в которых наблюдаются ассоциации флогопита с нефелином, цеолитами, гиперстеном (?) и изотропным или слабо раскристаллизованным стеклоподобным веществом грязновато-зеленого цвета, реже бесцветным. В некоторых гнездах это вещество, относящееся, по-видимому, к хлорофентам, ассоциирует только с нефелином, причем последний, уже в виде идиоморфных выделений величиной до 0,2 мм, располагается по периферии гнезд, как бы внедряясь в стеклоподобную массу; реже он

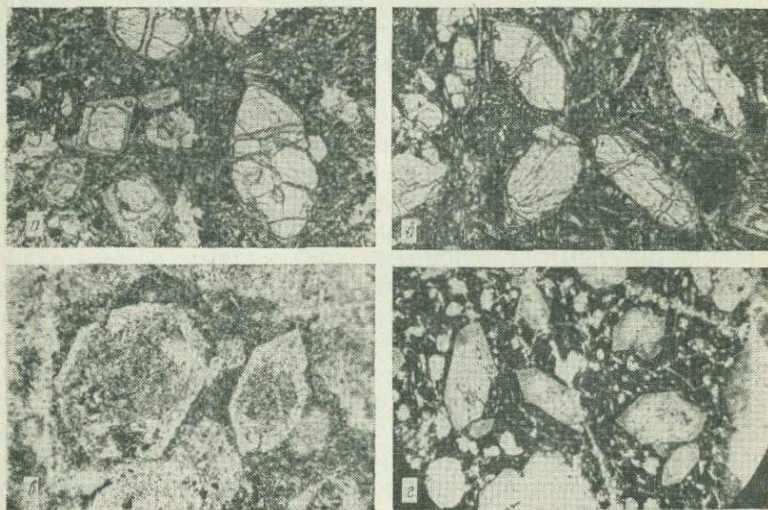


Рис. 11. Анкарарит-пикриты и лимбургиты ( $\times 48$ , без анализатора): а и б — анкарарит-пикриты, вкрапленники оливина в магнетит-пироксеновой основной массе (скв. Васильевская Р1, гл. 1785—1791 м); в — лимбургит, реликты вкрапленников оливина в разложившемся стекловатом базисе (скв. Шарпиловская Р1, гл. 1372—1373 м); г — лимбургит, реликты вкрапленников оливина в стекловатой основной массе; видны миндалины разнообразной формы (скв. Шарпиловская Р1, гл. 1406—1407 м)

наблюдается и в середине, в виде свежих четко ограненных кристаллов. Встречаются гнезда, сложенные в основном цеолитами, последние представлены либо изотропной их разновидностью, либо призматическими, иногда радиально расходящимися кристаллами с прямым угасанием. Все отмеченные гнезда, судя по характеру минеральных ассоциаций, формам выделения и взаимоотношению в них минералов, а также наличию стеклоподобного остатка, по-видимому, имеют ликвидационное происхождение, связанное с последним этапом существования магматического расплава.

По химическому составу анкаратрит-пикриты Припятской впадины (табл. 5) очень близки к одноименным породам Гулинского плутона Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных — щелочных пород (северо-западная часть Сибирской платформы), описанным в работе Л. С. Егорова, Т. Л. Гольдбурт и К. М. Шихориной (1961), отличаясь от них несколько меньшим содержанием  $MgO$  (на 5%) и большим  $CaO$  (на 3%), что хорошо согласуется с меньшим содержанием оливина и соответственно большим пироксена в породах Припятской впадины. По химической классификации А. Н. Заварицкого анкаратрит-пикриты Припятской впадины относятся к классу 6 (ненасыщенные  $SiO_2$  породы), к группе щелочных пород.

*Лимбургиты* известны главным образом в пирокластической фации и только в крайней северо-восточной части Припятской впадины (скв. Шарпиловская Р1), где они образуют мощные (до 166 м) пачки туфов преимущественно псефитовой структуры в разрезах второй и третьей вулканогенных толщ. В эффузивной фации они встречены в виде маломощного (около 30 см) покрова в разрезе третьей вулканогенной толщи.

Следует заметить, что термин «лимбургит» мы применяем в понимании его Розенбушем (Розенбуш, 1934), назвавшим лимбургиты бесполовшпатовые базальтоидные породы с нераскристаллизованной стекловатой основной массой и вкрапленниками оливина. Второе, более позднее и более узкое понимание термина (особая, богатая стеклом разновидность щелочных базальтоидов с потенциальными полевыми шпатами и фельдшпатидами) для обозначения пород Припятской впадины непригодно. Изучение фактического материала показало, что лимбургиты Припятской впадины относятся к вполне самостоятельной группе ультраосновных горных пород, обладающих специфическим минеральным и химическим составом, и не имеют прямого отношения к развитым в данном районе щелочным базальтоидам. По всей вероятности, они представляют собой продукт активизации самостоятельного ответвления дифференцированного магматического очага, возможно, потерявшего связь с первоисточником, который трижды на

Химический состав ультраосновных вулканогенных пород

Окисел	Порфиновый пикрит	Анкаратрит-пикриты			
	70*	71	72	73	74
SiO <sub>2</sub>	37,13	39,78	40,26	39,05	39,26
TiO <sub>2</sub>	2,51	2,63	2,63	2,75	2,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,90	5,93	5,01	5,95	5,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	7,04	6,33	6,53	6,63
FeO	10,64	7,80	7,40	8,66	9,86
MnO	0,21	0,22	0,26	0,25	0,26
MgO	15,10	18,10	19,02	18,71	19,00
CaO	9,74	11,48	11,10	11,78	11,57
Na <sub>2</sub> O	0,75	1,47	2,06	2,09	2,28
K <sub>2</sub> O	1,36	0,68	0,77	0,78	0,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,76	0,44	0,39	0,52
SO <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,04	—	—
S-сульфид	Не опр.	—	—	0,03	0,03
п. п. п.	14,15	4,56	5,05	3,20	2,40
Сумма	99,63	100,47	100,37	100,15	100,50
CO <sub>2</sub>	11,34	4,55	1,01	0,52	0,90
H <sub>2</sub> O—	0,74	0,38	0,48	0,33	0,32

Числовые характеристики

<i>a</i>	3,9	3,8	5,1	5,1	5,3
<i>c</i>	2,9	1,7	0,4	1,0	0,3
<i>b</i>	46,9	51,3	51,6	52,5	53,8
<i>s</i>	46,3	43,2	42,9	41,4	40,6
<i>f'</i>	23,0	24,2	21,7	23,8	24,8
<i>m'</i>	56,9	54,3	55,7	53,7	52,6
<i>c'</i>	20,1	21,5	22,6	22,5	22,6
<i>a'</i>	—	—	—	—	—
<i>n</i>	44,4	77,4	78,6	80,9	84,1
<i>t</i>	4,8	4,7	4,7	5,0	3,5
<i>φ</i>	1,2	10,6	9,2	9,5	9,2
<i>Q</i>	-18,1	-22,9	-24,8	-28,4	-29,7
<i>a/c</i>	1,3	2,2	12,7	5,1	17,7

\* Анализ 70 — жильное тело, скв. Шарпиловская Р1, гл. 2504—2509 м; то же, гл. 1790—1793 м; 73—то же, гл. 1793—1796 м; 74—то же, гл. та же, гл. 1321 м; 77—скв. та же, гл. 1372 м; 78—скв. та же, гл. 1407 м; в химической лаборатории БелНИГРИ,

протяжении сравнительно непродолжительного времени после первого пароксизма возобновлял свою активность, при практическом постоянстве извергавшихся магм и структуры образованных ими пород. Последние не обнаруживают никаких переходов к рассмотренным выше щелочным базальтоидам и существенно отличаются от них по химизму. По-видимому, причина однообразия структуры рассматриваемых пород во времени

востока Припятской впадины, вес. %

Лимбургит	Туфы лимбургитов				
	75	76	77	78	79
37,85	37,44	39,47	38,77	34,96	34,00
2,88	2,06	2,09	2,31	1,79	1,66
8,19	7,22	6,64	6,99	8,90	9,07
4,16	6,96	6,65	6,55	6,94	7,12
8,54	7,06	6,62	7,15	7,12	5,92
0,16	0,15	0,15	0,18	0,15	0,14
21,64	20,82	24,60	24,52	16,29	9,49
4,21	4,87	2,03	1,62	6,18	12,58
1,08	1,96	1,50	1,29	0,72	0,76
0,26	0,12	0,17	0,16	1,09	0,89
0,41	0,43	0,55	0,57	0,78	0,65
0,27	—	0,12	0,12	—	—
Не опр.	0,10	—	—	0,16	0,04
10,38	10,62	9,73	10,01	14,54	17,26
100,03	99,76	100,32	100,24	99,54	99,56
2,32	1,24	7,40	7,90	12,28	15,39
4,86	5,92	5,54	4,99	1,88	0,91

по А. Н. Заварицкому

2,8	4,1	3,4	2,9	3,4	3,5
4,0	2,7	2,4	1,8	4,7	5,3
48,6	49,9	48,6	52,5	47,1	44,8
44,6	43,3	45,6	42,8	44,8	46,4
23,8	24,8	22,2	22,4	29,3	30,4
74,0	68,9	77,0	73,5	63,3	41,7
2,2	6,3	—	—	7,4	27,9
—	—	0,8	4,1	—	—
85,7	96,5	92,3	91,3	47,9	54,5
5,4	4,0	3,7	4,3	3,8	3,5
7,2	11,7	10,3	9,9	13,5	15,5
-20,4	-24,3	-18,0	-22,0	-21,9	-19,5
0,7	1,5	1,4	1,6	0,7	0,7

71 — эффузивный покров, скв. Васильевская Р1, гл. 1786—1790 м; 72 — 1796—1799 м; 75 — то же, скв. Шарпиловская Р1, гл. 1585 м; 76 — скв. 79 — скв. та же, гл. 1773 м; 80 — скв. та же, гл. 2000 м. Анализы выполнены аналитик М. А. Жукова

(малая способность их к раскристаллизации) была связана с какими-то особенностями состава исходной магмы, а не с условиями ее извержения.

Макроскопически лимбургиты Припятской впадины представляют собой серовато-темно-зеленые, сильно измененные (главным образом оглиненные) витропорфировые породы с

миндалекаменной стекловатой основной массой и обилием хорошо ограненных вкрапленников оливина, к которым иногда присоединяются в резко подчиненном количестве вкрапленники пироксена. Размеры вкрапленников колеблются от 0,2 до 3 мм, однако даже наиболее крупные из них нигде не сохранились. Вкрапленники оливина нацело замещены хлоритом, иддингситом, серпентином, окислами железа, глинистыми минералами и карбонатами, а пироксена — в основном кальцитом. Стекловатая основная масса нацело глинизирована (сапонит, диоктаэдрическая гидрослюда 1М), но миндалекаменная текстура ее сохранилась почти везде (рис. 11, в, г). Миндалины в стекле значительно мельче вкрапленников (до 0,2 мм). Они выполнены глинистыми минералами, карбонатом и иногда хлоритом, в некоторых случаях с оригинальной инкрустацией иддингситом, гидрослюдой или лейкоксеном. Иногда наблюдается полное орудование основной массы — главным образом лейкоксенизация. В некоторых обломках хорошо сохранилась перлитовая микротекстура стекла или беспорядочная система микротрещин сжатия, в других отчетливо видны реликты кристаллитов. Изредка встречаются обломки с незначительным содержанием микролитов пироксена в стекле, псевдоморфизованных карбонатом, глинистыми минералами и хлоритом. Стекловатая основная масса лимбургитов всегда более или менее густо усеяна мелкими (0,005—0,04 мм) выделениями рудного минерала, нередко лейкоксенизированного.

Химический состав лимбургитов и их туфов приведен в табл. 5 (анализы 75—80). Из них наиболее близки к отражению истинного химизма этих пород, видимо, только анализы 75 и 76, по которым можно судить об ультраосновном составе лимбургитов с резким дефицитом кальция по отношению к магнию. От типичных гипербазитов дунит-перидотитовых формаций их отличает повышенное содержание титана, глинозема и щелочей. По-видимому, преобразование этих пород происходило без существенного изменения их валового химического состава, главным образом за счет внутреннего перераспределения компонентов. Остальные химические анализы выполнены из вторично карбонатизированных кальцитом, доломитом и магнезитом туфов по трещинам и гнездам между обломками, т. е. с явными признаками привноса окислов.

## ПОРОДЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФАЦИИ

### Средние породы щелочного ряда

Из субвулканических пород среднего состава в восточной части Припятской впадины встречены сиенит-порфиры, слагающие маломощное (около 30 см) тело, пересеченное скв. Бор-

щевская P1 в нижней части разреза второй вулканогенной толщи (гл. 2330 м), и силл, пройденный скв. Вышемировская P7 в подстилающих вулканогенные образования известняках (гл. 2927—3047 м).

*Сиенит-порфиры* Борщевки представляют собой темно-серые, хорошо сохранившиеся полнокристаллические породы сериально-порфировой структуры. Как и многие трахиты во впадине, они носят субщелочной характер: характеризуются полным отсутствием плагиоклаза. Их основная масса сложена в основном калишпатом, микролиты которого весьма разнообразны по величине — от 0,02 до 0,2 мм. Структура основной массы близка к флюидалной, но не идентична ей полностью, так как наряду с идиоморфными микролитами калишпата имеются и ксеноморфные, плохо индивидуализированные зерна, агрегаты которых располагаются между хорошо ограненными кристаллами. Соотношение тех и других различно на разных участках даже одного шлифа. Это разнообразие формы зерен характерно и для фенокристаллов калишпата, которые по величине ненамного превышают крупные микролиты и связаны с ними постепенными переходами. Наряду с калиево-натриевым полевым шпатом (судя по химическому составу породы, анортклазом) в основной массе содержатся моноклинный пироксен (около 2%) и рудный минерал (2—3%), а во вкрапленниках — пироксен и базальтическая роговая обманка. Пироксен везде идиоморфен. В шлифах он имеет бледно-зеленую окраску, иногда слабо плеохроирует и, судя по углам угасания, равным около 52°, относится к авгиту. Наиболее крупные фенокристаллы его достигают 1 мм в длину, но в целом среди них наблюдаются все переходы по величине к зернам основной массы. Вкрапленники роговой обманки по отношению к пироксену имеют подчиненное значение. Величина их достигает  $1 \times 0,5$  мм, иногда они образуют сростки. Роговая обманка буровато-коричневой окраски и плеохроирует в светло- и темно-коричневых тонах. Угол  $cNg'$  изменяется от 0 до 8°. Встречаются двойники по (100). Рудный минерал представлен магнетитом, образующим мелкие (менее 0,01 мм, реже 0,05—0,1 мм) неправильные или квадратные в шлифах зерна, равномерно рассеянные по всей породе. Из аксессуарных минералов присутствует сфен в виде редких хорошо образованных кристаллов. Химический состав этой породы приведен в табл. 6 (анализ 81).

*Сиенит-порфиры* силла в разрезе скв. Вышемировская P7 представлены розовато-бурой, полнокристаллической, значительно измененной породой. Основная масса ее сложена беспорядочно, а иногда трахитоидно расположенными лейстами калишпата длиной 0,2—0,5 мм. Во вкрапленниках наблюда-

Химический состав девонских жильных пород востока Припятской впадины, вес. %

Окисел	Сиенит-порфиры и микросиениты										
	81*	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91
SiO <sub>2</sub>	54,63	54,27	52,05	53,56	52,65	53,23	52,24	53,43	54,05	54,89	54,83
TiO <sub>2</sub>	1,62	1,55	1,26	1,75	1,51	1,25	1,33	1,54	0,98	1,48	1,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,08	14,55	15,67	16,35	17,42	16,94	16,97	16,42	18,59	16,84	15,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,22	5,36	2,35	5,23	4,13	3,96	3,20	4,51	3,16	4,02	4,45
FeO	3,46	3,26	1,68	2,58	3,00	3,50	5,08	3,00	2,80	4,73	3,14
MnO	0,37	0,07	0,13	0,13	0,18	0,24	0,17	0,14	0,08	0,08	0,06
MgO	3,74	4,50	2,37	2,51	3,67	3,52	3,47	1,91	1,76	3,34	4,18
CaO	3,17	2,25	4,42	4,64	4,49	3,87	4,53	6,96	6,46	3,33	2,34
Na <sub>2</sub> O	6,40	3,55	0,64	3,92	3,86	6,49	4,75	8,61	5,28	7,26	5,13
K <sub>2</sub> O	4,44	4,98	12,26	5,54	5,71	3,93	4,08	0,34	3,30	1,96	4,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,40	0,29	0,50	0,53	0,24	0,46	0,40	0,40	0,56	0,45
SO <sub>3</sub>	—	0,01	—	—	0,12	—	—	—	0,12	0,02	0,03
Sульфид	0,02	—	—	Не опр.	—	0,14	0,02	0,13	0,09	0,13	Не опр.
п.п.п.	1,94	4,88	7,06	3,16	2,88	2,66	3,26	2,72	2,51	1,71	3,53
Сумма	100,38	99,63	100,18	99,87	100,15	99,90	99,55	100,04	99,53	100,28	99,93
CO <sub>2</sub>	0,19	3,72	4,88	1,01	1,38	0,61	2,78	1,23	0,75	1,49	0,86
H <sub>2</sub> O—	0,44	Не опр.	Не опр.	0,32	0,43	0,34	0,24	0,51	0,48	0,15	0,61

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	20,4	15,6	20,7	17,2	17,6	20,1	17,1	19,5	17,2	18,4	18,0
b	1,2	2,3	1,0	2,8	3,3	1,4	3,3	1,2	4,5	2,2	1,9
c	15,3	16,7	13,2	14,8	15,7	16,4	16,6	17,3	12,7	15,6	15,2
s	63,1	65,4	65,1	65,2	63,4	62,1	63,0	62,0	65,6	63,8	64,9
f'	41,8	48,9	31,3	49,5	43,7	42,7	48,7	39,0	45,2	51,1	45,9
m'	40,9	47,7	32,4	29,8	41,4	36,4	37,2	19,7	24,3	36,6	47,7

c'	17,3	3,4	36,3	20,7	14,9	20,9	14,1	41,3	30,5	12,3	6,4
n	68,7	51,8	7,1	52,1	50,8	71,9	63,3	97,9	70,8	85,4	63,6
t	2,1	2,0	1,8	2,4	2,1	1,8	1,8	2,1	1,4	2,0	2,1
φ	17,8	29,0	16,7	31,7	23,4	20,9	17,1	22,1	22,6	22,0	25,7
Q	-15,8	-2,7	-12,2	-6,8	-11,7	-17,4	-11,5	-16,2	-8,0	-11,4	-9,8
alc	17,0	6,8	20,7	6,1	5,3	14,3	5,2	16,3	3,8	8,4	9,5

\* Анализ 81 — субщелочной сиенит-порфир, жильное тело, скв. Борщевская Р1, гл. 2330 м; 82 — сиенит-порфир, вулканическая постройка, скв. Васильевская Р1, гл. 2701—2707 м; 83 — щелочной сиенит-порфир, вулканическая постройка, скв. Ветхинская Р1, гл. 3017—3022 м; 84 — микросиенит, некк, скв. та же, гл. 3221—3222 м; 85 — то же, гл. 3249—3254 м; 86 — субщелочной микросиенит, некк, скв. та же, гл. 3338—3342 м; 87 — микросиенит, некк, скв. та же, гл. 3395—3398 м; 88 — субщелочной эпидотизированный сиенит-порфир, некк, скв. та же, гл. 3537—3541 м; 89 — эпидотизированный сиенит-порфир, некк, скв. та же, гл. 3685—3688 м; 90 — субщелочной сиенит-порфир, некк, скв. та же, гл. 4030—4031 м; 91 — субщелочной сиенит-порфир, силл, скв. Вышемировская Р7, гл. 2993—3001 м. Анализы выполнены в химической лаборатории БелНИГРИ, аналитик М. А. Жукова.

Таблица 7

Химический состав девонских жильных и пирокластических пород востока Припятской впадины, вес. %

Окисел	Вогезиты				Средний вогезит по Дели	Шонкиннты				Средний шонкиннт по Дели	Гибридная порода	Туфы трахитов		
	92*	93	94	95		96	97	98	99			100	101	102
SiO <sub>2</sub>	47,12	48,50	45,32	46,07	52,62	47,20	45,81	46,81	46,98	48,66	49,45	52,09	55,81	52,97
TiO <sub>2</sub>	2,37	2,48	2,46	2,20	0,54	2,58	2,52	2,58	2,52	0,97	1,88	2,22	1,55	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,78	12,89	12,23	13,32	14,86	12,78	13,07	12,38	12,17	12,36	16,29	15,66	16,50	17,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,99	2,51	6,06	6,08	3,60	6,85	4,47	3,85	6,29	3,08	5,68	4,09	4,00	6,41
FeO	4,53	3,43	3,68	4,25	4,18	5,18	6,32	6,88	5,82	5,86	2,15	2,36	2,76	1,63
MnO	0,05	0,07	0,04	0,15	0,84	0,32	0,27	0,26	0,32	0,13	0,15	0,17	0,12	0,14
MgO	10,80	9,90	9,52	7,35	8,55	5,26	4,38	5,88	5,16	8,09	5,58	2,14	3,87	3,91
CaO	4,91	4,28	4,21	6,26	5,86	7,74	7,63	7,78	7,40	10,46	3,31	5,94	2,81	2,22

Окисел	Вогезиты				Средний вогезит по Дели	Шонкиннты				Сред- ний шонки- нит по Дели	Гибрид- ная порода	Туфы трахитов			
	92*	93	94	95		96	97	98	99			100	101	102	103
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,56	1,09	0,44	3,21	3,29	4,77	5,38	4,56	2,71	0,56	6,79	6,34	4,86	
K <sub>2</sub> O	4,15	6,06	5,05	6,65	2,83	3,29	2,69	1,51	3,56	5,15	10,05	3,37	4,24	5,26	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	0,52	0,60	0,53	0,21	0,66	0,64	0,68	0,61	1,07	0,42	Не опр.	0,38	0,69	
SO <sub>3</sub>	—	0,02	—	0,22	—	—	—	—	—	—	—	0,14	—	—	
S <sub>сультфид</sub>	—	0,47	—	0,10	—	—	0,04	0,09	0,04	—	—	—	—	0,10	
п.п.п.	10,54	8,59	9,32	5,92	—	4,40	7,00	5,63	4,11	—	4,79	5,62	2,16	3,15	
Сумма	100,04	100,04	99,58	99,49	—	99,55	99,59	99,66	99,52	—	100,31	100,59	100,54	99,66	
CO <sub>2</sub>	—	7,42	—	5,82	—	—	3,54	2,13	2,15	—	—	3,26	0,27	1,86	
H <sub>2</sub> O—	0,75	0,52	1,08	0,42	—	0,68	0,53	0,63	0,55	—	0,83	0,35	0,77	0,47	

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,0	10,6	10,4	11,1	11,1	12,5	15,2	14,2	15,2	12,8	16,7	20,4	19,9	19,1
<i>c</i>	4,2	3,7	3,6	3,9	4,3	2,5	1,5	1,3	0,6	1,6	3,3	0,5	1,0	2,8
<i>b</i>	29,8	25,8	28,6	27,4	25,1	27,5	26,5	28,5	28,4	31,8	18,6	16,7	14,9	14,9
<i>s</i>	59,0	59,9	57,4	57,6	59,5	57,5	56,8	56,0	55,8	53,8	61,4	62,4	64,2	63,2
<i>f'</i>	27,7	22,2	32,8	36,3	31,1	41,3	39,7	35,6	39,3	25,0	40,5	36,7	40,4	50,2
<i>m'</i>	65,2	68,1	60,5	48,1	57,9	33,2	29,5	35,4	31,1	41,5	54,1	22,5	43,6	46,9
<i>c'</i>	7,1	9,7	6,7	15,6	11,0	25,5	30,8	29,0	29,6	33,5	5,4	40,8	16,0	$\alpha' = 2,9$
<i>n</i>	8,3	12,2	25,3	9,1	63,4	60,2	72,6	84,4	65,8	44,9	7,8	73,5	69,9	58,6
<i>t</i>	3,7	3,7	3,9	3,5	0,8	4,0	3,9	4,1	3,8	1,5	2,8	3,1	2,1	1,3
$\Phi$	12,2	8,9	19,5	20,1	12,3	21,9	15,1	11,6	18,8	7,8	28,0	21,7	22,7	38,6
<i>Q</i>	-0,2	-5,1	-9,6	-10,9	-7,5	-12,5	-18,3	-17,7	-19,4	-19,6	-13,9	-16,4	-12,4	-14,6
<i>a/c</i>	1,7	2,9	2,9	2,8	2,6	5,0	10,1	10,9	25,3	8,0	5,1	40,8	19,9	6,8

\* Анализы 92—94 — интрузивное тело, скв. Ветхинская Р1, гл. 4565—4567 м; 95 — то же, гл. 4577—4582 м; 96—99 — дайка, скв. Васильевская Р1, гл. 3053—3060 м; 100 — реакционная кайма, скв. и гл. те же; 101 — скв. Борщевская Р1, гл. 2293—2294 м; 102 — скв. та же, гл. 2319—2322 м; 103 — скв. та же, гл. 3244 м. Анализы выполнены в химической лаборатории БелНИГРИ, аналитик М. А. Жукова.

ются сильно пелитизированный калиево-натриевый полевой шпат, альбит, альбит-олигоклаз (№ 9—12), а также полностью разложенные и замещенные вторичными продуктами цветные минералы — пироксен и амфибол. В значительном количестве содержится рудный минерал; изредка встречаются мелкие включения биотита и акцессорные апатит и сфен. Калишпат основной массы, как и фенокристаллов, сильно замутнен буроватыми продуктами его пелитизации, обуславливающими бурую окраску всей породы. Альбит и особенно альбит-олигоклаз пелитизированы в меньшей степени, в последнем, наоборот, больше проявилась серицитизация. Химический состав породы свидетельствует о ее субщелочном характере (табл. 6, анализ 91). Косвенно на это указывают нередко наблюдающаяся плохая оформленность цветных минералов (псевдоморфоз хлорита, кальцита и вторичного кварца) и местами резко выраженная шлировая текстура сиенит-порфира (Кузнецов, 1956). Последняя обусловлена наличием участков, выделяющихся розовато-серой окраской, крупнозернистой структурой (кристаллы до 7—8 мм), альбитовым составом полевого шпата, а также сильным обогащением цветными минералами.

### Породы лампрофирового ряда

К группе лампрофировых пород, в частности сиенитовых лампрофиров, в восточной части Припятской впадины относятся вогезиты и, по-видимому, шонкиниты.

*Вогезиты* встречены скв. Ветхинская Р1 в отложениях подсолевого карбонатного комплекса на глубине 4563 м, где они образуют интрузивное тело (скорее всего дайку) невыясненной мощности: скважина углубилась в него на 19 м. Это темно-серые, значительно измененные мелкозернистые породы с резкими отклонениями в сторону средне- и микрозернистых разностей. Они состоят из цветных минералов и калиево-натриевого полевого шпата, присутствующих в примерно равных количествах. Структура типично лампрофировая, обусловленная наличием крупных (до 5—7 мм) порфировых выделений роговой обманки и значительно реже пироксена, нацело, а иногда частично замещенных пеннинном и карбонатом. Резко выражен идиоморфизм цветных минералов (рис. 12, а). Роговая обманка, судя по редким сохранившимся реликтам, представлена обыкновенной разновидностью с углом угасания около  $18^\circ$ , резко плеохроирующей от бурозеленого до светло-желтого цвета. Пироксен нигде не сохранился. Основная масса полнокристаллическая, панидиоморфнозернистая, сложена лейстами ортоклаза ( $2V = -68^\circ$ ), нередко сдвойникованными в простые двойники. Размеры лейст

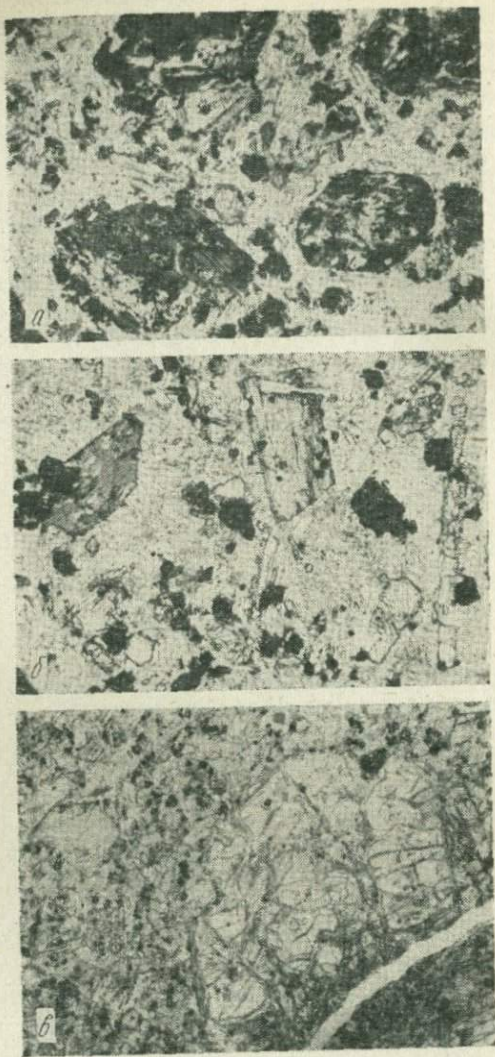


Рис. 12. Вогезиты, шонкиниты, порфировые пикриты ( $\times 48$ , без анализатора): а — вогезит, лампрофировая структура; фенокристаллы роговой обманки в ортоклазовой основной массе; видны включения рудного минерала (скв. Ветхинская Р1, гл. 4577—4582 м); б — шонкинит, пойкилитовая структура; пироксен, роговая обманка и рудный минерал в ойкокристалле анортклаза (скв. Васильевская Р1, гл. 3053—3060 м); в — порфиновый пикрит, видны крупные выделения оливина и более мелкие пироксена, а также включения магнетита; структура сериально-порфировая (скв. Шарпиловская Р1, гл. 2504—2509 м)

колеблются от 0,1 до 2—2,5 мм при преобладающей величине 0,7—1 мм. Расположение их в породе чаще всего беспорядочное, иногда с элементами трахитоидности, а на отдельных участках лейсты собраны в веерообразные пучки. В краевой части тела в интерстициях между лейстами наблюдается бледно- и желтовато-зеленое хлоритоподобное вещество, изотропное или с очень слабым двупреломлением, образовавшееся, вероятно, по вулканическому стеклу. В ряде случаев наблюдается пойкилитовый захват фенокристаллами роговой обманки лейст ортоклаза, что, видимо, свидетельствует об одновременной кристаллизации этих минералов.

Характерная особенность вогезитов Припятской впадины, несколько сближающая их с минеттами, — наличие в них множества мелких (0,03—0,15 мм) чешуек биотита, заключенных обычно в лейстах ортоклаза, и очень редких (далеко не в каждом шлифе) порфириковых выделений этого минерала. Биотит буровато-коричневый, хорошо сохранившийся, плеохроирует от светло-желтых и светло-коричневых тонов до темно-коричневых, почти черных. Порода густо усеяна точечными выделениями и гнездами величиной до 0,5 мм рудного минерала, судя по интенсивной лейкоксенизации и обилию квадратных сечений в шлифах, — титаномагнетита. Количество его в породе составляет 5—7% ее объема. Из аксессуарных минералов встречаются апатит и сфен.

В химическом отношении (табл. 7) вогезиты Припятской впадины весьма близки к среднему вогезиту Дели, отличаясь главным образом несколько пониженным (на 4—7%) содержанием кремнезема. Особенно отчетливо эта близость проявляется в главных числовых характеристиках А. Н. Заварицкого, по которым анализ 93 почти тождествен среднему (по Дели) анализу вогезитов. Несколько варьирующее содержание в анализируемых образцах окислов железа, магния и кальция, по-видимому, связано с высоким содержанием  $\text{CO}_2$  и объясняется присутствием в породах в различных количествах и различного состава вторичных карбонатов, развивающихся как по цветным минералам, так и по ортоклазу основной массы. По химической классификации А. Н. Заварицкого вогезиты Припятской впадины относятся к классу 5 (слабо недосыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), к группе умеренно богатых щелочами пород.

*Шонкинитами* в Припятской впадине названы породы, встреченные скв. Васильевская Р1 в разрезе нижней вулканогенной толщи, где скважина пересекла, судя по сопоставлению разрезов, дайку этих пород в интервале 2908—3070 м. Макроскопически это породы меланократового облика, розовато-темно-серые, среднезернистые, хорошо сохранившиеся. По минеральному составу они относятся к амфиболсодержащей

разновидности и состоят из калиево-натриевого полевого шпата, пироксена, базальтической роговой обманки и рудного минерала с незначительной примесью биотита и аксессуарными апатитом и сфеном. Структура пород пойкилитовая, обусловленная сравнительно крупными (1—5 мм) кристаллами анортоклаза, заключающими в себе вроски пироксена, роговой обманки, рудного минерала и биотита (рис. 12, б). Анортоклаз характеризуется тонким полисинтетическим двойникованием по двум взаимно перпендикулярным направлениям, в связи с чем в шлифах весьма напоминает микроклин, но резко отличается от него светопреломлением, близким к альбитовому и почти равным светопреломлению канадского бальзама.  $2V = -42^\circ$  ( $\frac{+}{+}$ ). Иногда между пойкилообластами анортоклаза наблюдаются хаотически или веерообразно расположенные лейсты и микролиты ортоклаза длиной 0,3—0,5 мм, часто слегка изогнутые, с нечетким обозначением концевых граней, изредка sdвойникованные в простые двойники. Пироксен представлен удлинненно-призматическими кристаллами авгита длиной 2 мм, слегка зеленоватого, почти не плеохроирующего, с углом угасания около  $50^\circ$ . Часто они в значительной степени замещены хлоритом и карбонатом. Базальтическая роговая обманка содержится в меньшем количестве, чем пироксен. Она обычно представлена коротко-, реже удлинненно-призматическими кристаллами длиной до 2 мм. В шлифах окраска ее бурая. Плеохроизм от светло-желтого, почти бесцветного, до бурого различной густоты. Углы угасания изменяются от 0 до  $16^\circ$ , иногда характерно высокое двупреломление ( $\sim 0,060$ ). Часто наблюдается замещение роговой обманки волокнистым щелочным амфиболом, по-видимому рибекитом, резко плеохроирующим от светло-желтых или зеленоватых до синих и сине-зеленых тонов. Показатели преломления его ниже, чем замещаемой роговой обманки, двупреломление очень низкое (0,003—0,004). Рудный минерал (5—7% объема породы) присутствует в виде равномерно рассеянных выделений величиной от 0,03 до 0,1 мм, часто правильной прямоугольной формы, а биотит — в виде редких и мелких (0,08—0,16 мм) табличек, резко плеохроирующих от светло-коричневых по *N<sub>p</sub>* до темно-бурых по *N<sub>g</sub>* тонов.

В гибридизированной (?) разности шонкинита, возникшей, по-видимому, в результате ассимиляции вмещающих пород и обнаруженной в краевой зоне дайки, появляются в виде фенокристаллов нефелин и эгирин-авгит, определяя порфириновую ее структуру. Окраска породы пятнистая: коричневато- и зеленовато-серая. Основная масса характеризуется спутанно-волокнистым строением и сложена микролитами ортоклаза и скрепляющим их стекловатым базисом. Структура ее весьма неоднородная ввиду неодинакового соотношения стекла и микроли-

тов на разных участках, местами она полнокристаллическая, вееровидно-трахитоидная. Фенокристаллы нефелина сравнительно редкие (10—12 на шлиф), иногда они достигают 6—7 мм и всегда нацело разложены. Вкрапленники эгирин-авгита значительно мельче — до 3 мм в длину. В шлифе они характеризуются ярко-зеленой окраской и сильным плеохроизмом в густо- и желто-зеленых тонах. Угол  $cNg$   $60^\circ$ . Вся порода, за исключением фенокристаллов эгирин-авгита, весьма интенсивно глинизирована и замещается тонкочешуйчатой буроватой гидрослюдой.

Химический состав шонкинитов Припятской впадины приведен в табл. 7. Содержание главных породообразующих окислов в них не выходит за пределы колебания их содержаний в одноименных породах других районов. По сравнению со средним шонкинитом Дели они имеют несколько большее ( $\sim$  на 3%) содержание суммарного железа и меньшее примерно на ту же величину содержание магния и кальция, сохраняя при этом характерное для шонкинитов преобладание СаО над MgO. Они ближе к среднему шонкиниту С. П. Соловьева (1970), полученному для территории СССР. По химической классификации А. Н. Заварицкого шонкиниты Припятской впадины относятся к классу 6 (ненасыщенные  $SiO_2$  породы), к группе богатых щелочами пород. На плоскости *ASB* петрохимической диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 9) фигуративные точки шонкинитов располагаются правее поля нормальных базальтов.

В связи с тем что рассматриваемые шонкиниты по минеральному составу очень сходны с развитыми во впадине сиенит-порфирами, микросиенитами и трахитами, но резко отличаются от них количественным соотношением калиево-натриевого полевого шпата и цветных минералов, являясь породами меланократовыми, их, подобно вогезитам, по-видимому, следует рассматривать как меланократовые продукты расщепления сиенитовой магмы и относить к породам лампрофирового ряда.

### Ультраосновные породы

К субвулканическим породам ультраосновного состава в восточной части Припятской впадины относятся *порфиновые пикриты*, вскрытые скв. Шарпиловская Р1 в верхней части разреза первой вулканогенной толщи. Судя по каротажу, они образуют два жильных тела небольшой мощности, пересеченные скважиной в интервалах 2504—2509 и 2513—2516 м. Это темные, оливин-пироксеновые породы сериально-порфировой структуры, состоящие в основном из полностью измененного оливина (до 25—30% объема), хорошо сохранившегося пиро-

ксена (в наименее измененной разности) и частично сохранившегося стекловатого базиса. В умеренном количестве содержится рудный минерал (до 7%) и совсем в небольшом — биотит (около 3%); оба входят в состав основной массы (рис. 12, в). Оливин более или менее идиоморфен и нацело замещен пластинчатым серпентином и карбонатом, иногда с небольшим участием идингсита и окислов железа. Наиболее мелкие его выделения (в основной массе) имеют размеры около 0,10—0,15 мм, а наиболее крупные фенокристаллы достигают 4 мм. Между ними существует множество промежуточных по величине выделений как в основной массе, так и в фенокристаллах. В равной степени это относится и к пироксену, кристаллы которого имеют размеры от 0,08 до 1,7 мм. Основная масса, таким образом, резко разнотельная, и в породе нет четкой границы между микролитами и фенокристаллами по величине. Пироксен моноклинный (авгит). Представлен короткопризматическими кристаллами, в шлифе бесцветными, с аномально низкой интерференционной окраской (белая первого порядка). Угол  $cNg$   $47^\circ$  (по двум системам спайности).  $2V = +59^\circ$  (по двум выходам осей). Часто встречаются полисинтетические двойники, как у плагиоклаза, и структуры прораствания, напоминающие пертиты. Расположение кристаллов пироксена беспорядочное. Стекло выполняет интерстиции между минералами. Оно в различной степени девитрифицировано и нередко замещено тонкозернистым хлорит-серпентиновым агрегатом. Однако встречаются участки с изотропным, почти неизменным стеклом, показатель преломления его выше, чем у канадского бальзама. Рудный минерал (по-видимому, магнетит) представлен зернами величиной 0,02—0,04 мм, сравнительно равномерно усеивающими всю породу. Часто они характеризуются правильными квадратными сечениями в шлифах. Биотит образует мелкие (0,03—0,08 мм) чешуйки, обычно заключенные в стекло. Иногда они достигают 0,15 мм и очень редко 0,5 мм. Присутствие биотита в основной массе, несмотря на наличие стекла, подтверждает представление о гипабиссальном генезисе данных пород. Химический состав их приведен в табл. 5 (анализ 70), однако он значительно искажен и характеризуется пониженным содержанием многих окислов ввиду сильной вторичной карбонатизации породы. Явное исключение составляет  $CaO$ , высокое содержание которого (9,74%) свидетельствует о его привносе и связано с присутствием вторичного доломита.

Судя по вещественному составу, порфиновые пикриты Припятской впадины относятся к тому же типу щелочно-ультраосновных пород, что и вулканиты поверхностных фаций. В неизменном виде их состав, по-видимому, наиболее приближается к составу развитых здесь лимбургитов.

## ПОРОДЫ ЖЕРЛОВОЙ ФАЦИИ

К образованиям жерловой фации в восточной части Припятской впадины, согласно работе В. С. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой и М. А. Петровой (1967), относятся сиенит-порфиры и микросиениты, участвующие в строении вулканической постройки Ветхина (гл. 2511—3100 м) и слагающие нект, вскрытый в этом разрезе (гл. 3100—4090 м).

*Сиенит-порфиры* вулканической постройки характеризуются розовато- или буровато-коричневой, иногда оранжевой окраской. Это породы существенно измененные, часто с аномально высоким содержанием полевошпатовых вкрапленников (полифировая структура по А. Н. Заварицкому). Основная масса их сложена ортоклазом, обычно в большей или меньшей степени разъеденным карбонатом и окрашенным продуктами пелитизации в светло-бурый или коричневатый цвет. Породы обычно полнокристаллические, но в ряде случаев наличие гнезд хлорита и зеленого слабо анизотропного хлоритоподобного вещества между лейстами и микролитами калишпата, возможно, указывает на первоначальное присутствие вулканического стекла. Структура основной массы разнообразная. Иногда она весьма напоминает трахитовую, хотя и отличается от нее более крупными размерами микролитов. Чаще же лейсты и микролиты ортоклаза расположены беспорядочно, как в интерсертальной структуре. В некоторых случаях основная масса представляет собой аллотриоморфнозернистый агрегат калишпата. Фенокристаллы полевых шпатов, достигающие иногда 3—4 мм в длину, представлены в основном ортоклазом, также обычно окрашенным продуктами пелитизации в бурые или коричневатые тона. Иногда в небольшом количестве к ним присоединяются альбит, альбит-олигоклаз (№ 12—13 по углам симметричного угасания). В редких случаях они представлены только альбит-олигоклазом или даже олигоклазом (№ 20—25 по тем же данным). Фенокристаллы плагиоклазов также в значительной степени изменены — частично серицитизированы и разъедены карбонатом. Вкрапленники цветных минералов содержатся в резко подчиненном полевым шпатам количестве и нигде не сохранились. Они замещены хлоритом и вторичным кварцем, иногда с выделением титанистых минералов. По формам этих псевдоморфоз трудно определить первоначальные пироксены и амфиболы, причем последние всегда имеют подчиненное значение. Иногда в породах встречаются гнезда неопределенной формы и не вполне ясного происхождения, сложенные вторичным кварцем и инкрустированные хлоритом. Кроме того, карбонат, разъедая и замещающая калишпат основной массы, нередко также образует в ней гнезда различной конфигурации. Рудный мине-

рал присутствует в виде равномерно рассеянных зерен, часто правильной квадратной формы в шлифах. Из аксессуарных минералов встречаются апатит и сфен. Кристаллы последнего обычно полностью замещены анатазом в ассоциации с карбонатом и вторичным кварцем, а иногда они нацело лейкоксенизированы. Химический состав сиенит-порфиров вулканической постройки приведен в табл. 6 (анализы 82, 83).

*Сиенит-порфиры* некка в Ветхинском разрезе отличаются от вышележащих пород прежде всего присутствием в основной массе биотита и амфибола, т. е. минералов, содержащих летучие компоненты и указывающих, таким образом, на кристаллизацию пород на некоторой глубине от земной поверхности. В вертикальном направлении по разрезу этих образований часто меняются структура (от микро- до мелкозернистой), окраска (от розовой и серой различных оттенков до коричневой), степень постмагматических изменений (от сильно измененных до почти свежих, кайнотипного облика пород), соотношение различного состава полевых шпатов (ортотлаз, анортотлаз, альбит, олигоклаз-альбит), а также алюмо- и магнезиально-железистых силикатов (в основном мезо- и меланократовые породы). По составу цветных минералов сиенит-порфиры некка относятся к роговообманково-пироксеновым, реже пироксен-роговообманковым разностям. Пироксен образует коротко- и удлиненно-призматические фенокристаллы величиной до 1—1,5 мм, представленные бесцветным или слегка зеленоватым в шлифах авгитом с углами угасания от 48 до 53°. Амфибол представлен обыкновенной и базальтической роговой обманкой. Первая в шлифах характеризуется грязновато-зеленой окраской и плеохроирует от густо-зеленых до светло- и зеленовато-желтых тонов. Углы угасания ее изменяются от 25 до 30°.  $2V = -56-64^\circ$ . Вторая окрашена в бурый или зеленовато-бурый цвет и характеризуется прямым или близким к прямому угасанием ( $cNg$  изменяется от 0 до 11°). Плеохроизм по  $Ng$  темный, зеленовато-бурый или буро-зеленый, по  $Np$  — светло-желтый. Нередко характерно высокое дупреломление.

Вместе с типичной базальтической роговой обманкой иногда присутствуют кристаллы, по-видимому, относящиеся к аномальной ее разновидности, отличающиеся главным образом только большими углами угасания — до 20—22°. Они, по всей вероятности, являются продуктом неполного превращения обыкновенной роговой обманки в базальтическую, т. е. неполного перехода закисного железа в окисное (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953). На глубине 4030—4031 м во вкраплениях встречен бурый амфибол с углом  $cNg$  10—16° и плеохроизмом от темно-бурого по  $Ng$  до буровато-желтого по  $Np$ . Угол  $2V$ , равный  $-50-52^\circ$ , позволяет отнести его к баркевикиту.

Кристаллы роговой обманки или сростки их иногда достигают 6—7 мм и нередко отличаются хорошей сохранностью, чего нельзя сказать о пироксене, сохраняющемся обычно лишь частично. Характерно, что нигде не зафиксировано явление опацификации роговой обманки, столь обычное для трахитов Припятской впадины. В основной массе роговая обманка встречается в виде хорошо образованных удлиненных и изометричных кристалликов, соизмеримых по величине с микролитами полевого шпата, и более мелких — 0,06—0,18 мм. Биотит встречен только в основной массе в виде мелких (0,03—0,13 мм) равномерно рассеянных чешуек. Из аксессуарных минералов встречаются сфен, анатаз, несколько реже апатит. В отдельных интервалах порфировая структура пород исчезает, и они представлены равномернозернистыми микросиенитами, иногда, как уже отмечалось, с вертикально ориентированной флюидальной текстурой. Размер зерен в этих разностях достигает 1,5—2,0 мм; от сиенит-порфиров они отличаются только структурой. В некоторых случаях лейсты калишпата в микросиенитах характеризуются неровными иззубренными контурами, определяющими элементы бостонитовой структуры.

По составу полевых шпатов в породах некка выделяются калишпатовые, калишпат-альбитовые и альбитовые разновидности. Последние иногда имеют явно метасоматическое происхождение, так как при свежем, почти кайнотипном облике альбита характеризуются интенсивной эпидотизацией цветных минералов с соответствующим изменением химического состава пород (табл. 6, анализы 88, 89). В некоторых разностях сиенит-порфиров некка отмечены обильные постмагматические выделения ангидрита, выполняющие трещины, а также образующие удлиненные призматические кристаллы, пронизывающие породу и пойкилитово захватывающие в себя ее элементы. Здесь же присутствует и гипс в виде веерообразно расходящихся, лапчатых, перистых и других выделений.

Таким образом, сиенит-порфиры и микросиениты Припятской впадины по минеральному составу полностью соответствуют развитым в ее пределах трахитам. Такое же соответствие наблюдается и в химическом составе рассматриваемых пород (табл. 6). Содержание  $\text{SiO}_2$  в них, как и в трахитах, колеблется в пределах 52—55%, отражая существенную недосыщенность кремнеземом, как видно, единой для обеих пород первоначальной магмы. Содержание главных породообразующих окислов в сиенит-порфирах не выходит за пределы содержания их в средних составах сиенитов по Дели. Исключением являются лишь окислы железа, суммарное содержание которых иногда превышает 7,5—8%, приближаясь к содержанию их в среднем мезо-меланократовом сиените Ноккольдса (Nockolds,

1954). Высокое содержание щелочей при общем небольшом количестве кальция часто указывает на субщелочной характер сиенит-порфиров ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 9\%$ ), при этом величина  $b$  в таких разностях свидетельствует об их уклоне в сторону меланократовых пород. В редких случаях в породах отмечается явление калиевого метасоматоза (анализ 83). По химической классификации А. Н. Заварицкого сиенит-порфиры и микросиениты Припятской впадины относятся в основном к классам 5 и 6 (слабо недосыщенные и ненасыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), к группам богатых и умеренно богатых щелочами пород. И только один из 11 анализированных образцов относится к классу 4 (насыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), к группе умеренно богатых щелочами пород.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД  
ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

На петрохимической диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 9), вулканиты востока Припятской впадины образуют четкий, почти непрерывный щелочной изо-вариационный ряд, начинающийся щелочно-ультраосновными породами (анкаратрит-пикритами) со значениями  $a$  от 3,8 до 5,3;  $b$  от 51,3 до 53,8;  $c$  от 0,3 до 1,7 и заканчивающийся наиболее кислыми представителями щелочных трахитов со значениями  $a$  от 23,0 до 23,9;  $b$  от 6,6 до 9,0;  $c$  от 0 до 0,2. Такое сильно вытянутое рассредоточение фигуративных точек на обеих плоскостях диаграммы указывает на высокую степень дифференцированности магмы и является характерной чертой щелочных комплексов (Заварицкий, 1950). На диаграмме четко фиксируется увеличение щелочности пород по мере возрастания содержания в них  $\text{SiO}_2$ . Максимальным обогащением щелочами характеризуются наиболее кислые члены ряда (щелочные трахиты), что также хорошо согласуется с представлением об образовании всей гаммы пород в результате процессов дифференциации в магматическом очаге. В обеих плоскостях диаграммы хорошо видно значительное смещение средней линии вулканитов Припятской впадины вправо от линии пород нормального щелочноземельного ряда по Дели. Указанная линия проходит через зоны размещения фигуративных точек нефелиновых и лейцитовых базальтов, нефелинитов, лейцититов и нефелиновых сиенитов, почти совпадая с осевой линией щелочного ряда Марос-Хайвуд (Заварицкий, 1955). Значительная часть вулканитов Припятской впадины (главным образом нефелинитов и щелочных трахитов) пересыщена щелочами:  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ ; на диаграмме это выражено распространением левого роя фигуративных точек на плоскость  $ASB$ . Таким образом, петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого очень наглядно отражает главную особенность химизма рассматриваемой формации — повышенную щелочность входящих в нее пород. Эта особенность не

всегда проявляется в высоком абсолютном содержании щелочей. В некоторых меланократовых разностях нефелинитов при сравнительно небольшом абсолютном количестве щелочей (3,5—5%) отношение их к кремнезему и фемическим компонентам таково, что все равно приводит к образованию фельдшпатидов и щелочных цветных минералов. Повышенное содержание щелочей в ультраосновных членах ряда сказывается в появлении в них таких минералов, как биотит, флогопит, анальцит, натролит. Во всех остальных (полевошпатовых) породах ассоциации повышенная щелочность выражена как составом полевых шпатов (калишпаты, альбит, ненормально кислый плагиоклаз), так и присутствием щелочных цветных минералов.

Присутствие альбита в породах, по-видимому, требует некоторых пояснений, так как известно, что этот минерал может иметь поствулканическое или более позднее вторичное происхождение, обусловленное привнесом натрия извне, а также возникать при деанортизации более основного плагиоклаза в условиях регионального метаморфизма (Коржинский, 1962). Сразу отвергая последнюю возможность из-за отсутствия метаморфических пород в осадочном чехле Припятской впадины, можно с уверенностью сказать, что, несмотря на отмеченные местами явления локального натриевого метасоматоза, связанные, по-видимому, с поствулканической деятельностью (как, например, в породах некка в Ветхинском разрезе), в подавляющем большинстве случаев альбит в вулканогенных породах Припятской впадины не является минералом постмагматического генезиса. Об этом свидетельствуют следующие факторы: 1) во всех породах, содержащих альбит, присутствует обычно и натриевый щелочной цветной минерал — эгирин-авгит или даже эгирин; 2) в породах, не содержащих альбита (анкаратрит-пикритах, лимбургитах), содержание натрия выражено так же резко, как и в альбитсодержащих разностях; 3) широкое развитие в рассматриваемой ассоциации нефелинитов могло иметь место только при существенно натриевом составе исходной для этих пород магмы; 4) в кристалло- и лито-кристаллокластических вулканических туфах, залегающих среди неизменных осадочных пород на некотором удалении от района развития эффузивов, часто присутствуют осколки кристаллов альбита; 5) во всех породах ассоциации установлено повышенное содержание  $Ti$ ,  $La$ ,  $Nb$ ,  $Zr$ , т. е. элементов-примесей, типичных для щелочных натриевых пород. Приведенные факты, по-видимому, однозначно свидетельствуют о том, что исходная для альбитсодержащих пород магма уже в самом начале кристаллизации характеризовалась повышенным содержанием щелочей, и появление в ее производных альбита является следствием особенности ее химизма. Иначе

говоря, альбит в породах ассоциации в основном является первичным магматическим минералом, хотя возникновение его возможно было как на ранних, так и на поздних стадиях кристаллизации магм.

Следует отметить также смешанный калиево-натриевый характер щелочей в породах. Почти ни в одном из обнаруженных типов пород не удастся выделить существенно калиевую или существенно натриевую ветвь. Нефелиниты, например, почти всегда содержат в том или ином количестве примесь калиевого алюмосиликата — лейцита, а все полевошпатовые члены ассоциации обычно характеризуются совместным присутствием преимущественно калиевых и преимущественно натриевых полевых шпатов.

Таким образом, все породы рассматриваемой формации характеризуются повышенным содержанием щелочей независимо от их местоположения, условий залегания, возраста и состава вмещающих отложений. В такой ситуации повышенная щелочность пород, видимо, не может быть объяснена локальными явлениями ассимиляции, калиевого и натриевого метасоматоза, особым ходом магматической дифференциации и тому подобными факторами и, по всей вероятности, является унаследованным свойством первоначальной магмы, исходной для всех пород формации.

Вторая характерная особенность химизма вулканогенных пород востока Припятской впадины — обедненность их кремнеземом. Даже в наиболее кислых членах ряда — трахитах и трахиандезитах — содержание  $\text{SiO}_2$  обычно не превышает 57%, составляя чаще всего 55—56,5%. Отношение  $\text{SiO}_2$  к другим пороодообразующим окислам таково, что почти все разновидности пород оказываются недосыщенными кремнеземом. Характеристика  $Q$  в них всегда имеет отрицательное значение и абсолютной величиной указывает на принадлежность пород классам 5 и 6 химической классификации А. Н. Заварицкого (слабо недосыщенные и ненасыщенные  $\text{SiO}_2$  породы). Таким образом, недосыщенность кремнекислотой является такой же присущей всем породам рассматриваемой формации особенностью, как и обогащение щелочами, и, по всей вероятности, также является унаследованным свойством химизма первоначальной, исходной для всех пород формации магмы.

Третьей важной особенностью химизма рассматриваемой ассоциации является повышенное содержание в наиболее кислых членах ряда — субщелочных и щелочных трахитах — окислов магния, кальция и часто железа, т. е. компонентов, входящих в состав феррических минералов. Как уже отмечалось, трахиты Припятской впадины характеризуются повышенным содержанием цветных минералов и относятся к меланократовым разностям этих пород (параметр  $b$  изменяется в

основном от 9 до 11). Эту особенность пород, как и повышенное содержание щелочей, легко можно объяснить высоким содержанием указанных компонентов в составе исходной магмы, особенно принимая во внимание состав отдельных дифференциатов ряда. В щелочных трахитах почти всегда наблюдается прямая пропорциональная зависимость между содержанием СаО и дополнительным параметром А. Н. Заварицкого  $c'$ , указывающая на вхождение почти всего кальция в состав цветных минералов.

Несколько обособленное положение в основании дифференциационного ряда на диаграмме занимают ультраосновные породы — порфиновые пикриты, анкаратрит-пикриты и лимбургиты. Основные параметры А. Н. Заварицкого лежат здесь в пределах:  $a=2,8-5,3$ ;  $b=46,9-53,8$ ;  $c=0,3-4,7$ . Общую картину непрерывности ряда в нижней части диаграммы создают некоторые наиболее меланократовые разности нефелинитов, по основным числовым характеристикам в различной степени приближающиеся к гипербазитам. Как видно из приведенного материала, ультраосновные вулканиты Припятской впадины по химическому составу совершенно не походят как на «альпинотипные» гипербазиты дунит-гарцбургитовых интрузий, сопровождающих излияния основных лав в геосинклинальных областях, так и на интрузивные гипербазиты стратиформных комплексов платформ, отличаясь от тех и других повышенным содержанием титана, кальция, алюминия, железа и щелочей и пониженным содержанием магния. По глубоко обособленному представлению Ю. М. Шейнманна, такие составы намного ближе стоят к исходному веществу мантии, чем дунит-перидотиты горноскладчатых и платформенных систем, являющиеся, скорее всего, производными остаточного материала мантии после выплавления базальтов.

Ю. М. Шейнманном произведен подсчет наиболее вероятного состава исходной магмы для Гулинского комплекса Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных — щелочных пород в восточной Сибири (Шейнманн, 1968). Интересно, что средний из 6 анализов состав анкаратрит-пикритов Гулинского комплекса, приведенный в работе В. И. Гоньшаковой и Л. С. Егорова (1968), оказывается очень близким, почти тождественным составу исходной магмы этого комплекса по Ю. М. Шейнманну (табл. 8). Таким образом, анкаратрит-пикриты Гулинского комплекса можно рассматривать, с известной долей условности, как породы, наиболее приближающиеся по составу к исходной для всего комплекса магме. Следует отметить, что, по представлениям Е. Л. Бутаковой (1956), состав этой магмы близок к меланократовым нефелиновым базальтам, т. е. к породам, близким к анкаратрит-пикритам.

Анкаратрит-пикриты Припятской впадины по составу со-

Сравнительная характеристика химических составов анкаратрит-пикритов с предполагаемым составом исходной магмы Гулинского комплекса щелочно-ультраосновных пород, вес. %

Анализ	Оксиды								
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1*	40,2	2,0	5,1	7,9	7,7	27,5	7,2	1,3	0,9
2	40,1	3,1	5,3	6,1	9,3	23,8	8,6	1,6	1,1
3	39,6	2,7	5,5	6,6	8,4	18,7	11,5	2,0	0,8

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Анализ	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
1	3,5	1,1	56,2	39,2	21	68	11	67,7	3,6	9,8	-29,5
2	4,4	0,8	51,1	40,7	22	63	15	68,4	5,5	3,6	-28,2
3	4,9	0,8	52,1	42,2	24	54	22	80,0	4,8	9,5	-26,2

\* 1 — исходная магма Гулинского щелочно-ультраосновного комплекса по Ю. М. Шейнманну (1968); 2 — анкаратрит-пикрит Гулинского комплекса по В. И. Гоньшаковой и Л. С. Егорову (1968), среднее из 6 анализов; 3 — анкаратрит-пикрит Припятской впадины, среднее из 4 анализов.

ответствуют одноименным породам Гулинского комплекса, отличаясь лишь несколько иным соотношением MgO и CaO, однако таким, что сумма этих окислов оказывается примерно одинаковой в породах обеих провинций (табл. 8). В настоящее время невозможно получить более или менее надежный состав исходной магмы для ассоциации ультраосновных — щелочных вулканитов Припятской впадины, поскольку невозможно учесть количественные соотношения разного типа пород. Кроме того, нам, по всей вероятности, неизвестна часть членов ассоциации, и в первую очередь ультраосновных, типа меймечитов Сибирской платформы, интрузии которых могут быть скрыты на значительной глубине. Однако по аналогии с Гулинским комплексом наиболее приближающимися по составу к исходной магме рассматриваемой формации породами можно считать анкаратрит-пикриты, тем более, что, по Ю. М. Шейнманну, исходная для таких комплексов магма должна характеризоваться очень низким содержанием кремнезема, относительно высоким содержанием титана, щелочей, алюминия, кальция и железа при соответственно пониженном содержании магния.

Для всех пород рассматриваемой ассоциации, кроме гипербазитов, характерно преобладание суммарного содержания окислов  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  над  $MgO$ . Это согласуется с минеральным составом пород — отсутствием оливина и большой ролью таких минералов, как эгирин-авгит, базальтическая роговая обманка, магнетит. Степень насыщенности пород глиноземом, как явствует из диаграммы, высокая, но пересыщенные  $Al_2O_3$  составы встречаются редко и в основном в нефелинитах, которые характеризуются аномально низким для этих пород содержанием кальция.

Общая петрохимическая особенность всех пород формации — повышенное содержание окиси титана. Количество  $TiO_2$  в породах по данным химических анализов колеблется в основном от 1,2—1,5 до 3,4%, при этом выявляется закономерность: с увеличением основности пород увеличивается и содержание в них титана. Установлено, что содержание титана находится в обратной зависимости от содержания кремнезема и в прямой зависимости от суммы железа (табл. 9). Прямая зависимость устанавливается и между содержаниями магния и титана.

Такое распределение титана также свидетельствует об имевшей место гравитационной дифференциации родоначальной магмы, поскольку титан, как известно, аккумулируется главным образом в тяжелых минералах. Вместе с тем оно указывает на обогащение титаном исходной магмы еще до начала ее дифференциации. Таким образом, если верно предположение о возможном экстрагировании  $TiO_2$  исходной щелочно-ультраосновной магмой из окружающих пород в процессе подъема ее к поверхности (Шейнманн, 1968), то в нашем случае необходимо допустить существование вторичного магматического резервуара (промежуточного очага) в земной коре,

Таблица 9

Соотношение содержаний окислов титана, кремния и железа в вулканогенных породах востока Припятской впадины

Порода	Количество анализов	Средние содержания, вес. %		
		$TiO_2$	$SiO_2$	$Fe_2O_3+FeO$
Трахиты, сиенит-порфиры и трахиандезиты (вместе)	34	1,6	54,7	5,5
Трахибазальты	11	2,1	47,7	8,8
Вогезиты и шонкиниты (вместе)	8	2,5	46,7	10,0
Нефелиниты и лейцититы (вместе)	34	2,5	44,8	11,1
Ультраосновные породы	6	2,7	38,9	14,1

в котором осуществлялась дифференциация поднявшейся магмы.

С помощью диаграммы А. Н. Заварицкого легко провести сравнение пород щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации Припятской впадины с подобными щелочными ассоциациями других регионов (рис. 13). При нанесении вариационных кривых на общую диаграмму средняя линия вулканитов Припятской впадины оказывается очень близкой к средней линии ультраосновных—щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции, отличающейся лишь несколько меньшей длиной за счет меланократового конца ряда. В то же время она

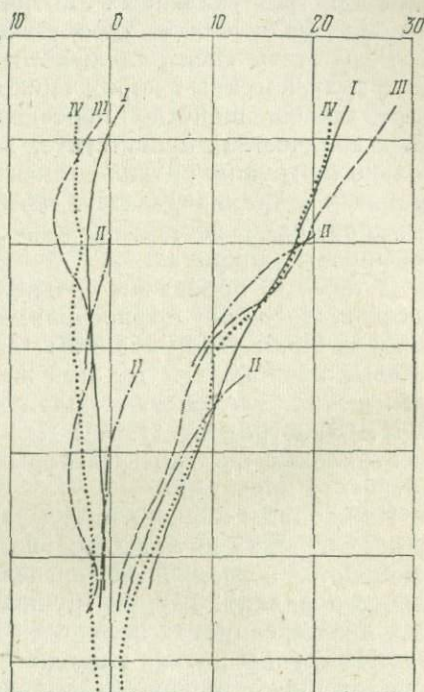


Рис. 13. Вариационные кривые ультраосновных — щелочных ассоциаций восточной части Припятской впадины и других областей: I — породы восточной части Припятской впадины; II — породы Белоцерковского выступа (Волошина, Галицкий, Пистрак, 1971); III — породы зоны сочленения Донбасса с приазовской частью УКЩ (Гоньшакова и др., 1968); IV — породы Маймеча-Котуйской провинции (Гоньшакова и др., 1968)

близка к средним линиям одноименных пород Белоцерковского выступа (ДДВ) и юго-западного Донбасса (зона сочленения с Приазовьем). Смещение осевой линии пород Припятской впадины относительно линии пород юго-западного Донбасса свидетельствует о большем содержании щелочей в меланократовых породах ряда дифференциатов Припятской впадины и меньшем — в лейкократовых, что связано, по-видимому, с различной интенсивностью и продолжительностью процессов дифференциации магм в этих районах. Тем не менее бросающаяся в глаза близость всех вариационных кривых на диаграмме, в совокупности представляющих как бы единый линейный ряд щелочных дифференциатов, свидетельствует о большом петрохимическом сходстве сравниваемых ассоциаций.

Изучение содержания и распределения в вулканогенных породах девона Припятской впадины микроэлементов (Li, Ba, Sr, Zr, Y, Yb, La, Nb, Sc, Cu, Pb, Zn, Ga, Ge, Be, Mo, W, Sn, Mn, V, Cr, Ni, Co, P, B) производилось приближенно-количественным спектральным методом в спектральных лабораториях ИГЕМ АН СССР, ИГиГ АН БССР и Управления геологии при СМ БССР. Некоторые анализы выполнялись параллельно в двух или трех указанных лабораториях, при этом сходимость результатов оказалась удовлетворительной.

Результаты спектральных анализов 150 образцов девонских вулканогенных пород Припятской впадины свидетельствуют, что большинство перечисленных элементов в тех или иных количествах присутствует во всех изучавшихся породах. Только из группы редких элементов иттербий не обнаружен в трахитах и трахиандезитах, германий — в нефелинитах, сиенит-порфирах и вогезитах и вольфрам — в нефелинитах и порфировых пикритах.

В табл. 10 приведены средние содержания элементов-примесей в щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных породах Припятской впадины (данные определений даются в весовых процентах). В этой же таблице помещены кларки химических элементов в породах различной основности по А. П. Виноградову (1962). Для сравнения приведены также спектральные анализы некоторых щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции.

Из таблицы видно, что содержания одних микроэлементов во всех породах имеют довольно близкие значения, других — изменяются в различных пределах (обычно на величину до одного порядка). Так, из группы железа очень близким во всех дифференциатах является содержание марганца и ванадия. Из группы редких элементов близкие значения во всех породах имеют цирконий, иттрий, лантан, скандий, олово, молибден. Из элементов магматических эманаций очень близкое содержание во всех породах отмечено для фосфора. В средних и основных щелочных породах близкие содержания, кроме перечисленных выше элементов, имеют литий, стронций, ниобий, медь, цинк, гафний, хром, никель, кобальт и бор, т. е. из 25 определявшихся в этих породах микроэлементов близкие содержания имеют 19.

Обращают на себя внимание очень близкие содержания микроэлементов в основных щелочных породах Припятской впадины — трахибазальтах и нефелинитах. Исключением среди них являются только иттербий, германий и вольфрам. Содержание первого в нефелинитах на один порядок выше, чем в трахибазальтах, а два последних элемента в нефелинитах не обнаружены. Еще большее сходство в распределении микроэлементов наблюдается в вогезитах и шонкинитах.

В этих породах содержание всех определявшихся элементов является очень близким.

Очень близки между собой по содержанию микроэлементов и ультраосновные породы Припятской впадины — анкаратрит-пикриты и лимбургиты. Наиболее отличающиеся значения в них имеют ниобий и кобальт: первого в анкаратрит-пикритах в 6 раз больше, а второго в 7 раз меньше, чем в лимбургитах. Большое сходство в содержании микроэлементов наблюдается и в целом между отмеченными группами основных и ультраосновных щелочных пород. В процессе сравнения выявляется, что близкие содержания в них имеют барий, стронций, цирконий, итрий, ниобий, медь, германий, молибден, олово, марганец, ванадий, кобальт, фосфор, бор, а также редкоземельные элементы — лантан и иттербий, т. е. из 22 определявшихся в этих породах микроэлементов близкие содержания имеют 16. Таким образом, в результате проведенных исследований устанавливается, что основные группы пород рассматриваемой ассоциации содержат в общем близкий по составу и в количественном отношении комплекс микроэлементов, что вполне может быть связано с единым источником их образования.

При сравнении содержаний микроэлементов в анкаратрит-пикритах Припятской впадины и хатангитах (жильных анкаратрит-пикритах) Маймеча-Котуйской провинции обнаруживается, что преобладающая часть определявшихся элементов имеет близкие значения. К ним относятся барий, стронций, цирконий, медь, германий, бериллий, молибден, марганец, ванадий, никель и кобальт, т. е. из 19 сравниваемых содержаний микроэлементов 11 имеют близкие значения. Еще большее сходство обнаруживается при сравнении содержаний микроэлементов в нефелинитах Припятской впадины и ийолит-мельтейгитах Маймеча-Котуйской провинции. Близкие значения здесь имеют литий, стронций, цирконий, ниобий, скандий, медь, свинец, галлий, германий, молибден, олово, марганец, ванадий, хром, кобальт и фосфор, т. е. из 21 определявшегося элемента 16 имеют близкие значения. Содержания остальных микроэлементов в сравниваемых породах отличаются на величину около одного порядка. Таким образом, по содержанию и распределению микроэлементов обнаруживается значительное сходство между щелочными и щелочно-ультраосновными породами Припятской впадины и Маймеча-Котуйской провинции, что, видимо, может указывать на сходные условия их образования.

При сравнении содержаний элементов-примесей в средних породах Припятской впадины (трахитах, трахнандезитах и сиенит-порфирах) с кларками средних пород, по А. П. Вино-

## Среднее содержание микроэлементов

Элемент	Щелочные трахиты		Субщелочные трахиты		Плаггиотрахиты		Трахиандезиты			
	a*	б**	a	б	a	б	a	б		
Li	6.10 <sup>-3</sup>	2	2	4.10 <sup>-3</sup>	7	7	6.10 <sup>-3</sup>	2	2	5.10 <sup>-3</sup>
Ba	2,6.10 <sup>-1</sup>	14	14	2,3.10 <sup>-1</sup>	12	12	3.10 <sup>-1</sup>	4	4	3.10 <sup>-1</sup>
Sr	3,1.10 <sup>-1</sup>	14	14	1,4.10 <sup>-1</sup>	12	12	3.10 <sup>-1</sup>	4	4	1.10 <sup>-1</sup>
Zr	6.10 <sup>-2</sup>	14	14	4,8.10 <sup>-2</sup>	12	12	4,3.10 <sup>-2</sup>	4	4	4,5.10 <sup>-2</sup>
Y	5,6.10 <sup>-3</sup>	13	14	7,7.10 <sup>-3</sup>	12	12	6,5.10 <sup>-3</sup>	4	4	8.10 <sup>-3</sup>
Yb	He обн.	—	11	He обн.	—	2	He обн.	—	2	He обн.
La	3,5.10 <sup>-2</sup>	2	2	2,2.10 <sup>-2</sup>	9	9	2.10 <sup>-2</sup>	3	3	6.10 <sup>-3</sup>
Nb	1,2.10 <sup>-2</sup>	13	13	2,1.10 <sup>-2</sup>	12	12	2,8.10 <sup>-2</sup>	4	4	2.10 <sup>-2</sup>
Sc	7.10 <sup>-4</sup>	1	1	7.10 <sup>-4</sup>	5	7	7.10 <sup>-4</sup>	1	2	8.10 <sup>-4</sup>
Cu	4,4.10 <sup>-3</sup>	13	14	8.10 <sup>-3</sup>	9	11	3,3.10 <sup>-3</sup>	4	4	1.10 <sup>-2</sup>
Pb	6,5.10 <sup>-3</sup>	2	5	2,8.10 <sup>-3</sup>	9	10	3,2.10 <sup>-3</sup>	3	4	3.10 <sup>-3</sup>
Zn	2,3.10 <sup>-2</sup>	5	8	1,4.10 <sup>-2</sup>	7	11	8,5.10 <sup>-3</sup>	2	3	3.10 <sup>-2</sup>
Ga	4.10 <sup>-3</sup>	6	7	4.10 <sup>-3</sup>	9	9	1,8.10 <sup>-3</sup>	3	3	2,5.10 <sup>-3</sup>
Ge	1,7.10 <sup>-4</sup>	2	2	1,7.10 <sup>-4</sup>	7	7	5.10 <sup>-4</sup>	2	2	3.10 <sup>-4</sup>
Be	1,3.10 <sup>-3</sup>	14	14	2.10 <sup>-3</sup>	12	12	5.10 <sup>-4</sup>	4	4	1,5.10 <sup>-4</sup>
Mo	1,5.10 <sup>-4</sup>	2	2	2,4.10 <sup>-4</sup>	9	9	1.10 <sup>-4</sup>	2	2	1.10 <sup>-4</sup>
W	4.10 <sup>-2</sup>	1	1	1,7.10 <sup>-2</sup>	6	7	2.10 <sup>-3</sup>	1	1	He обн.
Sn	6.10 <sup>-4</sup>	2	2	4,4.10 <sup>-4</sup>	8	10	5,5.10 <sup>-4</sup>	2	2	«
Mn	2,9.10 <sup>-1</sup>	14	14	2,5.10 <sup>-1</sup>	12	12	2,2.10 <sup>-1</sup>	4	4	2.10 <sup>-1</sup>
V	1,5.10 <sup>-2</sup>	14	14	1,8.10 <sup>-2</sup>	12	12	1,6.10 <sup>-2</sup>	4	4	1.10 <sup>-2</sup>
Cr	1,3.10 <sup>-3</sup>	11	14	2.10 <sup>-3</sup>	9	12	1,5.10 <sup>-3</sup>	3	4	6.10 <sup>-4</sup>
Ni	3,6.10 <sup>-3</sup>	13	14	2,3.10 <sup>-3</sup>	10	12	1,5.10 <sup>-3</sup>	3	3	2.10 <sup>-3</sup>
Co	1,5.10 <sup>-3</sup>	5	14	1,8.10 <sup>-3</sup>	11	12	1,7.10 <sup>-3</sup>	2	3	2.10 <sup>-3</sup>
P	1,6.10 <sup>-1</sup>	14	14	2,2.10 <sup>-1</sup>	12	12	1,5.10 <sup>-1</sup>	4	4	2.10 <sup>-1</sup>
B	1.10 <sup>-2</sup>	14	14	1,3.10 <sup>-2</sup>	10	10	1,1.10 <sup>-2</sup>	3	3	7.10 <sup>-3</sup>

Элемент	Возезиты	Шонкиниты		Кларки основных пород		Порфиоровые пикриты	а		
		а	б	а	б				
Li	He обн.	—	—	He обн.	—	—	1,5.10 <sup>-3</sup>	2.10 <sup>-2</sup>	1
Ba	1,1.10 <sup>-1</sup>	4	4	1,3.10 <sup>-1</sup>	3	3	3.10 <sup>-2</sup>	7.10 <sup>-2</sup>	1
Sr	2,9.10 <sup>-2</sup>	4	4	5,6.10 <sup>-2</sup>	3	3	4,4.10 <sup>-2</sup>	2.10 <sup>-1</sup>	1
Zr	1,4.10 <sup>-2</sup>	4	4	1.10 <sup>-2</sup>	3	3	1.10 <sup>-2</sup>	2.10 <sup>-2</sup>	1
Y	9,3.10 <sup>-3</sup>	4	4	1.10 <sup>-2</sup>	3	3	2.10 <sup>-3</sup>	2.10 <sup>-3</sup>	1
Yb	9,3.10 <sup>-4</sup>	4	4	1,2.10 <sup>-3</sup>	3	3	2.10 <sup>-4</sup>	He обн.	1
La	6,1.10 <sup>-2</sup>	4	4	8,9.10 <sup>-2</sup>	3	3	2,7.10 <sup>-3</sup>	He обн.	1
Nb	4,3.10 <sup>-3</sup>	4	4	5,9.10 <sup>-3</sup>	3	3	2.10 <sup>-3</sup>	1.10 <sup>-2</sup>	1
Sc	He обн.	—	—	He обн.	—	—	2,4.10 <sup>-3</sup>	8.10 <sup>-4</sup>	1
Cu	2,5.10 <sup>-3</sup>	2	2	«	—	—	1.10 <sup>-2</sup>	2.10 <sup>-2</sup>	1
Pb	1.10 <sup>-4</sup>	4	4	1.10 <sup>-4</sup>	3	3	8.10 <sup>-4</sup>	2.10 <sup>-3</sup>	1
Zn	He обн.	—	—	He обн.	—	—	1,3.10 <sup>-2</sup>	He обн.	1
Ga	1.10 <sup>-4</sup>	1	2	«	—	—	1,8.10 <sup>-3</sup>	2.10 <sup>-3</sup>	1
Ge	He обн.	—	2	«	—	—	1,5.10 <sup>-4</sup>	1.10 <sup>-4</sup>	1
Be	2,5.10 <sup>-4</sup>	4	4	3.10 <sup>-4</sup>	3	3	4.10 <sup>-5</sup>	4.10 <sup>-4</sup>	1
Mo	<1.10 <sup>-4</sup>	4	4	<1.10 <sup>-4</sup>	3	3	1,4.10 <sup>-4</sup>	4.10 <sup>-4</sup>	1

## в вулканогенных породах Припятской впадины, вес. %

а	б	Снеитпорфиры	Кларки средних пород		Трахибазальты		Нефелиты				
			а	б	а	б	а	б			
1	1	6,3.10 <sup>-3</sup>	1	1	2.10 <sup>-3</sup>	1,2.10 <sup>-3</sup>	3	3	1.10 <sup>-3</sup>	4	4
1	1	1,5.10 <sup>-1</sup>	10	10	6,5.10 <sup>-2</sup>	1,1.10 <sup>-1</sup>	12	12	2,1.10 <sup>-2</sup>	30	30
1	1	1.10 <sup>-1</sup>	10	10	8.10 <sup>-2</sup>	2.10 <sup>-1</sup>	12	12	2.10 <sup>-1</sup>	30	30
1	1	2,4.10 <sup>-2</sup>	10	10	2,6.10 <sup>-2</sup>	5,3.10 <sup>-2</sup>	12	12	3,7.10 <sup>-2</sup>	30	30
1	1	7.10 <sup>-3</sup>	7	10	—	8.10 <sup>-3</sup>	12	12	8.10 <sup>-3</sup>	30	30
1	1	3,6.10 <sup>-4</sup>	7	9	—	2,4.10 <sup>-4</sup>	4	5	1,6.10 <sup>-3</sup>	14	14
1	1	3,3.10 <sup>-2</sup>	8	9	—	3,1.10 <sup>-2</sup>	7	7	8.10 <sup>-2</sup>	17	14
1	1	6,7.10 <sup>-3</sup>	9	9	2.10 <sup>-3</sup>	1,6.10 <sup>-2</sup>	12	12	1,5.10 <sup>-2</sup>	29	29
1	1	He обн.	—	—	2,5.10 <sup>-4</sup>	8.10 <sup>-4</sup>	3	3	7,5.10 <sup>-4</sup>	2	4
1	1	2,5.10 <sup>-3</sup>	8	8	3,5.10 <sup>-3</sup>	3,6.10 <sup>-3</sup>	10	10	1,6.10 <sup>-3</sup>	30	30
1	1	2,8.10 <sup>-4</sup>	8	10	1,5.10 <sup>-3</sup>	1,2.10 <sup>-3</sup>	9	11	1,4.10 <sup>-2</sup>	18	22
1	1	3.10 <sup>-2</sup>	1	5	7,2.10 <sup>-3</sup>	2,4.10 <sup>-2</sup>	7	9	3,2.10 <sup>-2</sup>	9	30
1	1	3,7.10 <sup>-4</sup>	8	8	2.10 <sup>-3</sup>	2,3.10 <sup>-3</sup>	5	5	2,5.10 <sup>-3</sup>	21	30
1	1	He обн.	—	7	1,5.10 <sup>-4</sup>	3,3.10 <sup>-4</sup>	3	5	He обн.	—	17
1	1	9,7.10 <sup>-4</sup>	10	10	1,8.10 <sup>-4</sup>	1,6.10 <sup>-3</sup>	12	12	1,3.10 <sup>-3</sup>	30	30
1	1	1.10 <sup>-4</sup>	10	10	9.10 <sup>-5</sup>	2.10 <sup>-4</sup>	9	12	<1.10 <sup>-4</sup>	17	21
1	1	1,5.10 <sup>-3</sup>	1	1	1.10 <sup>-4</sup>	1.10 <sup>-3</sup>	2	3	He обн.	—	10
1	1	1,1.10 <sup>-4</sup>	9	10	—	3,7.10 <sup>-4</sup>	8	11	8.10 <sup>-4</sup>	17	22
1	1	1,8.10 <sup>-1</sup>	10	10	1,2.10 <sup>-1</sup>	3,3.10 <sup>-1</sup>	12	12	2,8.10 <sup>-1</sup>	30	30
1	1	1,1.10 <sup>-2</sup>	10	10	1.10 <sup>-2</sup>	2,1.10 <sup>-2</sup>	12	12	2,2.10 <sup>-2</sup>	30	30
1	1	1,3.10 <sup>-3</sup>	9	10	5.10 <sup>-3</sup>	2.10 <sup>-3</sup>	7	12	1,5.10 <sup>-3</sup>	19	30
1	1	9.10 <sup>-4</sup>	9	10	5,5.10 <sup>-3</sup>	2,4.10 <sup>-3</sup>	11	12	2,6.10 <sup>-3</sup>	30	30
1	1	1,4.10 <sup>-3</sup>	5	10	1.10 <sup>-3</sup>	2,3.10 <sup>-3</sup>	10	12	2,3.10 <sup>-3</sup>	25	30
1	1	1,7.10 <sup>-1</sup>	10	10	1,6.10 <sup>-1</sup>	2,6.10 <sup>-1</sup>	10	11	2,8.10 <sup>-1</sup>	30	30
1	1	1,5.10 <sup>-2</sup>	1	1	1,5.10 <sup>-3</sup>	8,5.10 <sup>-3</sup>	8	8	1,5.10 <sup>-2</sup>	16	16

б	Анкаратрит-пикриты	Лимбургиты		Кларки ультраосновных пород		Ийолит-мельтейгиты Маймеча-Котуйской провинции	Хатангиты Маймеча-Котуйской провинции		
		а	б	а	б				
1	He обн.	—	—	He обн.	—	—	5.10 <sup>-5</sup>	1.10 <sup>-3</sup>	3.10 <sup>-4</sup>
1	6,8.10 <sup>-2</sup>	5	5	2,8.10 <sup>-2</sup>	3	3	1.10 <sup>-4</sup>	1,5.10 <sup>-1</sup>	3.10 <sup>-2</sup>
1	7,1.10 <sup>-2</sup>	5	5	3,8.10 <sup>-2</sup>	3	3	1.10 <sup>-3</sup>	8.10 <sup>-2</sup>	2.10 <sup>-2</sup>
1	1.10 <sup>-2</sup>	5	5	1.10 <sup>-2</sup>	3	3	3.10 <sup>-3</sup>	1.10 <sup>-2</sup>	2.10 <sup>-2</sup>
1	1,1.10 <sup>-2</sup>	5	5	1,1.10 <sup>-2</sup>	3	3	—	He обн.	He обн.
1	2,6.10 <sup>-3</sup>	4	4	1,1.10 <sup>-3</sup>	3	3	—	«	«
1	4,9.10 <sup>-2</sup>	4	5	6,8.10 <sup>-2</sup>	3	3	—	«	«
1	1,8.10 <sup>-2</sup>	4	5	3.10 <sup>-3</sup>	3	3	1.10 <sup>-4</sup>	5.10 <sup>-3</sup>	He обн.
1	He обн.	—	—	He обн.	—	—	5.10 <sup>-4</sup>	1.10 <sup>-3</sup>	«
1	6.10 <sup>-3</sup>	4	4	2,3.10 <sup>-3</sup>	3	3	2.10 <sup>-3</sup>	5.10 <sup>-3</sup>	2.10 <sup>-2</sup>
1	1.10 <sup>-4</sup>	4	5	1.10 <sup>-4</sup>	3	3	1.10 <sup>-5</sup>	1.10 <sup>-3</sup>	8.10 <sup>-3</sup>
1	1.10 <sup>-4</sup>	4	4	1.10 <sup>-4</sup>	1	3	3.10 <sup>-3</sup>	3.10 <sup>-3</sup>	3.10 <sup>-2</sup>
1	1.10 <sup>-4</sup>	3	3	He обн.	—	—	2.10 <sup>-4</sup>	1.10 <sup>-3</sup>	8.10 <sup>-4</sup>
1	1.10 <sup>-4</sup>	1	1	«	—	—	1.10 <sup>-4</sup>	He обн.	3.10 <sup>-4</sup>
1	1,5.10 <sup>-4</sup>	4	5	1,5.10 <sup>-4</sup>	3	3	2.10 <sup>-5</sup>	2.10 <sup>-4</sup>	3.10 <sup>-4</sup>
1	1.10 <sup>-4</sup>	5	5	1.10 <sup>-4</sup>	3	3	2.10 <sup>-5</sup>	1.10 <sup>-4</sup>	2.10 <sup>-4</sup>

Элемент	Вогезиты		Шонкиниты		Кларки основных пород		Порфиновые пикриты		
	а	б	а	б	а	б	а	б	
W	He опр.	—	—	He опр.	—	—	$1 \cdot 10^{-4}$	He обн.	1
Sn	$2,3 \cdot 10^{-4}$	4	4	$1,7 \cdot 10^{-4}$	3	3	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	1
Mn	$4,6 \cdot 10^{-2}$	4	4	$1,6 \cdot 10^{-1}$	3	3	$2 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	1
V	$2,5 \cdot 10^{-2}$	4	4	$1,6 \cdot 10^{-2}$	3	3	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	1
Cr	$7,3 \cdot 10^{-3}$	4	4	$2,7 \cdot 10^{-3}$	3	3	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$	1
Ni	$3,5 \cdot 10^{-3}$	4	4	$1,7 \cdot 10^{-3}$	3	3	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	1
Co	$2,5 \cdot 10^{-3}$	4	4	$1,6 \cdot 10^{-3}$	3	3	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	1
P	$2,4 \cdot 10^{-1}$	4	4	$2,7 \cdot 10^{-1}$	3	3	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	1
B	He опр.	—	—	He опр.	—	—	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	1

\* а — количество содержащих элемент образцов; \*\* б — количество

градову, выявляются повышенные в 3—4 раза содержания лития, бария, стронция, скандия, свинца и цинка. Повышенные на один порядок содержания имеют ниобий, бериллий и бор, а на два порядка — вольфрам. Пониженные в 3—4 раза содержания отмечены для хрома и никеля.

При сравнении содержаний микроэлементов в основных щелочных породах Припятской впадины (трахибазальтах и нефелинитах) с кларковыми устанавливаются повышенные в 4—5 раз содержания стронция, циркония, иттрия и олова и повышенные на один порядок содержания иттербия, лантана, ниобия, бериллия и бора. Пониженные в 3—5 раз содержания характерны для скандия и меди, а пониженные на один порядок — для хрома и никеля. Вогезиты и шонкиниты имеют повышенные в 3—5 раз по сравнению с кларковым содержанием бария, иттрия, иттербия и ниобия и повышенные на один порядок содержания лантана и бериллия. Пониженные на один порядок содержания отмечены в них для меди, свинца, галлия, хрома и никеля.

Сравнение содержаний микроэлементов в анкаратрит-пикритах и лимбургитах Припятской впадины с кларками ультраосновных пород, по А. П. Виноградову, показало повышенные в 3—5 раз содержания циркония, меди, молибдена, олова и ванадия. Повышенные на один порядок содержания характерны для стронция, свинца, бериллия, фосфора и бора, а на два порядка — для бария и ниобия. Пониженные на один порядок содержания отмечены для цинка, хрома и никеля.

Еще большие расхождения в содержаниях микроэлементов по сравнению с кларковыми характерны для порфировых пикритов Припятской впадины. Повышенные на один порядок содержания имеют в них цирконий, медь, галлий, бериллий,

б	Анкаратрит-пикриты	а		б	Лимбургиты	а		б	Кларки ультраосновных пород	Ийолит-мельтейгиты Маймеча-Котуйской провинции	Хатангиты Маймеча-Котуйской провинции
		а	б			а	б				
1	Не опр.	—	—	Не опр.	—	—			$1 \cdot 10^{-5}$	Не опр.	Не опр.
1	$2,5 \cdot 10^{-4}$	5	5	$1 \cdot 10^{-4}$	3	3			$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$
1	$1,2 \cdot 10^{-1}$	5	5	$7,7 \cdot 10^{-2}$	3	3			$1,5 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$8 \cdot 10^{-2}$
1	$1,9 \cdot 10^{-2}$	5	5	$1,6 \cdot 10^{-2}$	3	3			$4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$
1	$3 \cdot 10^{-2}$	5	5	$5,6 \cdot 10^{-2}$	2	3			$2 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-1}$
1	$3,7 \cdot 10^{-2}$	5	5	$3,4 \cdot 10^{-2}$	3	3			$2 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$
1	$6,8 \cdot 10^{-3}$	5	5	$5 \cdot 10^{-2}$	3	3			$2 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
1	$2,3 \cdot 10^{-1}$	4	4	$2 \cdot 10^{-1}$	3	3			$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$
1	$3 \cdot 10^{-3}$	1	1	Не опр.	—	—			$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	Не обн.

исследованных на данный элемент образцов.

молибден, олово, ванадий, фосфор и бор; на два порядка — барий, стронций, ниобий и свинец; на три порядка — литий. Несколько пониженные содержания (в 2—3 раза) отмечены для никеля и кобальта.

Более наглядно сравнение содержаний микроэлементов в породах Припятской впадины с кларковыми показано в табл. 11, из которой видно, что наиболее отличающиеся от кларковых содержания микроэлементов характерны для ультраосновных пород. Таким образом, и в геохимическом отношении проявляется существенное отличие щелочных ультраосновных пород Припятской впадины от типичных гипербазитов. Из этой же таблицы видно, что с увеличением основности пород увеличивается количество микроэлементов, содержания которых расходятся с кларковыми на ту или иную величину. При этом при переходе от основных пород (трахибазальтов и нефелинитов или вогезитов и шонкинитов) к ультраосновным (порфиритовым пикритам, анкаратрит-пикритами и лимбургитам) заметно возрастает количество микроэлементов, содержания которых превышают кларковые, и уменьшается количество микроэлементов, содержания которых ниже кларковых. В целом в вулканогенных породах Припятской впадины наблюдаются в основном очень близкие или повышенные содержания микроэлементов по отношению к кларковым. Эта особенность резко проявляется в средних, ультраосновных и эффузивных основных породах. Менее резко она выражена в основных породах жильной серии — вогезитах и шонкинитах.

Содержания устойчиво меньше кларковых во всех породах рассматриваемой формации имеют элементы группы железа — хром и никель. Из остальных микроэлементов этой группы содержание марганца примерно равно кларковому, кобаль-

Сравнение содержаний микроэлементов в вулканогенных породах Припятской впадины с кларками по А. П. Виноградову

Породы	Группы пород, наиболее близких по содержанию микроэлементов	Количество сравниваемых микроэлементов	Количество микроэлементов, содержание которых расходится с кларковым в 3 раза и более	Из них		Количество микроэлементов, содержание которых расходится с кларковым на 1 порядок и более	Из них	
				> кларка	< кларка		> кларка	< кларка
Средние	Трахиты (все), трахиандезиты и сиенит-порфиры	21	12	10 (Li, Ba, Sr, Nb, Sc, Pb, Zr, Be, W, B)	2 (Cr, Ni)	4	4 (Nb, Be, W, B)	—
	Трахибазальты и нефелиниты	24	14	9 (Sr, Zr, Y, Yb, La, Nb, Be, Sn B)	5 (Sc, Cu, W, Cr, Ni)	8	5 (Yb, La, Nb, Be, B)	3 (W, Cr, Ni)
Основные	Вогезиты и шонкиниты	20	13	6 (Ba, Y, Yb, La, Nb, Be)	7 (Cu, Pb, Ga, Ge, Cr, Ni, Co)	8	2 (La, Be)	6 (Cu, Pb, Ga, Ge, Cr, Ni)
	Анкаратрит-пикриты и лимбургиты	19	16	12 (Ba, Sr, Zr, Nb, Cu, Pb, Be, Mo, Sn, V, P, B)	4 (Zn, Cr, Ni, Co)	10	7 (Ba, Sr, Nb, Pb, Be, P, B)	3 (Zn, Cr, Ni)
Ультраосновные	Порфиновые пикриты	21	15	14 (Li, Ba, Sr, Zr, Nb, Cu, Pb, Ga, Be, Mo, Sn, V, P, B)	1 (Ni)	14	14 (Li, Ba, Sr, Zr, Nb, Cu, Pb, Ga, Be, Mo, Sn, V, P, B)	—

та — равно или несколько меньше. Ванадий присутствует в кларковых количествах, за исключением ультраосновных пород: здесь он превышает кларковое содержание в 5 и 10 раз.

Все эффузивные и гипабиссальные субщелочные и щелочные породы Припятской впадины содержат высокие или повышенные по сравнению с кларковыми содержания таких элементов, как ниобий, цирконий, лантан, бериллий. Накопление указанных элементов в щелочных разностях, по Л. С. Бородину (1971), может свидетельствовать об образовании всей гаммы пород в результате непосредственной дифференциации ювенильных мантийных магм, независимых от гранитных и базальтовых.

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНИТОВ  
ВОСТОКА ПРИПЯТСКОЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДА  
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИН.  
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ПОРОД**

Распространение верхнедевонских вулканитов, как известно, не ограничивается пределами восточной части Припятской впадины. Поля развития эффузивно-пирокластических толщ занимают большую часть территории северо-западной оконечности сопредельного региона — Днепро-Донецкой впадины, оставляя, по-видимому, лишь отдельные «окна», где вулканогенные, главным образом пирокластические, образования имеют резко подчиненное значение (Бритченко, 1967, 1972; Бритченко, Гавриш, Литвинов, 1968; Фещенко и др., 1969; Довбуж и др., 1971 и др.). Однако при переходе к северо-западной окраине ДДВ наблюдается резкая смена петрографического набора пород новым, качественно и количественно отличным от набора вулканитов Припятской впадины. Прежде всего наиболее распространенными типами пород здесь в противоположность нефелинитам и щелочным трахитам в Припятской впадине являются субщелочные базальты и диабазы с содержанием щелочей от 4 до 6%, причем повышенное содержание щелочей в них обусловлено не присутствием калиево-натриевых полевых шпатов, как это имеет место в трахибазальтах Припятской впадины, а обычно несколько более кислым по сравнению с нормальными базальтами составом плагиоклаза и, кроме того, присутствием иногда биотита в породах. По химическому составу базальтов и диабазов северо-запада ДДВ (табл. 12) видно, что повышение щелочности их обусловлено главным образом возрастанием натриевой составляющей (в таблицу взяты только анализы неальбитизированных разностей этих пород, составляющих большинство серии базитов северо-запада ДДВ).

Основные и ультраосновные вулканиты смежных частей обеих впадин существенно различаются по содержанию оливина. Судя по работе Л. Г. Бернадской (1961) и нашим данным, в базальтах и диабазах северо-западной окраины ДДВ оливин является сравнительно редким минералом. Вкраплен-

ники его встречаются лишь спорадически и далеко не во всех разностях. В то же время единственная разновидность субщелочного базальта Припятской впадины содержит около 10% оливина. Встреченные в северо-западной части ДДВ ультраосновные эффузивы — бесполевошпатовые, например в скв. Березнянская Р1 (гл. 1807—1813 м), или содержащие небольшое количество плагиоклаза, например в скв. Черниговская Р1 (гл. 2200—2214 м), — породы в основном пироксенового состава, без оливина. В противоположность им гипербазиты Припятской впадины (порфиновые пикриты, анкаратрит-пикриты и лимбургиты) существенно оливиновые. Ультрабазиты из Черниговской скважины, по Л. Г. Бернадской, минералогически отличаются от базальтов лишь резко повышенным содержанием пироксена и содержат около 4% плагиоклаза. При этом состав пироксена и плагиоклаза соответствует составу этих минералов в базальтах этой же скважины, что позволяет относить данные породы к безоливиновым анкарамтам. Кроме того, ультраосновные эффузивы северо-запада ДДВ встречены в виде небольших по мощности прослоев в стратифицированных базальтовых телах и, судя по неоднородному строению их и эффузивов над ними, проявляющемуся в изменении химического и минералогического состава по вертикали (скв. Березнянская Р1), значительному обогащению титаном, а также выявлению во впадине случаев расщепления базальтов по содержанию светлых и темноокрашенных минералов вплоть до появления совершенно лейкократовых их разностей, почти без цветных компонентов (табл. 12, анализы 129, 130), являются следствием гравитационной дифференциации базальтовой магмы в мощных потоках и силлах (Лебедев, 1957; Золотухин, 1963; Хуан, 1965; Уэджер, Браун, 1970 и др.). Гипербазиты же Припятской впадины, как уже отмечалось, встречены в относительно крупных массах — эффузивных и пирокластических — и имеют вполне самостоятельное петрогенетическое значение. На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого гипербазиты Припятской впадины располагаются значительно ниже гипербазитов ДДВ (рис. 9, 14).

В северо-западной части ДДВ, в районах, непосредственно граничащих с Припятской впадиной (Грибово-Руднянские скважины, Репкинская 219, Черниговская опорная скважина), не обнаружены ультращелочные фельдшпатидовые породы — нефелиниты и лейцититы (и вообще щелочные базальтоиды), столь широко распространенные в смежных районах Припятской впадины. Вместе с тем в пределах северо-запада ДДВ широко распространены риолиты и риолит-порфиры, а также кварцевые микросениты и соответствующие им по составу трахиты (табл. 13), которые полностью отсутствуют в Припятской впадине. Риолиты ДДВ — образования наиболее поздние

## Химический состав эффузивных и жильных пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, вес. %

Окисел	Базальты и диабазы															
	104*	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119
SiO <sub>2</sub>	46,06	43,64	44,22	44,51	44,60	48,03	46,28	46,52	46,60	43,95	46,55	49,67	49,21	52,08	43,30	44,40
TiO <sub>2</sub>	2,62	4,64	3,84	2,85	1,74	2,39	2,97	2,08	2,14	2,44	2,41	1,95	2,07	2,22	3,39	4,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,75	11,77	14,19	14,52	19,68	17,00	15,27	16,90	16,74	16,42	14,37	16,38	12,63	13,36	13,27	13,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,64	5,34	3,21	2,02	5,34	8,15	5,60	9,77	4,19	5,75	4,06	4,00	5,12	4,10	8,34	6,97
FeO	7,59	10,74	12,07	11,02	3,55	4,16	8,02	2,77	5,61	6,90	10,21	6,83	7,51	6,52	6,97	6,72
MnO	0,42	0,31	0,20	0,20	0,70	0,13	0,26	0,31	0,21	0,18	0,21	0,16	0,19	0,11	0,25	0,17
MgO	5,52	5,56	5,58	4,54	3,86	4,71	5,61	6,06	4,86	4,64	4,98	6,68	4,72	4,08	7,06	8,36
CaO	9,08	9,64	9,79	10,89	9,09	8,37	8,02	7,58	10,19	10,34	10,50	8,01	6,38	7,70	8,26	6,93
Na <sub>2</sub> O	3,93	4,17	3,63	4,43	4,43	3,46	3,48	2,98	2,30	3,57	3,38	3,60	4,72	4,00	2,78	2,59
K <sub>2</sub> O	1,06	1,36	1,03	1,55	0,79	1,30	1,26	1,19	0,87	0,91	1,20	0,69	0,37	2,18	2,05	1,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	1,22	0,86	0,56	0,35	0,40	0,71	0,36	0,34	0,43	0,42	0,28	0,23	0,14	0,57	0,51
SO <sub>3</sub>	—	—	0,08	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10
S <sub>сульфид</sub>	0,03	—	0,03	0,02	—	—	0,01	—	0,01	0,02	0,05	0,04	0,14	0,04	Не опр.	Не опр.
п. п. п.	1,74	2,27	1,77	3,59	5,86	2,32	2,60	3,63	5,89	4,59	1,70	2,14	7,37	3,96	—	—
Сумма	100,7	100,66	100,49	100,75	99,99	100,42	100,08	100,15	99,94	100,13	100,01	100,41	100,59	100,47	—	—
CO <sub>2</sub>	1,02	0,90	1,21	0,36	3,24	0,50	1,45	0,97	3,49	4,20	1,58	0,79	5,01	1,97	0,22	0,10
H <sub>2</sub> O—	1,54	0,74	0,49	0,15	1,22	2,45	1,86	2,68	1,07	2,75	0,19	0,49	2,66	0,65	0,80	1,54

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	10,5	11,2	9,5	12,2	13,2	10,0	12,0	8,9	7,6	7,0	9,8	9,4	9,0	11,4	12,1	9,3	8,7
c	5,5	2,2	4,8	3,8	7,9	6,9	4,3	—	—	8,8	6,9	5,0	6,7	3,1	2,9	4,5	4,4
b	28,1	33,5	31,4	30,0	21,8	23,7	27,9	25,2	23,9	27,5	30,0	25,1	25,5	23,3	32,5	31,4	31,4
s	55,9	53,1	54,3	54,0	57,1	59,4	55,8	58,3	60,3	55,8	55,6	59,2	60,0	61,7	53,7	55,5	55,5
f'	45,2	44,2	46,4	41,7	42,8	48,4	45,8	47,7	41,8	45,5	45,3	40,8	47,6	42,2	44,2	40,9	40,9
m'	33,7	27,7	30,6	26,1	32,5	35,5	34,4	43,4	37,8	30,6	28,5	46,1	32,8	29,8	37,9	46,0	46,0

c'	21,1	28,1	23,0	32,2	24,7	16,1	19,8	8,9	20,4	23,9	26,2	13,1	19,6	28,0	17,9	13,1
n	84,0	82,0	84,1	81,6	89,8	80,0	84,0	78,7	78,6	83,6	80,8	89,2	95,0	73,9	68,3	66,7
t	4,1	7,4	6,1	4,6	2,7	3,6	4,7	3,2	3,2	3,9	3,7	2,8	3,1	3,1	5,6	6,9
Ф	17,4	13,3	8,8	5,6	22,6	30,9	17,3	35,2	16,3	19,1	11,9	14,0	17,9	15,3	22,5	19,2
Q	—14,7	—18,4	—15,2	—20,2	—20,1	—8,1	—16,7	—8,8	—2,2	—14,9	—12,6	—6,3	—5,9	—3,7	—15,7	—10,8
a/c	1,9	5,1	2,0	3,2	1,7	1,4	2,8	1,2	0,8	1,4	1,9	1,3	3,7	4,2	2,1	2,0

Окисел	Базальты и диабазы						Ультраосновные базальтоиды			Лейкократовые базальты	
	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130
SiO <sub>2</sub>	44,98	44,16	47,32	46,42	46,50	45,70	39,12	38,28	42,74	51,72	50,95
TiO <sub>2</sub>	4,17	3,81	3,97	3,86	3,55	2,76	5,65	4,50	4,98	1,88	2,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,92	14,29	14,36	14,22	14,94	14,01	9,74	9,96	8,52	16,26	18,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,70	6,57	4,05	4,96	4,42	3,27	7,45	8,65	8,94	4,69	2,81
FeO	5,44	8,19	8,04	8,91	9,05	9,19	9,91	9,19	6,62	3,24	5,72
MnO	0,02	0,11	0,11	0,02	0,12	0,09	0,16	0,17	0,54	0,10	0,08
MgO	6,30	5,88	6,23	5,52	5,38	3,88	8,15	7,80	8,34	0,69	3,58
CaO	6,72	10,00	7,07	7,46	6,02	8,96	13,31	13,51	11,15	7,32	3,22
Na <sub>2</sub> O	2,87	2,33	3,18	3,09	3,62	2,63	1,22	1,79	2,62	4,90	5,57
K <sub>2</sub> O	2,43	1,44	1,88	1,83	2,41	1,84	0,77	0,36	1,24	3,55	3,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,03	0,23	0,48	0,46	0,34	0,46	0,86	1,09	0,60	0,60	0,84
SO <sub>3</sub>	0,10	—	0,24	0,43	—	—	0,24	0,32	—	—	—
S <sub>сульфид</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,18	0,11	0,01
п. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	3,80	5,12	3,29
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	—	100,18	100,13	100,43
CO <sub>2</sub>	~0,10	1,35	~0,10	~0,10	0,48	5,24	—	1,72	3,03	3,76	3,05
H <sub>2</sub> O—	1,12	0,80	0,70	0,92	1,00	0,18	0,48	0,47	1,66	0,66	0,48

Окисел	Базальты и диабазы						Ультраосновные базальтоиды			Лейкократовые базальты	
	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>											
<i>a</i>	10,2	7,4	10,1	9,7	11,8	9,1	3,7	4,6	7,3	16,9	18,1
<i>c</i>	4,5	6,2	4,8	4,9	4,5	5,6	4,7	4,5	1,9	3,4	4,0
<i>b</i>	28,1	30,8	26,3	27,2	25,6	26,2	41,7	42,5	39,2	15,0	14,7
<i>s</i>	57,1	55,6	58,8	58,1	58,1	59,1	49,8	48,4	51,6	64,7	63,2
<i>f'</i>	46,3	45,5	43,3	48,2	50,8	48,6	38,6	39,1	35,8	50,7	55,6
<i>m'</i>	39,5	33,7	41,2	35,4	37,0	27,6	33,4	31,9	35,2	48,3	43,4
<i>c'</i>	14,2	20,8	15,5	16,4	12,2	23,8	28,0	29,0	29,0	1,0	1,0
<i>n</i>	65,3	71,2	72,3	72,5	70,0	69,0	70,4	88,0	76,4	68,1	71,5
<i>t</i>	6,6	6,1	5,9	6,0	5,4	4,4	9,7	8,0	8,1	2,7	3,4
<i>φ</i>	27,4	18,9	13,8	16,1	15,6	11,9	15,4	17,8	19,0	27,3	16,6
<i>Q</i>	-10,8	-9,8	-7,4	-8,2	-11,9	-5,6	-12,5	-16,9	-13,3	-7,8	-13,8
<i>a/c</i>	2,3	1,2	2,1	2,0	2,6	1,6	0,8	1,0	3,8	5,0	4,5

\* Анализ 104 — базальт, скв. Видельцевская Р1, гл. 1564—1568 м; 105 — то же, скв. Видельцевская Р2, гл. 1856—1858 м; 106 — то же, гл. 1896—1907 м; 107 — диабаз, скв. та же, гл. 2724—2725 м; 108 — базальт, скв. Олишевская Р1, гл. 2404—2406 м; 109 — то же, скв. Олишевская Р6, гл. 2082—2092 м; 110 — то же, гл. 2280—2294 м; 111 — то же, скв. Олишевская Р7, гл. 2575—2580 м; 112 — то же, гл. 2713—2717 м; 113 — базальт, скв. Красно-Партизанская Р2, гл. 1690—1691 м; 114 — диабаз, скв. Красно-Партизанская Р3, гл. 3201—3204 м; 115 — то же, скв. Каплинцевская 174-с, гл. 664—668 м; 116 — то же, гл. 692—697 м; 117 — то же, гл. 711—715 м; 118 — базальт, скв. Черниговская Р1, гл. 2257—2265 м; 119 — то же, гл. 2272—2282 м; 120 — то же, гл. 2370—2375 м; 121 — то же, гл. 2504—2509 м; 122 — то же, гл. 2509—2514 м; 123 — то же, гл. 2514—2517 м; 124 — то же, гл. 2521—2525 м; 125 — диабаз, скв. та же, гл. 2726—2729 м; 126 — безоливиновый анкарарит, скв. Черниговская Р1, гл. 2198—2202 м; 127 — то же, гл. 2208—2214 м; 128 — эффузивный пироксенит, скв. Березнянская Р1, гл. 1812—1813 м; 129 — лейкократовый базальт, скв. Седневская 213, гл. 2458—2463 м; 130 — то же, гл. 2640—2646 м. Анализы 104—117 и 128—130 выполнены в химической лаборатории БелНИГРИ, аналитики М. А. Жукова (104, 108—114), С. И. Климкович (105—107, 128—130) и В. Н. Чурак (115—117). Анализы 118—127 заимствованы у Л. Г. Бернадской (Бернадская, 1961).

го этапа верхнедевонской вулканической деятельности в данном районе. Они известны во многих пунктах северо-запада впадины. Кварцевые микросениты и соответствующие им трахиты встречаются несколько реже. Главная особенность этих пород — присутствие сравнительно небольшого количества ксеноморфного кварца, заполняющего промежутки между зернами полевого шпата. Породам Припятской впадины, как известно, свободный кварц противопоказан. Все вулканические дифференциаты востока Припятской впадины, как уже отмечалось, — породы более или менее недосыщенные кремнеземом и имеют отрицательные значения параметра  $Q$ , по А. Н. Заварицкому, что, видимо, следует рассматривать как следствие резкой ненасыщенности кремнекислотой родоначальной магмы. Наименее недосыщены кремнеземом среди вулканитов востока Припятской впадины некоторые разности трахитов и трахиандезитов, содержание  $SiO_2$  в которых иногда достигает 57% — максимума для вулканических пород этого района. Таким образом, наиболее кислыми дифференциатами для вулканитов востока Припятской впадины являются щелочные и субщелочные трахиты и трахиандезиты с содержанием  $SiO_2$  до 57% ( $Q$  до  $-4$ ), а для пород северо-запада ДДВ — риолиты с содержанием  $SiO_2$  до 77% ( $Q$  до  $+49$ ). Тем не менее дифференциационный ряд вулканитов Припятской впадины по числу представляющих его петрографических разностей и их составу значительно богаче и разнообразнее дифференциационного ряда вулканитов северо-западной окраины ДДВ.

Сравнивая химические составы эффузивных пород обеих впадин в пересчетах на коэффициенты А. Н. Заварицкого и наблюдая за расположением векторов на его диаграмме (рис. 9, 14), легко заметить, что большинство фигуративных точек составов пород северо-западной части ДДВ смещены вправо от линии пород нормального риолит-базальтового ряда, располагаясь параллельно ей. Фигуративные точки вулканитов Припятской впадины занимают еще более правую позицию, причем таким образом, что средняя вариационная кривая пород северо-запада ДДВ занимает на диаграмме промежуточное положение между линией пород нормального ряда и средней линией вулканитов Припятской впадины, заметно тяготея к линии пород нормального ряда.

Резкое различие наблюдается в последовательности извержений лав различного состава в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах. Для востока Припятской впадины характерен антидромный, по А. Н. Заварицкому, порядок извержений — например, в Васильевском разрезе (скв. Р1) изливанием щелочных гипербазитов завершается елецкий вулканический цикл. То же наблюдается в Шарпиловском и других разрезах,

## Химический состав эффузивных и жильных пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, вес. %

Окисел	Кварцевые микросиениты и соответствующие им трахиты									
	131*	132	133	134	135	136	137	138	139	140
SiO <sub>2</sub>	58,77	57,38	58,59	61,84	63,91	62,46	65,27	62,66	63,33	61,20
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,90	1,50	0,72	1,09	0,84	0,86	0,88	1,04	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,68	14,82	19,53	12,39	15,55	17,24	13,61	15,14	13,90	19,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,90	1,89	1,20	3,95	3,34	1,83	2,82	7,49	1,99	1,58
FeO	2,44	6,20	2,70	5,70	1,56	0,54	2,65	0,29	2,78	1,09
MnO	0,15	0,42	0,04	0,16	0,16	0,02	0,48	0,14	0,39	—
MgO	2,49	1,53	0,66	0,64	1,17	1,02	0,37	0,02	0,11	0,60
CaO	2,52	4,55	2,02	1,73	0,67	0,32	0,74	0,87	2,11	1,66
Na <sub>2</sub> O	1,59	4,57	4,45	5,23	6,35	3,07	4,74	5,40	5,23	5,66
K <sub>2</sub> O	7,92	1,16	4,51	3,87	4,35	9,41	5,91	5,73	5,53	4,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,36	0,56	0,12	0,19	0,08	0,13	0,12	0,38	0,38
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03
S сульфид	He опр.	—	0,11	0,05	—	0,15	—	0,01	—	0,06
п.п.п.	—	6,54	3,88	4,02	1,37	2,86	2,30	1,89	2,81	3,23
Сумма	—	100,32	99,70	100,40	99,71	99,76	99,88	100,63	99,60	100,47
CO <sub>2</sub>	3,13	3,71	0,19	1,70	0,34	2,23	2,30	1,89	1,66	0,55
H <sub>2</sub> O—	0,32	0,31	2,01	0,24	0,33	3,46	0,32	0,35	0,16	1,85

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	15,7	12,5	17,0	16,7	20,1	20,7	18,2	20,2	18,8	19,8
c	1,7	4,3	2,6	—	0,2	0,3	—	0,1	—	2,0
c'	—	—	—	0,1	—	—	0,8	—	0,8	—
b	12,6	12,8	9,9	12,0	7,0	5,9	6,1	7,7	6,8	5,7
s	70,0	70,4	70,5	71,2	72,7	73,1	74,9	72,0	73,6	72,5
f'	53,4	66,0	38,1	73,7	64,4	34,5	74,2	87,6	58,1	42,7

m'	34,8	21,5	11,5	9,2	26,9	29,8	11,2	0,0	3,1	18,3
c'	11,8	12,5	—	17,1	8,7	—	14,6	12,4	38,8	—
a'	—	—	50,4	—	—	35,7	—	—	—	39,0
n	23,6	86,1	60,0	66,4	68,5	32,9	52,6	58,8	57,3	64,5
t	0,6	1,1	1,9	0,9	1,3	0,9	1,0	1,0	1,2	1,5
Ф	33,7	13,6	10,1	27,2	40,4	26,2	24,7	83,2	12,3	24,4
Q	+6,9	+11,5	+4,4	+8,9	+5,0	+4,5	+12,6	+3,5	+8,8	+3,4
a/c	9,2	2,9	6,5	-167,0	100,5	69,0	-22,7	202,0	-23,5	9,9

Окисел	Риолиты									
	141	142	143	144	145	146	147	148	149	150
SiO <sub>2</sub>	77,49	73,49	74,56	72,74	72,04	73,02	72,00	75,42	70,11	74,11
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,49	0,38	1,48	0,46	0,31	0,49	0,29	0,37	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,04	10,97	11,34	11,06	11,40	12,02	12,23	12,37	13,64	11,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,12	0,56	0,69	2,50	1,79	3,98	1,74	4,73	0,63
FeO	1,18	3,13	1,81	2,02	2,07	1,90	0,50	0,51	—	3,14
MnO	0,06	0,16	0,11	0,41	0,04	0,03	0,02	0,02	0,06	0,04
MgO	0,60	0,87	0,66	0,59	0,51	0,50	0,66	0,27	0,19	0,50
CaO	0,35	1,03	0,72	2,28	0,15	0,28	—	—	0,30	0,97
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,35	0,28	1,60	3,97	4,85	4,33	4,21	4,51	2,92
K <sub>2</sub> O	6,00	6,04	6,35	5,09	4,98	4,98	5,65	4,81	5,24	4,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,09	—	—	0,20	0,03	0,03	0,03	0,04	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—
S сульфид	0,14	0,10	0,20	0,02	0,04	0,11	—	—	0,08	—
п.п.п.	1,99	3,16	2,57	2,54	1,17	0,98	0,70	0,45	1,24	2,08
Сумма	100,39	99,95	99,44	100,51	99,51	100,79	100,59	100,12	100,47	100,36
CO <sub>2</sub>	1,73	2,51	1,70	2,23	0,40	0,35	—	0,39	1,24	1,42
H <sub>2</sub> O—	0,30	0,44	0,33	0,18	0,16	0,23	0,38	0,26	0,67	0,74

Окисел	Риолиты									
	141	142	143	144	145	146	147	148	149	150
<i>a</i>	8,9	9,4	9,6	10,8	14,9	15,4	15,4	15,5	17,2	12,5
<i>c</i>	0,4	1,2	0,80	2,0	—	—	—	0,2	0,3	1,0
$\frac{c}{a}$	—	—	—	—	0,7	1,7	1,1	—	—	—
<i>b</i>	7,0	7,2	6,8	4,6	4,4	3,4	6,2	2,3	4,3	4,3
<i>s</i>	83,7	82,2	82,8	82,6	80,0	79,5	77,3	82,0	78,2	82,2
<i>f'</i>	25,0	43,5	33,3	60,9	77,6	67,3	83,5	82,9	90,8	78,5
<i>m'</i>	13,9	19,5	15,7	21,7	17,9	23,1	16,5	17,1	7,7	18,4
<i>c'</i>	—	—	—	17,4	4,5	9,6	0,0	0,0	1,5	3,1
<i>a'</i>	61,1	37,0	51,0	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	7,2	8,6	6,9	32,5	52,6	55,0	50,0	57,2	56,6	50,0
<i>t</i>	0,4	0,5	0,4	1,5	0,5	0,3	0,5	0,3	4,3	0,3
$\varphi$	9,2	1,8	7,8	11,6	32,9	17,3	33,0	62,9	89,2	12,3
<i>Q</i>	+49,2	+44,4	+45,6	+41,6	+29,5	+26,5	+22,7	+32,8	+21,7	+38,4
<i>a/c</i>	22,2	7,8	12,0	5,4	-21,3	-9,1	-14,0	77,5	57,3	12,5

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

\* Анализ 131 — кварцевый микросиенит, скв. Черниговская Р1, гл. 2037—2044 м; 132 — кварцевый сиенит-порфир, скв. Анисовская 207, гл. 3448—3451 м; 133 — трахит, скв. Седневская 213, гл. 2436—2438 м; 134 — гиалотрахит, скв. Видельцевская Р2, гл. 1893—1896 м; 135 — кварцевый микросиенит, скв. Олишевская Р1, гл. 2532—2534 м; 136 — туфолова трахита, скв. Видельцевская Р1, гл. 1364—1371 м; 137 — кварцевый сиенит-порфир, скв. та же, гл. 1632—1640 м; 138 — кварцевый микросиенит, скв. та же, гл. 1688—1694 м; 139 — то же, скв. Видельцевская Р5, гл. 1846—1847 м; 140 — трахит, скв. Седневская 213, гл. 2425—2427 м; 141 — риолит, скв. Анисовская Р1, гл. 2056—2063 м; 142 — то же, гл. 2068—2074 м; 143 — то же, гл. 2080—2085 м; 144 — то же, гл. 2188—2191 м; 145 — щелочной риолит, скв. Видельцевская Р2, гл. 1540—1547 м; 146 — то же, гл. 1602—1607 м; 147 — то же, скв. Олишевская Р1, гл. 2238—2244 м; 148 — то же, скв. Олишевская Р7, гл. 2471—2478 м; 149 — то же, скв. Красно-Партизанская Р1, гл. 1057—1061 м; 150 — риолит, скв. Веркиевская Р6, гл. 3199—3203 м. Анализы 132—150 выполнены в химической лаборатории БелНИГРИ, аналитики С. И. Климкович (132—134, 139, 140, 145, 146), М. А. Жукова (135—138, 147—149) и В. Н. Чурак (141—144, 150). Анализ 131 заимствован у Л. Г. Бернадской (Бернадская, 1961).

где извержения нефелинитов и ультраосновных лав следовали после трахитов. Этот порядок извержений указывает на имеющую место гравитационную дифференциацию магмы и соответствует последовательному опорожнению дифференцированных магматических очагов сверху донизу. В разрезе Черниговской скважины, как и в других разрезах северо-запада ДДВ, такой картины не наблюдается. Для них характерно гомогромное развитие вулканического процесса — от основных пород к кислым, что нередко подтверждается завершением вулканической деятельности риолитами или высококремнеземистыми трахитами.

Приведенные доводы достаточно убедительно свидетельствуют о резком петрографическом, петрохимическом и, по видимому, генетическом различии вулканогенных ассоциаций восточной части Припятской впадины и северо-западной части ДДВ, несмотря на подчеркиваемую некоторыми исследователями связь их во времени и пространстве. Впрочем, при детальном разборе временная связь оказывается не столь уже тесной, как кажется на первый взгляд (табл. 14). Первая (нижняя) вулканогенная толща, накопление которой в Припятской впадине началось в позднеевлановское и продолжалось в течение всего ливенского времени, в северо-западных районах ДДВ имеет в основном воронежско-евлановский возраст (Бритченко, 1972). Вторая вулканогенная толща Припятской впадины, соответствующая елецкому вулканическому этапу, при переходе к ДДВ фациально замещается терригенной, преимущественно глинисто-алевролитопесчаниковой толщей (колайдинцевской свитой). Лишь в более отдаленных от Припятской впадины районах отложение этой свиты сопровождалось вулканической деятельностью. К началу последнего вулканического этапа на территории северо-западной части ДДВ, завершившегося извержением кислых магм (данковское время), проявления вулканизма на территории Припятской впадины, как уже отмечалось, полностью прекратились. Таким образом, вулканическая деятельность в восточной части Припятской впадины началась позже и закончилась раньше, чем в северо-западной части ДДВ. Кроме того, в названных структурах имело место несовпадение во времени отдельных вулканических этапов. При грубом же сравнении создается впечатление одновременного вулканизма, поскольку и в том, и в другом районах вулканическая деятельность происходила в позднедевонскую эпоху и обуславливалась одной и той же причиной — формированием в теле Русской плиты Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Что же касается пространственной связи, то в литературе уже отмечались случаи тесного соседства и практической одновременности извержений двух независимых друг от друга магм — ультраосновной

Сопоставление этапов проявления позднедевонского вулканизма крайнего востока Припятской и северо-запада Днепровско-Донецкой впадин

Крайний восток Припятской впадины	Геологический возраст	Северо-запад Днепровско-Донецкой впадины
Карбонатно-терригенное осадконакопление	$D_3^2$ dn	Во многих районах преимущественно вулканогенное осадконакопление
Вулканогенное осадконакопление	$D_3^2$ lb—dn	Соленакотление. В единичных пунктах проявления вулканизма
Карбонатное осадконакопление	$D_3^2$ el	В ряде районов проявления вулканизма
Вулканогенное осадконакопление		
Глинисто-карбонатное осадконакопление		
Вулканогенное осадконакопление	$D_3^1$ lv	Соленакотление. В единичных пунктах проявления вулканизма
Сульфатно-карбонатное осадконакопление	$D_3^1$ ev	В ряде районов преимущественно вулканогенное осадконакопление
	$D_3^1$ vr	

щелочной и базальтовой (Шейнманн, 1947, 1955<sub>2</sub>, 1959, 1968; Бутакова, 1956; Гоньшакова, Егоров, 1968 и др.).

Резкое своеобразие и специфичность верхнедевонской ассоциации вулканитов Припятской впадины позволили отнести ее к щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной магматической формации (Гоньшакова, Корзун, 1968), в общих чертах соответствующей выделенной Ю. М. Шейнманном, Ф. Р. Апельциным и Е. А. Нечаевой (1960, 1961) формации ультраосновных щелочных пород, а точнее тому случаю ее проявления, когда она представлена в эффузивной и жильной фациях. По данным А. А. Кухаренко и М. П. Орловой (1964), В. И. Гоньшаковой и др. (1968), X. С. Йодера (1954) и других исследователей, исходные для таких формаций щелочно-ультраосновные магмы рождаются путем выплавления из первичного мантийного материала при частичном снятии давления на глубинах больших, чем глубины рождения базальтовых

магм. Впервые как самостоятельный тип первичных магм щелочно-ультраосновная магма была выделена Ю. М. Шейнманном (1955<sub>1</sub>). Этот исследователь обоснованно предполагает возможность возникновения щелочно-ультраосновных расплавов в результате полного или почти полного плавления вещества верхней мантии на глубинах ниже волновода Гутенберга при местном понижении давления в зонах глубинных разломов (Шейнманн, 1968). Выплавление базальтовой магмы Ю. М. Шейнмани на основании исследований В. В. Белоусова (1966) связывает с аналогичной тектонической обстановкой (развитием разломов), но с меньшими глубинами — главным образом в области волновода.

Изученные материалы по Припятской и Днепровско-Донецкой впадинам подтверждают представления названных выше исследователей о глубинах генерации щелочно-ультраосновных расплавов и указывают на прямую связь рассматриваемой ассоциации вулканитов с глубинными мантийными магмами. Связь вулканизма Припятской и Днепровско-Донецкой впадин с разломной тектоникой не вызывает сомнений, однако появление щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной магматической формации в восточной части Припятской впадины, безусловно, связано с особыми тектоническими условиями этого района, отличными от окружающей обстановки.

Интересно, что сходные с вулканитами Припятской впадины породы, относящиеся к той же щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной магматической формации, встречены и в других местах Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Они известны на Белоцерковском выступе кристаллического фундамента (Волошина, Галицкий, Пистрак, 1971), где относятся к семилукскому времени позднего девона, и в зоне сочленения Донбасса с Приазовской частью Украинского щита, в районе Покрово-Киреевской структуры (Гоньшакова и др., 1967, 1968, 1969, 1972, 1973; Бутурлинов и др., 1968, 1972; Пятенко, Зарицкий, Стрёмовский, 1967; Царовский, 1963), где накопление их происходило в конце среднего и начале позднего девона. Анализ геотектонической обстановки проявлений щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного вулканизма в этих районах показал, что они приурочены к зонам пересечения южного краевого разлома Днепровско-Донецкого авлакогена в первом случае (Белоцерковский выступ) с Криворожским трансрегиональным глубинным разломом древнего, допротерозойского заложения, описанным в пределах Украинского щита В. Г. Бондарчуком, Я. Н. Белевцевым, Г. И. Каляевым и другими исследователями и протрассированным В. К. Гавришем далеко в пределы Воронежской антеклизы (рис. 15), а во втором (Покрово-Киреевская струк-

тура) — с Кальмиус-Еланчикской зоной разрывных дислокаций, являющейся фрагментом Кальмиусско-Айдарской зоны древнего субмеридионального глубинного разлома протерозойского или допротерозойского заложения, выделенной и описанной В. К. Гавришем (1969).

Таким образом, в обоих известных пока районах локализации в Днепровско-Донецком авлакогене щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных вулканогенных формаций последние приурочены к древним, поперечным по отношению к

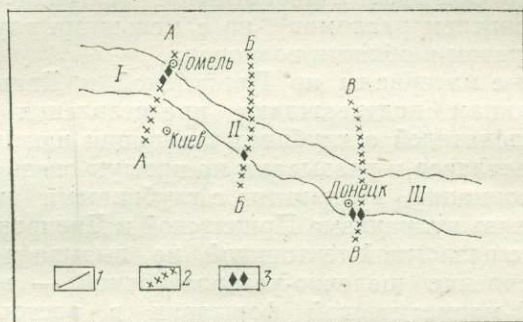


Рис. 15. Схема расположения очагов щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного вулканизма в Припятско-Днепровско-Донецком авлакогене: I — краевые разломы; 2 — поперечные разломы допозднепротерозойского заложения (А — Одесский, Б — Криворожский, В — Кальмиусско-Айдарский); 3 — породы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации; I — Припятская впадина; II — Днепровско-Донецкая впадина; III — Донецкий бассейн

авлакогену сверхглубинным разломам, которые носят планетарный характер и уходят в мантию, возможно, на сотни километров. По-видимому, при пересечении их в период формирования авлакогена новообразованными продольными разломами они вновь активизировались, что способствовало созданию сверхглубоких магмопроводящих каналов и являлось контролирующим фактором для локализации щелочного вулканизма в районах относительно узких участков таких пересечений.

Не вызывает сомнений, что и в Припятской впадине появление специфических щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных пород связано с аналогичной геотектонической обстановкой. По всей вероятности, щелочные вулканы востока Припятской впадины приурочены к зоне пересечения системы субширотных региональных разломов позднедевонского заложения, связанных с образованием и развитием Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, и древней субмеридиональной структуры, скорее всего Одесского трансрегионального глубинного разлома раннепротерозойского зало-

жения, который трассируется А. В. Чекуновым и И. А. Гаркаленко в направлении: западная часть акватории Черного моря — Одесса—Брусиллов и далее в пределы восточной части Белоруссии (Чекунов, Гаркаленко, 1969; Чекунов, 1972). Фрагмент этого разлома в пределах Украинского щита под названием Брусилловского выделялся ранее Г. К. Кужеловым, Н. П. Семеновым, Ф. Г. Бабчуком и др. В Припятской впадине к нему относятся Лоевская зона разрывных дислокаций, выделенная и описанная Р. Е. Айзбергом и А. М. Синичкой (Горелик и др., 1968; Айзберг, Синичка, 1968, 1971; Айзберг, 1971) в западной части Лоевской седловины и также отнесенная этими исследователями к системе Одесского разлома. Ранее наличие в данном районе поперечных глубинных разломов предполагали Р. М. Пикстрак и С. В. Тихомиров (1959).

Район пересечения авлакогеном зоны древнего разлома, безусловно, явился оптимально проницаемым для сверхглубинных мантийных магм и формирования щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной магматической формации. Другие древние субмеридиональные разломы, с которыми, вероятно, связаны мощные вулканогенные образования северо-западной части ДДВ (например, выделяемые В. К. Гавришем (1969) Тикичско-Гомельский и Новомиргородско-Щорсовский разломы и трассируемый А. К. Пруссом (1965) разлом западнее Чернигова), видимо, не характеризуются глубинами заложения, достаточными для проявления при омоложении их в девоне специфического щелочно-ультраосновного—щелочно-базальтоидного вулканизма. Из приведенного выше материала видно, что верхнедевонский вулканизм северо-запада ДДВ являлся субщелочным базитовым и что представляющие его вулканы, согласно работам Ю. А. Кузнецова (1964) и Ю. М. Шейнманна (1968), относятся к щелочной оливин-базальтовой формации. Ранее это уже отмечалось Г. Д. Афанасьевым, В. И. Гоньшаковой, В. П. Корзуном (1965) и В. И. Лебединским (1967<sub>1</sub>).

Вулканизм востока Припятской и северо-запада Днепровско-Донецкой впадин вряд ли можно связывать с продольными «ступенеобразующими» и краевыми разломами авлакогена (что можно еще встретить в литературе), так как только наиболее глубокие, краевые разломы фиксируются по данным ГСЗ вплоть до поверхности Мохоровичича (Чирвинская, 1959; Глушко и др., 1963; Хаин, 1964; Борисов, 1965; Судариков, 1965). Однако отсутствие в Припятской впадине проявлений магматизма вдоль краевых разломов говорит о том, что и они не достигали глубин зарождения базальтовых магм в верхней мантии, не говоря уже о «ступенеобразующих» разломах, которые, вероятнее всего, являются коровыми (Горелик и др., 1968) и не могли сами по себе служить путями для выве-

дения глубинных магм. О приуроченности вулканических проявлений северо-запада Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена именно к древним, поперечным глубинным разломам говорит В. К. Гавриш (1972); ранее к такому же выводу пришли Р. М. Пистрак и С. В. Тихомиров (1959).

На связь щелочно-ультраосновных формаций со «сквозь-структурными» сверхглубинными разломами неоднократно указывал Ю. М. Шейнманн (1955, 1959, 1960, 1961). Интересные данные о глубинах зарождения очагов щелочно-ультраосновной и щелочной базальтовой магм смежных районов Припятской и Днепровско-Донецкой впадин дает использование при анализе имеющегося материала расчетов Т. Хэзертона (Hatherton, 1969), установившего на основании большого количества наблюдений прямо пропорциональную зависимость между глубиной магматических очагов и содержанием в них щелочей, в частности  $K_2O$ . Одно из возможных содержаний  $K_2O$  в магме, породившей вулканы северо-востока Припятской впадины, подсчитанное как среднее значение по всем ее дифференциатам, составляет, в зависимости от методов подсчета, 3,3—3,8%, что, согласно исследованиям Т. Хэзертона, соответствует зарождению материнского магматического очага на глубине около 300—400 км. Среднее содержание  $K_2O$  в базальтах и диабазах северо-западной части ДДВ, которые в силу их большого однообразия на разных площадях и в соответствии с работами Ю. М. Шейнманна (1968) и В. А. Кутolina (1972) можно рассматривать как производные недифференцированных или слабо дифференцированных базальтовых магм, колеблется по отдельным районам от 1 до 2%, что, по Т. Хэзертону, соответствует зарождению магматических очагов на глубине от 80 до 200 км. На обогащение щелочами магм, поднявшихся из глубоких подкоровых очагов, указывают Х. Куно (Kuno, 1959), И. Куширо и Х. Куно (Kushiro, Kuno, 1963), Х. С. Йодер и К. Е. Тилли (1965), А. Е. Энгель и Ц. Г. Энгель (1968).

Имеются и другие данные, указывающие на пересечение восточной части Припятской впадины зоной древнего глубинного разлома типа Криворожского. Например, характеризуя южный краевой разлом Днепровско-Донецкого авлакогена, В. К. Гавриш (1969) отмечает, что в пределах поперечных глубинных структур местоположение главного сброса этого разлома определяется не совсем уверенно или вообще не фиксируется ввиду общей тенденции к воздыманию древних структур в пределах авлакогена и сокращения при этом амплитуды краевых разломов. Отдельные блоки фундамента в области пересечения краевых разломов с поперечными глубинными структурами, по данным В. К. Гавриша (1970), со стороны осевой части авлакогена могут быть даже взброшены,

что отмечается на Криворожской, Кальмиусско-Айдарской и других глубинных структурах. В статье о тектонике ДДВ М. В. Чирвинская, Г. Д. Забелло и Л. В. Смекалина (1971) пишут: «В местах пересечения Днепровско-Донецкого авлакогена с меридиональными архей-протерозойскими структурами продольные разломы гаснут, появляются многочисленные поперечные нарушения, происходит смещение оси авлакогена, отклонение простирания краевых разломов и образование выступов фундамента бортовых частей, далеко вдающихся в пределы грабена». Приведенные характеристики мест пересечений авлакогена с древними глубинными структурами полностью справедливы и для Брагинско-Лоевского участка Припятской впадины. С этих позиций можно по-новому взглянуть на природу Брагинского выступа кристаллического фундамента.

Следует отметить, что устойчивое сопротивление Брагинско-Лоевской зоны погружению в наиболее активный период формирования западной окраины авлакогена (это хорошо видно при сравнении мощностей девонских осадков) хорошо согласуется с отмеченной В. К. Гавришем (1969) относительной стабильностью древних поперечных глубинных структур в пределах авлакогена. Концентрация глубоких, уходящих в мантию разрывов фундамента в зоне Одесского разлома, по данным А. В. Пейве, В. Е. Хаина, С. И. Субботина и других исследователей, всегда свойственная таким структурам, обеспечивала доступ к поверхности в районе пересечения с авлакогеном большинству, если не всем дифференциатам первичной магмы, располагавшимся, вероятно, на различных уровнях сложно построенного дифференцированного магматического очага. Этим, по-видимому, и объясняется практически одновременное извержение магм различного состава на весьма ограниченной по площади территории.

Результаты изучения верхнедевонской вулканогенной формации Припятской впадины позволяют существенно уточнить положение зоны Одесского разлома в восточной части Белоруссии и установить ее ширину, равную в пределах Припятской впадины ~35 км, а также подтверждают точку зрения А. В. Чекунова и И. А. Гаркаленко о северном продолжении данного разлома в районе Брагинского выступа фундамента, а не Черниговского, как предполагают некоторые исследователи.

В зоне сочленения Донбасса с Приазовской частью Украинского щита породы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации вытянуты в субширотном направлении полосой длиной около 50 км при ширине 4—5 км (Гоньшакова и др., 1968), по всей вероятности, указывающей на местоположение главного сброса южного краевого разлома,

который не улавливается здесь геофизическими методами. Длина полосы, как видно, соответствует ширине зоны пересечения авлакогеном древнего субмеридионального разлома. По всей вероятности, и в Припятской впадине в зоне пересечения южного краевого разлома с Одесским, т. е. в районе южнее Брагина, скважинами могут быть встречены щелочно-ультраосновные — щелочно-базальтоидные эффузивы и гипабиссальные тела, подобно тому как это имеет место на Белоцерковском выступе и в районе Покрово-Киреевской структуры. В свою очередь надо полагать, что распространение пород щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных формаций в Днепроовско-Донецкой впадине и Донбассе не ограничивается названными структурами, а имеет место и севернее, вдоль обеих зон древних поперечных разломов в пределах авлакогена, подобно распространению их в Припятской впадине. Однако эти образования скрыты под мощными толщами отложений карбона.

В проявлении щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного вулканизма в Припятско-Днепроовско-Донецком авлакогене четко вырисовывается закономерный сдвиг фаз во времени (конец среднего девона — поздний девон) и пространстве (с юго-востока на северо-запад), что подчеркивает поэтапное заложение авлакогена в теле Русской плиты. Кальмиусско-Айдарский, Криворожский и Одесский разломы, с которыми связан щелочной вулканизм, по-видимому, относятся к наиболее крупным поперечным направлениям, занимающим особое положение в структуре Припятско-Днепроовско-Донецкого авлакогена. Каждый из них разделяет области региона с резко различной мобильностью в позднем палеозое, по-видимому, в соответствии с этапностью прогибания авлакогена. Как показывает фактический материал, постепенное вовлечение в прогибание новых областей региона в направлении с юго-востока на северо-запад сопровождалось интенсивными проявлениями щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного вулканизма по наиболее глубоким древним трансрегиональным разломам. По времени эти проявления отвечали начальному периоду прогибания прилегающей к соответствующему разлому территории.

Установленная связь щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных формаций в пределах Припятско-Днепроовско-Донецкого авлакогена с зонами большой проницаемости по древним глубинным разломам позволяет рассматривать появление таких формаций, по крайней мере в условиях платформ, как определенный показатель наличия в районах их обнаружения глубинных структур древнего заложения.

## ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ И НОРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЕВОНА ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Вулканогенные отложения девона восточной части Припятской впадины в западном направлении замещаются по простиранию глинисто-мергельными, сульфатно-глинисто-карбонатными и соленосными отложениями.

При сопоставлении по керну и каротажу разрезов верхнедевонских отложений скв. Борщевская Р1, Васильевская Р1, Ястребовская 3-к с Вышемировскими, Малодушинскими, Омельковщинскими и другими ясно видно, что нижняя вулканогенная толща крайнего востока впадины в западном направлении замещается сначала вулканогенно-соленосной толщей (Вышемировская площадь), а затем уже преимущественно нормально-осадочной соленосной толщей (Малодушин, Омельковщина) (рис. 16). В скв. Ястребовская 3-к верхнефранские вулканогенные образования лежат непосредственно под нижней сульфатно-глинисто-мергельной пачкой межсолевых отложений. В скв. Ветхинская Р1, на значительном протяжении разреза бурившейся по неку и потому для сопоставлений непригодной, в основании верхнефранских вулканогенных образований по каротажу четко выделяются аналоги нижней, так называемой переходной сульфатно-глинисто-карбонатной пачки нижней соленосной толщи. Эта пачка в большинстве разрезов еще бессолевая, но в ряде районов впадины в ней на разных отметках встречены прослои каменной соли. И если на крайнем востоке впадины вся часть разреза между указанными пачками (или их аналогами), судя по Борщевской и другим скважинам, сложена вулканогенными образованиями, то уже в Речицких, Малодушинских и Омельковщинских скважинах эта же часть разреза сложена каменной солью.

Таким образом, факт замещения вулканогенных образований по простиранию каменной солью в восточной части Припятской впадины сомнений не вызывает. Однако сам механизм такого замещения еще не совсем ясен. Если в случае замещения вулканитов известняками, мергелями, глинами и

другими породами (что имеет место здесь же, в восточной части впадины, в отложениях елецкого возраста) по мере продвижения на запад можно наблюдать все фазы пространственного перехода вулканических туфов в нормально-осадочные породы через туффиты, туфоизвестняки, туфомергели

Хобнинская P1

Малодушинская P2

Вышемировская P11

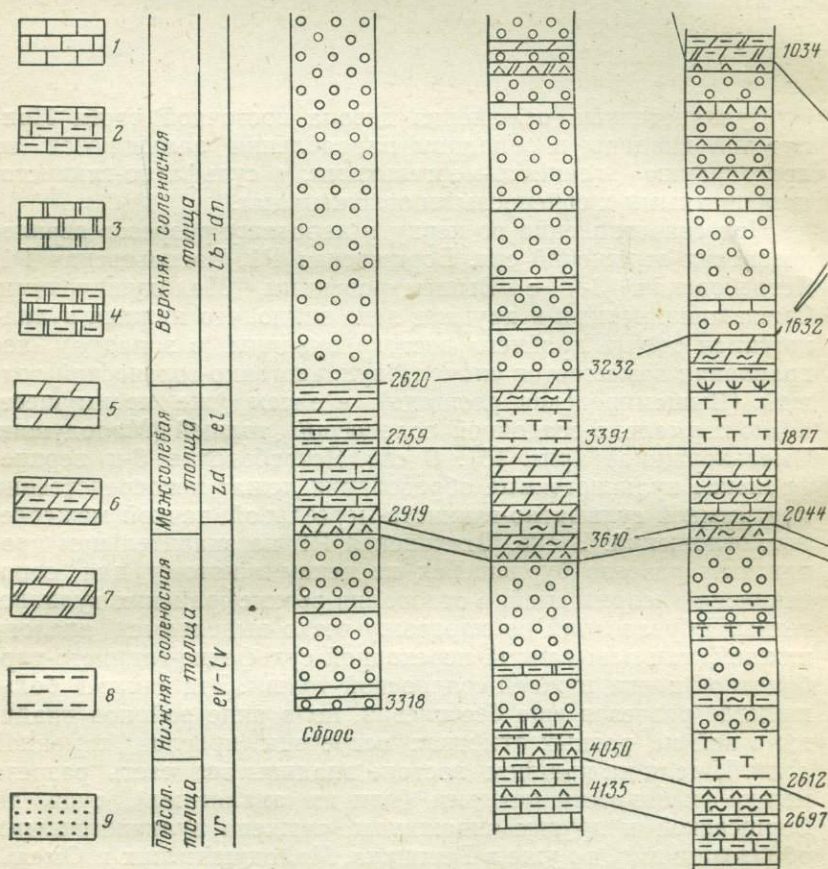
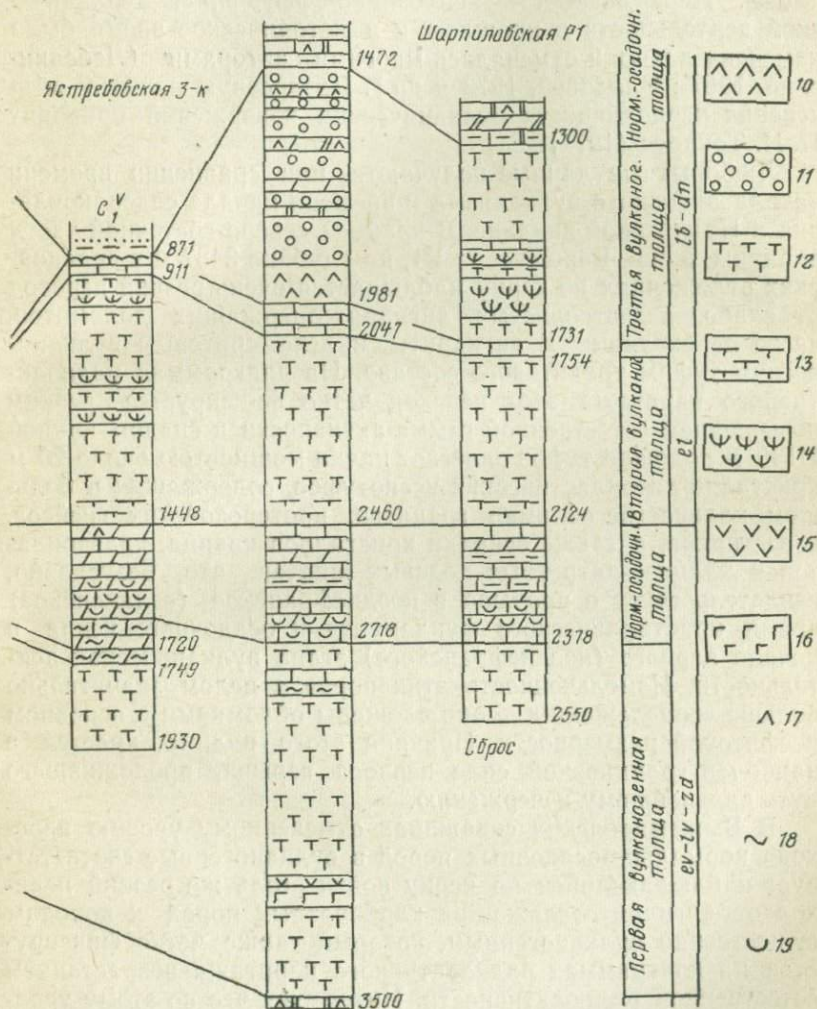


Рис. 16. Схема корреляции вулканогенных и нормально-осадочных отложений — известняк глинистый; 3 — доломит; 4 — доломит глинистый; 5 — мерлит; 9 — песчаник; 10 — ангидрит; 11 — соль каменная; 12 — вулканические породы среднего состава; 16 — эффузивные породы основного состава в породах;

и т. д., то в случаях замещения вулканитов каменной солью ничего подобного заметить не удалось. Детальное прослеживание по разрезам процесса пространственного замещения вулканогенных образований каменной солью показало приуроченность пирокластического материала в соленосных тол-

Борщевская Р1



ний девона Припятской впадины (составил В. П. Корзун): 1 — известняк; гель; 6 — мергель глинистый; 7 — мергель доломитовый; 8 — глина (аргил-ский туф; 13 — туффит; 14 — щелочные эффузивные породы; 15 — эффу-тава; 17 — примесь ангидрита в породах; 18 — примесь пирокластического 19 — остатки брахиопод

щих исключительно к несолевым прослоям. В пачках и толщах галита вулканогенный материал в качестве рассеянной примеси не встречен. Отмеченное явление вполне может быть объяснено отложением соляных пластов в периоды относительного покоя между стадиями наибольшей активизации магматического очага, т. е. между вулканическими извержениями. Периодичность эксплозивно-эффузивной вулканической деятельности в прошлом и в историческое время была замечена давно и отмечалась многими авторами (Лебединский, 1967<sub>2</sub>; Влодавец, 1973 и др.). Интересную попытку объяснения периодичности вулканических извержений приводит П. И. Токарев (1971).

Любопытные данные получаются при сравнении времени начала активного вулканизма и времени начала соленакопления в Припятской впадине. В крайней северо-восточной части впадины, в скв. Борщевская Р1, на глубине 3487 м в евлановских отложениях по керну наблюдается очень резкий переход от слабо известковистых ангидритсодержащих доломитов, часто переходящих в ангидриты, к агломератовым вулканическим туфам трахитового состава. На диаграммах радиоактивного каротажа этот переход четко фиксируется резким повышением естественной гамма-активности и спадом кривой НГК. В подошве туфов залегает пачка мощностью около 20 м кристалло-литокластических ксенотуфов, содержащих в большом количестве обломки гранитов, протерозойских гнейсов, известняков, а также осколки кристаллов кварца, плагиоклазов и калиево-натриевых полевых шпатов, что, безусловно, свидетельствует о прорыве в позднефранское (евлановское) время кристаллического фундамента и осадочного чехла и начале первого (позднефранского) этапа вулканической деятельности. Измельченность этих пород в целом значительно больше вышележащих — они сложены обломками в основном псефитовой размерности. Причина этого, видимо, кроется в наиболее грандиозной силе первого взрыва, проложившего путь дальнейшему извержению.

В Вышемировских скважинах отмеченному уровню перехода нормально-осадочных пород в вулканогенные соответствует наблюдающийся по керну почти столь же резкий переход от ангидритсодержащих карбонатных пород к породам существенно вулканогенным, который также четко фиксируется на диаграммах радиоактивного каротажа возрастанием естественной радиоактивности. Интересно, что по этому уровню сотрудники сектора минеральных солей БелНИГРИ (В. З. Кислик и др.) проводят нижнюю границу нижней соленосной толщи в Припятской впадине, обосновывая ее тем, что, начиная с этого уровня, в некоторых разрезах девона впадины появляются первые прослои каменной соли.

Первый наиболее низкий по положению в разрезе прослой каменной соли в Припятской впадине, залегающий в подошве упомянутой выше переходной пачки, вскрыт на Ельской площади (скв. Р24 и др.). Таким образом, указанная переходная пачка одновременно является основанием и нижней соленосной, и нижней вулканогенной толщ, и следовательно, начало соленакпления в Припятской впадине практически совпадает во времени с началом активной вулканической деятельности на ее территории.

Вызывает интерес и сопоставление времени завершения позднефранского этапа вулканизма и позднефранского соленакпления в Припятской впадине. Как известно, в ее восточной части над первой (нижней) вулканогенной толщей лежит 250—300-метровая толща глинистых известняков и мергелей с редкими прослоями в некоторых разрезах карбонатных глин. Возраст ее, как уже отмечалось, задонский. В более западных разрезах — Речицких, Малодушинских, Омельковщинских, а также Вышемировских — эта толща лежит уже на нижней соленосной толще и относится к межсолевым отложениям, причем в основании ее залегает сульфатно-глинисто-мергельная переходная пачка мощностью около 25—30 м, которая прослеживается еще по керну и каротажу в Ястребовском (уже вулканогенном, без соли) разрезе, где она содержит прослой вулканических туфов и туффитов, а также рассеянный пирокластический материал. В Речицких и Вышемировских разрезах в этой пачке также отмечен вулканогенный материал, а в скв. Хобнинская Р1, Вышемировская Р3 и некоторых других она содержит гнезда и прослой каменной соли. В скв. Вышемировская Р3, кроме того, прослой соли мощностью около 40 см встречен в 13 м выше кровли этой пачки уже в собственно межсолевых отложениях; там же отмечена и незначительная примесь алевроитового пирокластического материала. Вообще небольшая примесь последнего в задонской карбонатной толще в разрезах Речицы, Малодушина, Вышемира и Ястребовки прослеживается с перерывами вплоть до подошвы горизонта известняков, обогащенного брахиоподами (рис. 16). В скв. Абакумовская 9-к, которая из визейского горизонта нижнего карбона вошла в задонские мергельно-известняковые отложения и в низах их была остановлена, в этой части разреза уже обнаружены маломощные (2—4 м) пропластки сильно измененных эффузивов и прослой туфов гипербазитового (?) состава.

Таким образом, отмеченная выше базальная сульфатно-глинисто-мергельная пачка межсолевых отложений в одних разрезах (Речица, Малодушин, Омельковщина, Вышемир) является переходной от евлановско-ливенской соленосной толщи к задонской карбонатной, в других (Ястребовка 3-к) —

от евлановско-ливенской вулканогенной толщи к задонской карбонатной. В Борщевском, Шарпиловском и Васильевском разрезах эта пачка, а также лежащая на ней часть карбонатных отложений (до появления в разрезе обилия брахиопод) фациально замещаются вулканогенными образованиями. Об этом, кроме отмеченного выше распределения вулканогенного материала, свидетельствуют следующие факты.

1. Наличие в верхах первой вулканогенной толщи скв. Борщевская Р1 двух прослоев (гл. 2730—2756 м и 2783—2826 м) комковатых псевдооолитовых известняков с остатками фауны остракод и умбелл, чередующихся с прослойками вулканических туфов и туффигов. Такие известняки характерны для отложений, перекрывающих сульфатно-глинисто-мергельную пачку почти во всех разрезах северо-востока Припятской впадины (Осташковичи, Речица, Малодушин и др.).

2. Определение В. А. Чижовой в нижнем из указанных выше прослоев известняков скв. Борщевская Р1 в керновом интервале 2796—2803 м остракод *Cliptolichwinella adelaidae* Sam. et Smirn., *Serenida carinata* Pol., *Acratia* sp., *Knoxiiella* sp., по которым она делает вывод о принадлежности данного интервала к задонско-елецким слоям фаменского яруса. А сульфатно-глинисто-мергельная пачка в ряде скважин восточных районов впадины (Речица, Вышемир, Хобно и др.) характеризуется комплексом спор, который, по мнению Г. И. Кедо и В. И. Авхимович (1969), свидетельствует о ее ливенском возрасте. Примерно такого же мнения о возрасте этой пачки придерживается и Э. К. Демиденко, относя изученный ею комплекс остракод из данной части разреза в ряде скважин Речицы, Северо-Домановичей и других структур к франскому веку и подчеркивая при этом его резкое отличие от задонского комплекса (Линник, Демиденко, Кручек, 1969). Таким образом, на основании фаунистических и палинологических исследований аналоги сульфатно-глинисто-мергельной пачки в скв. Борщевская Р1 следует искать в верхах первой вулканогенной толщи.

3. Анализ стратиграфического положения кровли первой вулканогенной толщи относительно вышележащего обогащенного брахиоподами горизонта известняков (рис. 16). В скв. Борщевская Р1, например, брахиоподовый горизонт непосредственно контактирует с первой вулканогенной толщей (остатки брахиопод встречены даже в туфах верхней части толщи). В скв. Ястребовская 3-к и Вышемировская Р3 этот горизонт подстилается мергелями и известняками, содержащими примесь пирокластического материала, а кровля вулканогенной толщи (в скв. Ястребовская 3-к) расположена значительно ниже.

4. Отнесение Л. С. Линник упомянутых известняков, пере-

крывающих первую вулканогенную толщу Борщевки, на основании изучения содержащихся в них брахиопод к средней части задонского горизонта Припятской впадины, а не к нижней.

Фациальное замещение в разрезах крайнего северо-востока Припятской впадины сульфатно-глинисто-мергельной пачки и части вышележащих карбонатных отложений межсолевой толщи вулканитами подтверждается и данными промыслово-геофизических исследований: на каротажных диаграммах скв. Борщевская Р1, Шарпиловская Р1 и Васильевская Р1 невозможно выделить указанную часть разреза, в то время как на диаграммах скважин смежных районов впадины она вырисовывается весьма отчетливо.

Из изложенного следует, что верхнефранский этап вулканической деятельности в восточной части Припятской впадины в районе скв. Ястребовская 3-к закончился к началу задонского времени, а севернее, в районе Борщевки, Васильево и Шарпиловки — в раннезадонское время. Причем в то время, когда на севере еще продолжались вулканические извержения (правда уже затухающей мощности, с длительными перерывами, отмечающимися частым подавлением вулканогенного осадконакопления нормально-осадочным карбонатным), южнее отлагался глинистый, сульфатный и карбонатный материал, время от времени с присыпками вулканогенного, а временами и последние прослойки каменной соли. Таким образом, завершение верхнефранского этапа вулканизма и верхнефранского соленакопления в Припятской впадине произошло практически одновременно.

Дальнейшее осадконакопление в задонское время, вплоть до начала елецкого времени, на территории восточной части Припятской впадины происходило в спокойной относительно глубинных магматических возбуждений платформенной обстановке. Проявлений вулканизма нигде не отмечалось. Не происходило и соленакопления. В это время на рассматриваемой территории господствовал открытый с запада, севера и юго-востока неглубокий морской бассейн с нормально солевой водой и временами обильным развитием разнообразной фауны и флоры (Махнач и др., 1966). Образовавшаяся здесь в течение этого времени мергельно-известняковая толща прослеживается в тех же фациях (а также более или менее глинистых) как в западном направлении, на большей части территории Припятской впадины; так и в юго-восточном, в пределах ДДВ, но уже при значительном возрастании там ее мощности.

Елецкое время на территории крайнего востока Припятской впадины знаменуется началом нового, нижнефаменского этапа вулканизма. Нами было показано (Голубцов, Кручек,

Корзун и др., 1973), что граница между задонским и елецким горизонтами в вулканогенных разрезах девона Припятской впадины совпадает с литологической границей между известняками и вулканитами и ее следует проводить по подошве второй вулканогенной толщи. Эта граница легко устанавливается петрографически по появлению в разрезах первых прослоев пирокластических пород. По данным же каротажа ее обычно определить невозможно, так как в основании вулканогенной толщи залегает пачка туффитов и туфогенно-карбонатных пород, соответствующая периоду постепенной интенсификации вулканической деятельности, и, таким образом, переход от задонской карбонатной толщи к елецкой вулканогенной является постепенным.

В скв. Ястребовская 3-к в породах этой пачки и вышележащих вулканических туфах отмечено присутствие радиолярий, количество которых в западном направлении по мере вытеснения вулканогенного материала нормально-осадочным быстро возрастает. В глинисто-карбонатных разрезах межсолевой толщи центральной и западной частей впадины переход от задонских отложений к елецким сопровождается появлением в породах уже обилия радиолярий. В северной части впадины, в скважинах, где отсутствуют рифогенные образования елецкого возраста, ему соответствует литологический переход от сравнительно мелководных карбонатных отложений к более глубоководным кремнисто-глинисто-мергельным, также содержащим большое количество радиолярий.

Елецкая вулканогенная толща, имеющая мощность в основном от 370 до 604 м, подобно евлановско-ливенской, перекрывается известняками с большим количеством остатков разнообразной фауны и водорослей, вследствие чего устанавливается четкое ритмичное строение вулканогенных разрезов востока впадины. Мощность перекрывающей пачки известняков колеблется от 17 до 66 м, по-видимому, в результате размыва ее на различную глубину. Эти известняки распространены только в крайней восточной части Припятской впадины, в районе развития эффузивных образований. В западном направлении они быстро выклиниваются из разреза и отсутствуют уже в скважинах Речицы, Малодушина и Вышемира. На указанных известняках в восточной части впадины в одних разрезах лежит каменная соль (Ветхин, Вышемир) или ангидриты (Борщевка, Васильево) верхней соленосной толщи, в других (Шарпиловка) — вулканогенные образования третьей вулканогенной толщи. Западнее района вулканических проявлений верхняя соленосная толща ложится непосредственно на елецкие кремнисто-глинисто-мергельные отложения межсолевой толщи, фациально замещающие, как видно из сказанного, елецкие вулканогенные образования.

Эти кремненные отложения повсеместно в Припятской впадине, в том числе и в южных ее районах, где они залегают уже в существенно терригенной фации, как уже отмечалось, содержат обильную фауну радиолярий.

По целому ряду признаков — ассоциации пород, их высокой кремнистости (табл. 15), высокому содержанию тонкорассеянного органического вещества ( $C_{орг}$ , по данным В. А. Лапутя, изменяется в основном от 1 до 5,80%), высокой битуминозности органического вещества, специфическому облику фауны (радиолярии, пелециподы, остракоды, лингулы, гониатиты, бактриты), тонкой горизонтальной слоистости с частым чередованием различных типов пород, темноцветной (до коричневато-черной) окраске, тонкозернистости — указанные отложения приближаются к типичным; по С. В. Максимовой (1970), доманиковым образованиям. Специфическая особенность припятского доманика — его высокая глинистость, а местами и песчаность — обусловлена близостью главной области сноса терригенного материала — интенсивно воздымающегося Украинского щита.

Кремнистые породы в елецких отложениях Припятской впадины чередуются с породами, характеризующимися относительно невысоким содержанием свободного кремнезема, что свидетельствует о неравномерном поступлении  $SiO_2$  в бассейн в процессе вулканической деятельности. Многочисленные химические анализы пород из задонских отложений впадины показали сравнительно низкое содержание в них свободного кремнезема (табл. 16), что подтверждается отсутствием здесь организмов с кремневым скелетом. Таким образом, к доманиковым («доманикообразным») отложениям в Припятской впадине следует относить не всю межсолевою толщу, как обычно делают, а только ее верхнюю часть — образования елецкого возраста. И, следовательно, химический метод, заключающийся в определении свободного кремнезема в породах, вполне может быть применен для разделения большинства разрезов межсолевых отложений впадины, кроме, видимо, биогермо-известняковых, на задонский (нефтепродуктивный) и елецкий (менее перспективный) горизонты в тех нередких случаях, когда это не удается сделать другими методами.

Вулканические туфы алевро-псаммитовой структуры прослеживаются в межсолевых елецких отложениях Припятской впадины на расстоянии до 30—35 км от района развития эффузивов, захватывая еще Малодушинскую и Омельковщинскую площади (рис. 17). Далее на запад они переходят в туффиты уже преимущественно алевритовой структуры (скв. Хобнинская Р1). При этом в плане пирокластические породы распространяются в западном направлении в виде языка, ось

## Химический состав осадочных пород

Окисел	151*	152	153	154	155	156	157	158	159
SiO <sub>2</sub>	46,16	48,62	15,44	48,76	49,41	41,96	57,96	32,68	65,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,31	11,89	0,75	4,36	5,21	2,36	6,49	5,09	7,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,71	4,40	0,56	2,10	2,09	1,45	4,17	2,41	3,94
FeO	0,52	0,71	—	—	0,10	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,67	0,22	0,35	0,39	0,23	0,61	0,51	0,49
MnO	0,08	0,13	0,13	0,06	0,06	0,07	0,08	0,08	0,05
S <sub>с</sub> ульфид	0,87	1,94	0,10	0,94	1,05	0,56	2,15	0,96	2,11
SO <sub>3</sub>	0,53	0,71	—	0,21	0,35	0,24	1,13	0,51	0,34
CaO	15,42	8,74	44,66	13,34	12,28	17,87	7,76	19,14	5,80
MgO	3,00	3,07	1,00	7,98	7,09	8,87	3,35	8,72	1,16
Na <sub>2</sub> O	1,24	1,10	0,25	0,51	0,41	0,51	0,67	0,55	0,87
K <sub>2</sub> O	2,72	3,29	0,17	1,21	1,59	0,96	2,37	2,23	2,02
п. п. п.	18,86	16,17	36,58	20,73	20,35	25,11	14,98	27,53	10,72
Сумма	100,55	100,47	99,81	100,08	99,86	99,91	100,65	99,96	100,15
H <sub>2</sub> O—	1,62	2,32	0,40	1,03	0,86	0,49	1,97	1,03	0,77
CO <sub>2</sub>	13,95	9,09	36,28	18,49	18,62	23,32	7,83	24,13	4,81
SiO <sub>2</sub> (своб.)	21,60	17,64	12,68	34,22	33,91	31,87	39,23	18,36	42,76

\*Анализ 151—мергель кремнистый, доломитистый, скв. Копаткевичская скв. та же, гл. 1994—1998 м; 153 — известняк кремнистый, скв. та же, гл. 2382—2389 м; 155 — то же, гл. 2396—2398 м; 156 — кремнедоломит известно-доломитовый, скв. та же, гл. 2402—2405 м; 158 — мергель известково-гиллит известковистый, скв. Заозерная Р2, гл. 2899—2903 м; 160 — аргиллит кремнеаргиллит, скв. Ельская Р17, гл. 2641—2643 м; 162 — доломит лицит глинистый, скв. та же, гл. 2647—2650 м; 164 — доломит кремнистый, известково-доломитовый, скв. та же, гл. 2784—2788 м; 166 — кремнедоломит, скв. Восточно-Ельская Р16, гл. 2129—2132 м; 168 — то же, гл. 2136 — кремнистый, известково-доломитовый, скв. Стреличевская Р3, гл. 1269 — тики М. А. Жукова, С. И. Клим

которого совпадает с осевой линией впадины. Так, например, если в Речицких и Стреличевских разрезах эти отложения образуют лишь редкие и тонкие прослои среди кремнисто-глинисто-мергельных и кремнисто-мергельно-терригенных радиоляриевых пород, то ближе к оси впадины (Малодушин, Омельковщина) они слагают уже большую часть разреза, а в более западном районе Хобнинских скважин (у осевой линии впадины) их содержание в разрезе больше, чем в скважинах Речицы и Стреличево. Такое сравнительно небольшое удаление пирокластического материала от очагов вулканизма связано, по-видимому, с преобладанием подводных извержений, а направленное распространение их к центру впадины — видимо, с преобладающим в это время направлением морских течений. Однако тонкие (от миллиметровых до 2—3 см) прослой алевритовых вулканических туфов в елецких межсолевых отложениях изредка встречаются и в более удаленных к

Таблица 15

елецкого горизонта Припятской впадины, вес. %

160	161	162	163	164	165	166	167	168	169	170
54,57	69,34	29,72	76,33	13,27	50,18	42,01	66,26	64,25	32,45	54,55
13,21	7,72	3,37	7,38	0,90	10,07	3,09	10,36	11,62	0,91	9,45
2,79	3,77	1,50	2,48	0,55	4,43	1,65	4,48	4,25	0,72	3,44
2,00	0,32	0,13	0,54	0,81	1,45	—	0,38	0,54	0,34	0,37
0,70	0,50	0,27	0,42	0,08	0,79	0,27	0,63	0,78	0,19	0,61
0,04	0,08	0,08	0,04	0,13	0,06	0,06	0,06	0,10	0,09	0,06
1,73	2,36	0,66	1,38	0,22	2,79	0,52	1,65	1,62	0,16	1,53
0,52	0,25	0,08	0,43	0,02	0,41	0,33	1,05	0,54	—	0,59
7,11	1,09	23,45	0,72	30,47	7,67	18,06	0,79	2,35	20,82	9,14
3,92	1,37	10,34	1,38	13,76	3,14	9,06	2,26	0,81	13,23	3,13
0,83	0,73	0,38	0,82	0,30	0,64	0,72	1,11	1,16	0,32	2,44
1,76	2,56	0,92	2,33	0,18	1,31	0,85	2,91	3,89	0,29	2,08
11,89	11,45	29,05	7,06	39,63	17,72	23,94	9,45	9,10	30,71	13,39
100,20	100,36	99,62	100,62	100,21	99,27	100,30	100,56	100,20	100,15	100,02
1,40	0,85	0,35	1,32	0,26	1,75	0,82	1,79	3,00	0,38	2,19
9,04	2,84	28,40	1,62	38,45	7,53	23,03	3,19	4,14	29,51	8,22
23,66	48,81	20,28	55,16	11,30	25,79	31,06	39,84	31,87	26,10	17,86

- Р4, гл. 1963—1968 м; 152 — аргиллит кремнистый, известково-доломитовый, 2033—2037 м; 154 — кремнедоломит глинистый, скв. Шестовичская РЗ, гл. ковистый, скв. та же, гл. 2398—2402 м; 157 — кремнеаргиллит известково-доломитовый, кремнистый, скв. та же, гл. 2424—2428 м; 159 — кремнеар- кремнистый, известково-доломитовый, скв. та же, гл. 2950—2954 м; 161 — глинисто-кремнистый, известковый, скв. та же, гл. 2643—2647 м; 163 — си- известковый, скв. та же, гл. 2650—2656 м; 165 — аргиллит кремнистый, скв. Восточно-Ельская Р13, гл. 2013—2015 м; 167 — аргиллит кремнистый, 2142 м; 169 — кремнедоломит, скв. та же, гл. 2142—2148 м; 170 — аргиллит 1273 м. Анализы выполнены в химической лаборатории БелНИГРИ, анали- кович, В. Н. Чурак.

западу районах Припятской впадины (скв. Березинская Р2, Каменская Р1 и др.), что, по-видимому, свидетельствует о происходивших время от времени надводных выбросах пирокла- стики.

Дальность разноса пирокластического материала подвод- ных извержений в отдельные отрезки елецкого времени была неодинаковой. Наибольшего удаления от района вулканиче- ской деятельности туфы и туффиты достигают в нижнеелец- ких отложениях (скв. Хобнинская Р1). В более поздних отло- жениях межсолевой толщи пирокластический материал исче- зает из разреза гораздо ближе к очагам вулканических из- вержений. Даже в Вышемировских скважинах, т. е. уже в районе, достигаемом эффузивами, самая верхняя часть меж- солевых отложений представлена окремнелыми радиолярие- выми мергелями, почти или совсем не содержащими вулкано- генно-обломочного материала. Однако книзу от нее, судя по

## Химический состав осадочных пород

Окисел	171*	172	173	174	175	176	177	178	179
SiO <sub>2</sub>	38,82	25,83	40,98	33,15	44,21	41,50	33,73	20,63	9,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,69	10,22	12,17	11,10	15,83	13,46	10,69	6,53	2,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,33	2,10	3,95	2,46	4,79	2,80	3,78	1,99	1,04
FeO	1,40	1,36	1,94	1,66	1,78	1,59	0,32	0,54	0,40
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,62	0,94	0,78	1,1	0,91	0,78	0,54	0,25
MnO	0,17	0,11	0,11	0,18	0,08	0,13	0,12	0,11	0,57
S <sub>с</sub> ульфид	1,53	0,64	1,61	0,66	1,36	0,99	0,91	0,48	0,23
SO <sub>3</sub>	—	0,24	0,61	0,07	0,13	0,04	0,40	0,22	0,25
CaO	13,63	26,80	10,14	20,62	7,42	13,76	19,83	35,59	43,76
MgO	4,31	2,70	6,00	3,76	5,98	5,01	2,80	1,24	3,15
Na <sub>2</sub> O	1,12	0,72	1,08	0,74	1,04	0,79	0,66	0,46	0,38
K <sub>2</sub> O	4,24	2,48	4,17	2,84	4,69	4,13	3,93	2,89	0,95
п. п. п.	16,13	27,15	17,16	21,63	12,71	15,32	22,53	29,35	36,95
Сумма	99,50	100,65	100,06	99,32	100,44	99,93	100,02	100,33	99,53
H <sub>2</sub> O—	2,28	0,25	2,43	1,19	1,66	1,63	2,08	0,98	0,34
CO <sub>2</sub>	12,74	22,21	Не опр	18,52	9,79	13,78	17,80	27,65	36,25
Si O <sub>2</sub> (своб.)	6,90	4,83	10,36	4,25	7,45	9,41	9,28	7,47	3,69

\* Анализ 171 — аргиллит доломитово-известковый, скв. Копаткевичская аргиллит доломитовый, скв. та же, гл. 2155—2159 м; 174 — мергель глинистый, скв. та же, гл. 2256—2260 м; 176 — мергель глинистый, известково-Шестовичская РЗ, гл. 2486—2490 м; 178 — известняк глинистый, скв. та же, 180 — мергель глинистый, доломитово-известковый, скв. Восточно-Ельская 2260 м; 182 — то же, гл. 2285—2288 м; 183 — мергель, скв. та же, гл. 2317—гл. 2435—2438 м; 185 — мергель, скв. та же, гл. 2490—2493 м; 186 — извест. скв. Стреличевская РЗ, гл. 1378—1384 м; 188 — мергель, скв. та же, гл. 190 — то же, гл. 1505—1511 м. Анализы выполнены в химической

каротажу (кern здесь не отбирался), наблюдается постепенное возрастание роли пирокластических пород в разрезе до полного их доминирования. Такое распределение пирокластического материала, по-видимому, объясняется сильным снижением мощности извержений к концу елецкого вулканического этапа, при этом определенную роль сыграли, видимо, скорость и направления течений в морском бассейне того времени.

В восточном направлении, в пределах северо-западной части ДДВ, вторая вулканогенная толща востока Припятской впадины, как уже отмечалось, фациально замещается верхней, терригенной частью межсолевой толщи (колайдинцевской свитой).

Поступавший в морской бассейн в процессе нижнефаменских подводных и надводных вулканических извержений кремнезем (Петрова, 1958; Тихомиров, 1961; Дзюценидзе, 1965 и др.) частично осаждался как хемогенным (судя по вы-

задонского горизонта Припятской впадины, вес. %

180	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190
37,52	27,80	29,12	24,83	30,63	25,31	17,02	27,90	34,19	29,33	25,53
13,50	9,91	9,82	9,04	11,51	8,56	5,67	10,26	13,42	9,24	8,76
6,82	3,71	3,63	1,43	3,71	2,26	1,75	4,59	4,07	3,12	2,47
1,15	0,99	1,25	1,64	1,38	1,47	0,35	1,30	1,10	0,54	1,10
0,96	0,65	0,80	0,71	0,94	0,70	0,51	0,66	0,92	0,68	0,71
0,07	0,20	0,20	0,25	0,12	0,12	0,09	0,19	0,16	0,34	0,08
3,26	1,48	1,28	0,60	1,59	1,01	0,93	2,04	1,30	0,74	0,72
0,49	0,43	0,88	0,32	1,19	0,43	0,20	0,90	0,96	0,32	0,60
12,56	24,07	22,66	28,71	19,46	27,94	35,79	20,81	17,63	23,22	27,33
3,68	3,76	3,51	3,19	3,30	2,91	2,16	5,11	3,08	4,25	3,84
1,40	1,30	1,28	0,80	1,15	1,00	0,45	1,12	1,64	1,64	1,27
4,30	2,58	2,95	1,79	3,12	2,46	1,53	3,11	3,13	2,75	2,66
15,80	23,54	23,49	27,11	23,42	26,14	33,66	22,50	19,37	24,41	25,60
99,88	99,68	100,23	100,12	100,72	99,81	99,64	99,47	100,32	100,22	100,31
1,71	1,05	1,22	1,29	1,42	1,05	0,58	1,16	1,43	1,02	1,03
11,21	20,27	20,60	23,98	17,26	23,90	28,51	20,55	15,72	21,47	23,56
7,38	8,87	8,92	3,78	8,76	6,78	5,47	5,22	6,65	8,49	10,14

Р4, гл. 2106—2109 м; 172 — мергель, скв. та же, гл. 2132—2136 м; 173 — стый, доломитистый, скв. та же, гл. 2196—2201 м; 175 — аргиллит доломитовый, скв. та же, гл. 2285—2289 м; 177 — мергель глинистый, скв. гл. 2526—2531 м; 179 — известняк, скв. Ельская Р17, гл. 3143—3147 м; Р13, гл. 2221—2225 м; 181 — мергель доломитистый, скв. та же, гл. 2256—2319 м; 184 — мергель глинистый, доломитистый, скв. Восточно-Ельская Р16, няк глинистый, скв. та же, гл. 2523—2528 м; 187 — мергель доломитистый, 1442—1447 м; 189 — мергель доломитистый, скв. та же, гл. 1479—1485 м; лаборатория БелНИГРИ, аналитик М. А. Жукова.

сокой кремнистости некоторых пород, не содержащих кремнеосаждающих организмов) (табл. 15, анализы 153, 157—159, 162, 165), так и биогенным путем: в результате жизнедеятельности радиолярий (на всей территории Припятской впадины) и преимущественно губок (на территории северо-западной части ДДВ). Вблизи выходов газовых эксгаляций и гидротерм при сочетании благоприятных факторов могло происходить накопление некоторых рудных элементов (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn), соединения которых отличаются плохой растворимостью в воде. Другие выносимые из недр или образующиеся при взаимодействии эксгаляций и гидротерм с морской водой химические соединения ввиду их биологической инертности, большой растворимости и геохимической подвижности, а также благодаря существованию открытого с трех сторон морского бассейна в елецкое время (Голубцов, Махнач, 1961; Махнач и др., 1966) в осадок не выпадали и выносились в открытое море, пополняя запасы солей в Мировом океане.

В свое время было обращено внимание на резкое изменение физико-химических условий в бассейне Припятской впадины с началом елецкого времени, следствием чего явилось исчезновение многих групп фауны, характерных для данного бассейна в задонское время (Махнач и др., 1966). При этом указывалось на некоторое повышение солености вод, выяв-

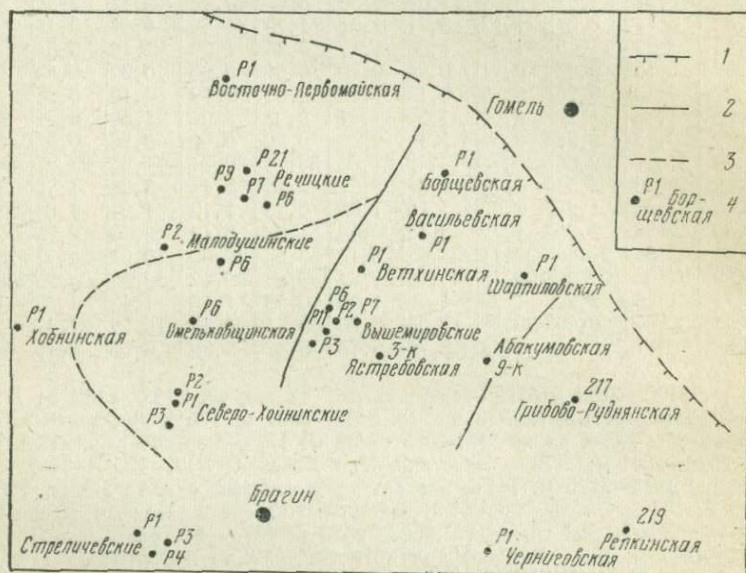


Рис. 17. Схема распространения алевроито-псаммитовых вулканических туфов нижнефаменского вулканического этапа в восточной части Припятской впадины: 1 — северная граница Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена; 2 — границы распространения эффузивных пород щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации; 3 — границы распространения вулканических туфов подводных извержений; 4 — скважины глубокого бурения

ленное по изменению содержания сульфатной серы, изменению показателя солености, по И. А. Юркевичу ( $K_s = \frac{Cl}{CO_3 + HCO_3}$ ), и распределению карбонатных минералов в разрезе межсолевых отложений. Наибольшие содержания сульфатной серы (до 1,83%) и максимальные значения показателя солености (до 205), по данным В. А. Лапутя, характерны для раннеелецких отложений, т. е. отложений того времени, в которое, судя по особенностям распространения пирокластического материала, происходили наиболее мощные вулканические извержения в течение елецкого вулканического этапа. Такое явление, по-видимому, вполне закономерно

в период активного вулканизма, так как «скопления значительных масс соляных вод и даже обогащенных калием можно ожидать в бассейнах, собирающих продукты вулканической деятельности» (Валяшко, 1962). На большое значение ювенильного привноса окислов натрия и калия по глубинным тектоническим зонам указывает Г. Д. Ажгирей (1971).

Как отмечалось, над пачкой известняков, перекрывающей елецкие вулканогенные образования на востоке впадины, в одних разрезах (Ветхин, Вышемир, Борщевка, Васильево) лежат каменная соль и ангидриты верхней соленосной толщи, в других (Шарпиловка) — вулканогенные образования третьей вулканогенной толщи, которые имеют здесь мощность около 430 м. Выше тех и других присутствуют отложения надсолевого девона. Таким образом, и верхняя соленосная толща имеет в качестве фациальных аналогов вулканогенные (эффузивные и пирокластические) образования в крайней северо-восточной части Припятской впадины. Следует отметить, что предположения о возможности замещения верхней соленосной толщи Припятской впадины частью вулканогенных образований Шарпиловки высказывались ранее В. Н. Макаревичем (Горелик и др., 1968).

Ранее А. С. Махначом и В. П. Корзуном (1965<sub>2</sub>) отмечалось наличие в разрезах верхней соленосной толщи северо-восточных и центральных северных районов Припятской впадины (Речица, Малодушин, Первомайск, Чернин и др.) значительного количества пирокластического материала разнообразной структуры — от псаммитовой до алевро-пелитовой и пелитовой (в зависимости от удаления того или иного района впадины от очагов извержений), образующего различные по мощности прослои вулканических туфов и туффитов в каменной соли или присутствующего в качестве примеси в сульфатно-карбонатных и других несолевых породах. При этом подчеркивалась особая насыщенность пирокластическим материалом верхней (калиеносной) подтолщи верхней соленосной толщи. Таким образом, вулканические проявления третьего этапа вулканизма, совпадающие во времени с образованием верхней соленосной толщи, по-видимому, имели место только в крайней северо-восточной части Припятской впадины (район Шарпиловки). Во всяком случае, об этом говорит, кроме отсутствия образований данного этапа в других районах, распространение вулканогенного материала в верхней соленосной толще в основном только в северной полосе впадины. Присутствие пирокластического материала в фаменской соленосной толще характерно и для северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (Арсирий и др., 1968).

К «надсолевому» (данково-лебедевскому) времени вулканическая деятельность на территории Припятской впадины

прекратилась, но в соседних районах ДДВ (Видельцы, Олишевка, Анисов и др.) она активно продолжалась и в это время, о чем свидетельствуют вскрытые в надсолевых отложениях названных площадей мощные толщи базальтов, трахитов, риолитов и их туфов. При этом вулканические извержения в соответствии с преобладающей континентальной обстановкой того времени происходили в основном в континентальных условиях или во всяком случае (в отдельные отрезки времени) были надводными. Поступавший в атмосферу пирокластический материал разносился далеко по окружающей территории, включая и всю территорию Припятской впадины.

В начале этой главы было показано, что вулканогенно-обломочный материал, встречающийся почти во всех породах востока Припятской впадины, по каким-то причинам оказывается как бы противопоказанным каменной соли, что кажется довольно странным, если исходить из гипотезы независимого генезиса ископаемых солей от вулканических процессов. Указывалось на возможность связи отсутствия пирокластического материала в каменной соли с формированием соляных пластов в периоды между стадиями эксплозивно-эффузивного вулканизма. Такие межпароксизмальные периоды в жизни вулканов, как известно, могут быть весьма длительными — от нескольких лет до нескольких сот и даже тысяч лет (Влодавец, 1973). Именно в эти периоды относительного покоя наблюдается более или менее значительная поствулканическая (эксгаляционная и гидротермальная) деятельность магматических очагов, которая, по Н. М. Страхову (1963), может иметь продолжительность также до нескольких сот лет и даже тысячелетий.

Количество вынесенного гидротермами вещества, по Н. М. Страхову, в зависимости от длительности гидротермальной деятельности и обширности очагов может соизмеряться с количеством вынесенного вверх рыхлого и лавового материала. Кроме того, при подводных извержениях, как известно, практически полностью осваивается морской водой и эксгаляционный материал, который в условиях наземных извержений в основном рассеивается в атмосфере.

Н. М. Страхов (1963) связывает состав эксгаляций и гидротерм, дающих начало тем или иным рудным накоплениям на дне морей геологического прошлого, с составом родоначальных магм в подкоровых или внутрикоровых магматических очагах. При этом отмечается, что рудных накоплений, связанных с кислыми породами, нет, и даже яшмы почти не встречаются в ассоциации с кислыми магмами. Почти все рудопроявления постмагматического генезиса внутри морских вулканогенных формаций, по многочисленным наблюдениям Н. М. Страхова, связаны главным образом с основными и частично

со средними породами. Но, как известно, кислые магмы зарождаются в относительно неглубоких внутрикоровых очагах, и, таким образом, очевидно, что характер и количество газовых эксгаляций и гидротерм, а следовательно, и выносимого ими из недр вещества, не в последнюю очередь зависят от глубины зарождения магматических очагов.

Необычный, редкий в природе химический тип родоначальной магмы вулканитов Припятской впадины (щелочно-ультраосновной), возникший, по всей вероятности, в сверхглубинном магматическом очаге при полном или почти полном плавлении вещества верхней мантии, мог обусловить и своеобразный состав продуктов межпароксизмальной поствулканической деятельности — газовых эксгаляций и гидротерм, равно как и огромные объемы вынесенного ими из глубин мантии вещества. И если исходить из вулканогенной гипотезы галогенеза, которая, как видно из быстро накапливающихся за последние годы геологических наблюдений и выводов, все более и более завоевывает право на существование, то соленакопление в Припятской впадине и других частях Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, возможно, следует связывать не с вулканизмом вообще, а с вполне конкретным сверхглубинным ультраосновным — щелочным вулканизмом, имевшим место в Припятско-Днепровско-Донецком авлакогене по меньшей мере в трех пунктах: в восточной части Припятской впадины, в центральном районе ДДВ и на юго-западе Донбасса.

Установление щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации в зоне сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин, кроме научного, представляет большой практический интерес в связи с тем, что в наиболее изученных алмазонасных провинциях мира (Восточная Сибирь, Южная и Юго-Восточная Африка) породам таких формаций сопутствуют карбонатиты и кимберлиты. При этом сильно недосыщенные кремнекислотой фельдшпатидсодержащие щелочные базальтоиды, щелочно-ультраосновные породы и кимберлиты проявляются в одних и тех же строго определенных структурно-тектонических условиях. На Африканской платформе, по М. Г. Барде (Bardet, 1956), кимберлиты связаны с зонами очень древних сверхглубинных разломов, формирование которых соответствует времени становления «первоначальных пра-континентов». Местоположение большинства кимберлитовых трубок, по М. Г. Барде, совпадает с точками пересечения основных направлений таких разрывов.

На Сибирской платформе кимберлитовые поля, как правило, располагаются на участках пересечения зон древних (протерозойских) глубинных разломов с более молодыми разломами периода формирования крупных отрицательных структур платформы (Бобриневич, Дьяков, 1970). Нетрудно видеть,

что геотектонические условия проявления щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного магматизма в Припятской впадине аналогичны структурным условиям проявления одноименного магматизма на Сибирской платформе, сопровождаемого там кимберлитовым магматизмом.

Сверхглубинное заложение сквозьструктурных, по Ю. М. Шейнманну, разломов, с которыми связано проявление кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма, хорошо согласуется с представлением многих исследователей о большой глубине очагов, генерирующих кимберлитовую магму, большей, чем глубина очагов базальтовых магм. По мнению В. А. Милашева и В. И. Розенберга (1974), очаги кимберлитовой магмы зарождались в массе разогретого разуплотненного субстрата, поднимавшегося с глубины 300—400 км к основанию земной коры. Эти глубины верхней мантии сопоставимы с глубиной очага исходной щелочно-ультраосновной магмы, на основании различных косвенных данных получаемой для пород щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации Припятской впадины.

В геохимическом отношении щелочно-ультраосновные дериваты вулканогенной серии пород востока Припятской впадины, подобно кимберлитам, характеризуются большим средним содержанием Ni, Cr, Nb и Ti, чем основные породы, и меньшим средним содержанием Ni, Cr и Co, чем ультраосновные породы (Литинский, 1961). Показательно значительное содержание в них Sr и Ba — характерных элементов кимберлитов, которые в обычных ультраосновных породах содержатся в ничтожном количестве или вообще отсутствуют (Панкратов, 1961). Присущие кимберлитам особенности обнаруживаются и в химическом составе щелочно-ультраосновных пород востока впадины, однако вряд ли стоит делать из этого какие-либо выводы, поскольку в некоторых случаях, как известно, даже полного химического сходства еще недостаточно для отнесения породы к кимберлитам (Рожков, Францесон, 1969). По-видимому, наиболее надежный путь прогнозирования кимберлитов — выяснение процессов генерации этих пород в условиях определенной геотектонической обстановки.

В настоящее время имеется несколько представлений о генезисе кимберлитовой магмы. Из них наиболее интересной, логично и без особых затруднений объясняющей специфику химического состава кимберлитов мы считаем гипотезу, предложенную И. П. Илупиным и Б. Г. Лутцем (1971). Согласно этой гипотезе, базирующейся на определенной модели верхней мантии, пироповые гипербазиты и эклогиты, наличие включений которых представляет собой типоморфную особенность кимберлитов, слагают самые верхи верхней мантии, возможно, являясь тугоплавким остатком после отделения базальтов. Глуб-

же залегают алмазоносные эклогиты, по химическому составу близкие к толеитовым базальтам; еще глубже предполагается вещество, близкое по составу к кимберлиту. Следовательно, кимберлит является продуктом полного плавления вещества верхней мантии, и его химический состав отражает состав отдельных участков мантии в определенных интервалах глубин. Эта гипотеза хорошо согласуется с представлениями Ю. М. Шейнманна (1968) о щелочно-ультраосновном составе верхней мантии в пределах тех глубин, где происходит зарождение магм, и о генерировании исходных для пород ультраосновных — щелочных формаций щелочно-ультраосновных расплавов путем полного плавления вещества верхней мантии этих глубин.

Исходя из таких представлений, можно предположить, что кимберлитовая магма представляет собой результат быстрого подъема по наиболее ослабленным тектоническим зонам в верхах мантии и земной коре почти недифференцированного или слабо дифференцированного первоначального расплава, в то время как магмы пород ультраосновных — щелочных формаций являются результатом более медленного, затрудненного подъема исходного расплава, с более или менее длительной дифференциацией его в промежуточных очагах и каналах в пределах земной коры. В свете этих представлений наличие определенных геотектонических условий при прогнозировании кимберлитов, видимо, должно заинтересовывать исследователей больше, чем присутствие всевозможных «родственных», «близких», «подобных» кимберлитам пород, обычно не содержащих ни алмазов, ни включений пироповых гипербазитов и, по-видимому, образующихся в определенных условиях при дифференциации самой кимберлитовой магмы.

Таким образом, наиболее вероятными местами проявления кимберлитов в рассматриваемой тектонической зоне являются участки пересечения Одесского трансрегионального разлома с наиболее глубинными из субширотных дислокаций — северным и южным краевыми разломами Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, т. е. с уходящими в мантию «возбудителями» магматизма древней субмеридиональной структуры. При этом особенного внимания заслуживает район пересечения Одесского разлома с южным краевым разломом авлакогена, обрамляющим с севера Украинский щит, поскольку практика изучения условий проявления кимберлитов на платформах показывает заметное тяготение их, кроме всего прочего, к зонам глубинных разломов обрамления щитов, главным образом в местах сочленения последних с отрицательными структурами платформ (Волохов, 1972; Гоньшакова, 1974).

Зона пересечения указанных разломов в районе Брагинского выступа фундамента наиболее перспективна и с точки зре-

ния доступности возможных кимберлитовых тел, так как по данным геофизических исследований здесь ожидается сравнительно неглубокое залегание если и не пород кристаллического фундамента, то во всяком случае изверженных пород. Эта зона гораздо вероятнее других могла быть поставщиком парагенетических спутников алмаза — пиропов в последевонские отложения осадочного чехла близлежащей территории.

До сих пор южная часть так называемого Брагинского выступа кристаллического фундамента — субмеридионального острога Украинского щита, по В. Н. Макаревичу (1963, 1966), или субширотной горст-антиклинали, по Г. В. Богомолу, В. В. Панову, Н. Е. Чуприну (1971), — не освещена глубоким бурением. Для выяснения геологического строения этого района в зоне сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин; выявления, возможно, проявившегося здесь ультраосновного, в том числе и кимберлитового, магматизма, выяснения формы и природы Брагинского выступа фундамента, а также местоположения южного краевого разлома в зоне сочленения необходимо пробурить опорную скважину примерно в 13 км к югу от Брагина (у грунтовой дороги Брагин — Комарин) проектной глубиной 3000 м. Бурение этой скважины, кроме уже отмеченных факторов, будет иметь важное значение для геологического изучения южной, глубоко погруженной части Припятской впадины.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований можно сформулировать в виде следующих положений.

1. Зона сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин (район Брагинского выступа фундамента и Лоевской седловины) представляет собой неизвестную ранее провинцию ультраосновных — щелочных пород, выявленную в процессе глубокого нефтепоискового бурения. Здесь в верхнедевонских отложениях осадочного чехла развиты породы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной магматической формации, представленные в эксплозивной (мощные горизонты туфов), эффузивной (покровы и потоки), субвулканической (дайки, силлы) и жерловой (некки, вулканические сооружения) фациях.

Породы эксплозивной и эффузивной фаций представлены средними и основными вулканитами щелочного ряда — щелочными и субщелочными трахитами, трахиандезитами, трахибазальтами, нефелинитами, лейцититами, а также щелочно-ультраосновными породами — анкаратрит-пикритами и лимбургитами. Породы субвулканической фации представлены сиенит-порфирами, вогезитами, шонкинитами, порфиrowыми пикритами. В жерловой фации встречены сиенит-порфиры и микросиениты. Наиболее распространенными породами формации являются щелочные трахиты и нефелиниты.

В составе главных породообразующих минералов большинства перечисленных пород присутствуют щелочные пироксены — эгирин и эгирит-авгит. Полевые шпаты в большинстве случаев представлены щелочной разновидностью (ортоклаз, анортоклаз, альбит, причем последний является магматическим минералом). Плагиоклазодержащие породы (трахиандезиты, трахибазальты, некоторые разновидности трахитов и сиенит-порфиров), как правило, характеризуются ненормально кислым составом плагиоклаза. Повышенная щелочность ультраосновных пород выражена присутствием в них биотита,

флогопита, анальцима, натролита. Главные породообразующие минералы щелочных базальтоидов — фельдшпатыды (нефелин, лейцит) и эгирин-авгит. Из акцессорных минералов наиболее распространены в породах формации титаномагнетит, сфен, апатит.

Главными особенностями химизма пород формации являются: 1) резко повышенная щелочность при смешанном калиево-натриевом характере щелочей (на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого породы формации образуют четкий, почти непрерывный щелочной изовариационный ряд со значениями коэффициентов:  $a$  — от 3,8 до 23,9;  $b$  — от 6,6 до 53,8;  $c$  — от 0,1 до 5,8;  $\bar{c}$  — от 0,4 до 5,6; при этом с увеличением кислотности пород в данном ряду увеличивается и их щелочность); 2) обедненность кремнеземом (отношение  $\text{SiO}_2$  к другим породообразующим окислам таково, что все разности пород формации оказываются недосыщенными кремнекислотой и характеризуются отрицательными значениями параметра  $Q$  А. Н. Заварицкого); 3) повышенное содержание титана, выражающееся в высоком содержании акцессорного сфена (количество  $\text{TiO}_2$  в породах колеблется в основном от 1,5 до 3,4 %); 4) повышенное содержание в наиболее кислых дифференциатах — субщелочных и щелочных трахитах — окислов магния, кальция и часто железа, что проявилось в относительно меланократовом характере этих пород; 5) резкая обедненность наиболее щелочных дифференциатов — нефелинитов и лейцититов — кальцием, что обуславливает присутствие в них в качестве цветного минерала эгирин-авгита вместо обычных титан-авгита и диопсида.

Геохимические исследования показывают, что основные группы пород формации содержат в общем близкий по составу и в количественном отношении комплекс микроэлементов. В целом в породах наблюдаются в основном очень близкие или повышенные по отношению к кларковым содержания микроэлементов, при этом характерны высокие содержания ниобия, циркония, лантана, бериллия, т. е. элементов, характерных для щелочных пород — непосредственных дифференциатов ювенильных мантийных магм (независимых от гранитных и базальтовых).

Породы рассматриваемой формации имеют большое петрохимическое сходство с подобными щелочными ассоциациями Маймеча-Котуйской провинции, Белоцерковского выступа (ДДВ) и юго-западного Донбасса. На диаграмме А. Н. Заварицкого вариационные кривые пород этих ассоциаций в совокупности представляют как бы единый линейный ряд щелочных дифференциатов.

2. Щелочно-ультраосновная — щелочно-базальтоидная формация крайнего востока Припятской впадины в петрографиче-

ском, петрохимическом, генетическом и других отношениях существенно отличается от сопряженной с ней во времени и пространстве щелочной оливин-базальтовой формации северо-западной окраины ДДВ. При переходе к Днепровско-Донецкой впадине наблюдается резкая смена петрографического набора пород новым, качественно и количественно отличным от набора вулканитов Припятской впадины. В противоположность недосыщенным кремнекислотой щелочным породам последней здесь распространены субщелочные базальты и диабазы, кварцевые микросиениты, высококремнеземистые трахиты, риолит-порфиры и риолиты. Дифференциационный ряд этих пород на диаграмме А. Н. Заварицкого занимает промежуточное положение между линией пород нормального риолит-базальтового ряда и средней линией вулканитов Припятской впадины, более тяготея к линии пород нормального ряда. Вулканическая деятельность в восточной части Припятской впадины началась позже и закончилась раньше, чем в северо-западной части ДДВ, при несовпадении во времени отдельных вулканических этапов. Кроме того, в названных структурах имело место различное эволюционное направление магматического процесса — гомодромное в Днепровско-Донецкой впадине и антидромное в Припятской, что свидетельствует о различных физико-химических условиях дифференциации магм. Таким образом, щелочно-оливин-базальтовую формацию ДДВ нельзя распространять на территорию восточной части Припятской впадины, как это делают еще некоторые исследователи.

3. Проявление в зоне сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного магматизма обусловлено пересечением здесь Припятско-Днепровско-Донецким авлакогеном зоны древнего сверхглубинного разлома, которая, по всей вероятности, является северным продолжением Одесского трансрегионального раннепротерозойского разлома (структурного шва земной коры), трассируемого А. В. Чекуновым и И. А. Гаркаленко (АН УССР) в направлении: западная часть акватории Черного моря — Одесса — Брусилов и далее в пределы восточной части Белоруссии. Появление в аналогичных структурно-тектонических условиях (в районах пересечения Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена с древними Криворожским и Кальмиусско-Айдарским разломами) сходных ультраосновных — щелочных пород говорит о сверхглубинном генезисе порождающих такие породы магм.

Большое петрографическое разнообразие пород щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации Припятской впадины обусловлено далеко зашедшим процессом дифференциации исходной, по-видимому, щелочно-ультраоснов-

ной магмы. Концентрация глубоких разрывов фундамента в зоне пересечения Одесского разлома с авлакогеном обеспечивала доступ к поверхности большинству этих дифференциатов, располагавшихся, вероятно, на различных уровнях сложно построенного дифференцированного промежуточного магматического очага. В периоды максимальной активизации тектонических процессов, связанных с формированием западной окраины Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, это приводило к одновременным извержениям магм различного состава на весьма ограниченной по площади территории.

На примере проявлений ультраосновного — щелочного магматизма в Припятско-Днепровско-Донецком авлакогене может быть сделан общий вывод об одной из причин подъема к поверхности Земли на платформах в периоды их тектонических перестроек сверхглубинных мантийных магм, дающих начало щелочно-ультраосновным — щелочно-базальтоидным ассоциациям. Эта причина заключается в возрождении магматической активизации древнейших трансрегиональных глубинных структур (разломов) под воздействием переживаемых ими тектонических потрясений в связи с формированием на платформах отрицательных структур типа авлакогенов.

4. Установление щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации в зоне сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин, кроме научного, представляет большой практический интерес в связи с тем, что в наиболее изученных алмазонасных провинциях мира (Сибирь, Южная Африка) породам таких формаций сопутствуют карбонатиты и кимберлиты. Геотектонические условия проявления ультраосновного — щелочного магматизма в Припятской впадине особенно близки структурным условиям проявления одноименного магматизма на Сибирской платформе. Учитывая, что в пределах последней кимберлитовые поля, как правило, располагаются на участках пересечения зон древних (протерозойских) разломов с более молодыми разломами периода формирования крупных отрицательных структур платформы, а также, что изучение условий проявления кимберлитов на платформах показывает заметное тяготение их, кроме всего прочего, к зонам глубинных разломов обрамления щитов, главным образом в местах сочленения последних с отрицательными структурами платформ, наиболее вероятным районом проявления кимберлитов в рассматриваемой тектонической зоне можно считать район пересечения Одесского трансрегионального разлома с южным краевым разломом Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, обрамляющим с севера Украинский щит. В этом районе (южнее Брагина) по геофизическим и геологическим данным ожидается сравнительно неглубокое залегание изверженных пород. Для уточнения места

пересечения указанных разломов и выяснения ряда вопросов геологии южной части зоны сочленения Припятской и Днепро-Донецкой впадин здесь, в 13 км к югу от Брагина, необходимо заложить опорную скважину.

5. Верхнедевонская вулканическая деятельность в восточной части Припятской впадины протекала в три этапа (евлановско-ливенский, елецкий, лебедянско-данковский), которые разделялись различными по продолжительности периодами покоя: в это время на рассматриваемой территории происходила седиментация преимущественно мелководных карбонатных осадков. В осадочном чехле впадины указанным этапам соответствуют три вулканогенные толщи мощностью от 400 до 800 м каждая, которые в петрографическом отношении не имеют существенных различий между собой и сложены отмеченными выше щелочными породами. В течение всех трех этапов вулканическая деятельность носила подводный и островной характер, т. е. отложение вулканогенного материала происходило в основном в водной среде. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1) часто встречающееся чередование туфов с известковыми туффитами; 2) наличие морской фауны в туфах и туффитах; 3) повсеместно наблюдающаяся слоистость наиболее мелких разностей туфов в результате закономерного изменения их зернистости в вертикальном направлении; 4) интенсивное окремнение синхронных с вулканогенными нормально-осадочных отложений впадины. На происходившее время от времени надводные выбросы пирокластики указывает наличие тонких прослоев алевритовых вулканических туфов в значительно удаленных от района вулканических извержений центральных и западных частях Припятской впадины. Подводные и надводные вулканические извержения временами сильно затрудняли связь между бассейнами Припятской и Днепро-Донецкой впадин в верхнем девоне, но никогда не прекращали ее полностью, о чем однозначно свидетельствует повсеместно установленный водный характер вулканогенного осадконакопления.

6. Вулканогенные отложения первого и третьего вулканических этапов в условиях существенной замкнутости бассейна Припятской и Днепро-Донецкой впадин пространственно замещались соответственно евлановско-ливенской и лебедянско-данковской соленосными толщами. При этом имело место совпадение во времени начала и окончания этапов соленакпления и вулканизма, что установлено, в частности, для евлановско-ливенского времени. Образование второго вулканического этапа (в условиях открытого с запада, севера и юго-востока морского бассейна) в сторону Припятской впадины пространственно замещались глинисто-мергельными, карбонатными и терригенными отложениями елецкого горизонта меж-

солевой толщи, в сторону Днепровско-Донецкой впадины — преимущественно терригенными отложениями колайдинцевской свиты. При этом глубинные тектонические процессы, приведшие к смене в зоне сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин карбонатного осадконакопления вулканогенным, естественно, не могли не отразиться на осадконакоплении в соседних районах Припятской и Днепровско-Донецкой впадин, где и произошла смена карбонатного осадконакопления кремнисто-глинисто-мергельным (Припятская впадина) и кремнисто-терригенным (ДДВ). Однако подошва вулканогенных образований второго вулканического этапа, как было установлено нами ранее, соответствует границе между задонским и елецким горизонтами, и таким образом, эта граница хорошо выражена литологически как в восточной части Припятской, так и в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадин. Этот вывод может быть использован производственными и научно-исследовательскими геологическими организациями как важный критерий уверенной корреляции между собой девонских разрезов Припятской и Днепровско-Донецкой впадин при выяснении вопросов нефтегазоносности девонских отложений этих регионов.

7. Подводная и надводная вулканическая деятельность второго (елецкого) этапа вулканизма обусловила интенсивное окремнение почти всех пород елецкой части межсолевых отложений Припятской впадины, которые по этому и целому ряду других признаков приближаются к типичным доманиковым образованиям. Существенное окремнение глинисто-мергельных и карбонатных отложений елецкого горизонта хорошо улавливается химическими анализами пород путем определений свободного кремнезема. Глинисто-карбонатные породы задонского горизонта по многочисленным химическим анализам характеризуются сравнительно низким содержанием свободного кремнезема. В связи с тем что граница между задонским и елецким горизонтами в восточной части впадины проходит по подошве елецкой вулканогенной толщи, химический метод с успехом может быть применен для стратиграфического расчленения многих разрезов межсолевых отложений Припятской впадины на перспективный в отношении нефтеносности задонский и малоперспективный елецкий горизонты в тех многочисленных случаях, когда это не удается сделать другими методами.

## ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г. Д. Происхождение и развитие материков и океанических впадин. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 3.

Айзберг Р. Е. Основные типы разрывных дислокаций запада Русской плиты (в пределах Белоруссии). ДАН БССР, 1971, 15, № 5.

Айзберг Р. Е., Синичка А. М. Разрывные дислокации Припятской впадины. В кн.: Нефтегазоносность недр Белорусской ССР., М., ВНИИОЭНГ, 1968.

Айзберг Р. Е., Синичка А. М. Разрывные дислокации запада Русской плиты (в пределах Белоруссии). Сов. геология, 1971, № 12.

Арсирый Ю. А., Баранов И. Г., Бильк А. А., Бильк О. Д., Восанчук С. С., Жила А. З., Кельбас Б. И., Мартынов А. А., Мелихов В. А., Полищук А. А., Савченко В. И., Трухан Л. А., Чуприн Н. Е. Геологическое строение и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Тр. УкрНИГРИ, вып. XXI. М., «Недра», 1968.

Афанасьев Г. Д. О петрографических исследованиях по проблеме магматизма в связи с глубинным строением земной коры и образованием полезных ископаемых. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 10.

Афанасьев Г. Д. О необходимости развития исследовательских работ в области магматизма, радиогеологии и рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 10.

Афанасьев Г. Д., Гоньшакова В. И., Корзун В. П. Об абсолютном возрасте некоторых верхнедевонских щелочных эффузивов юга Русской платформы и Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 8.

Баранов И. Г. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность. М., «Недра», 1965.

Баранов И. Г., Литвинов В. Р., Мелихов В. А., Савченко В. И., Чуприн Н. Е. Геологическое строение и проблема нефтегазоносности северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: Нефтегазоносность недр Белорусской ССР. М., ВНИИОЭНГ, 1968.

Белоусов В. В. Земная кора и мантия материков. М., «Наука», 1966.

Бернадская Л. Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.

Бернадская Л. Г., Лапчик Ф. Е., Усенко И. С. Об эффузивах Черниговского района (Днепровско-Донецкая впадина). ДАН СССР, 1954, 95, № 6.

Бобривич А. П., Дьяков А. Г. Геологические предпосылки и поисковые критерии алмазоносных месторождений на территории УССР. В кн.: Алмазоносность юго-западной окраины Русской платформы. Киев. «Наукова думка», 1970.

Богомоллов Г. В., Панов В. В., Чуприн Н. Е. О структуре северо-запада Днепровско-Припятского авлакогена. В кн.: Региональная текто-

ника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых (тезисы докладов I республиканского тектонического совещания). Киев, «Наукова думка», 1971.

Борисов А. А. Геофизическая характеристика платформенных территорий. Геотектоника, 1965, № 3.

Бородин Л. С. Щелочные породы — индикатор земных глубин. Природа, 1971, № 5.

Бритченко А. Д. К вопросу о взаимоотношении вулканогенных и соленосных формаций в девоне северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: Достижения геологической науки по Днепровско-Донецкой впадине за годы Советской власти (тезисы докладов итоговой сессии УкрНИГРИ). Чернигов, 1967.

Бритченко А. Д. О вулканогенных образованиях в девоне северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев, «Наукова думка», 1972.

Бритченко А. Д., Гавриш В. К., Литвинов Н. Р. Новые данные о девонских отложениях Черниговщины и перспективах их нефтегазности. Геологический журнал, 1968, 28, вып. 1.

Бутакова Е. Л. К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. Сборник статей по геологии Арктики. Тр. НИИГА, т. 89. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Бутурлинов Н. В., Попов В. С., Кобелев М. В., Карпов Г. Ф. Девонские вулканогенные образования юго-западной окраины Донецкого бассейна. Изв. вузов, отдел геол. и разведки, 1968, № 8.

Бутурлинов Н. В., Кобелев М. В., Нечаев С. В., Панов Б. С. Геологическое строение, вулканизм и металлоносность зоны сочленения Донецкого кряжа с Приазовским блоком УЩ. В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев, «Наукова думка», 1972.

Буялов Н. И., Савченко В. И., Цыпко А. К. О структурной взаимосвязи Днепровско-Донецкой и Припятской впадин в девоне и закономерностях нефтегазонакопления. Сов. геология, 1970, № 10.

Валашко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, 1962, № 7.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.

Витенко В. А. Основные черты геологического строения района Черниговского гравитационного максимума. В кн.: Некоторые данные по стратиграфии, литологии, тектонике, нефтегазности и промысловой геологии Украины и Кавказа. Тр. ВНИГНИ, вып. XII. Л., Гостехиздат, 1958.

Витенко В. А., Вульчин Е. И. К стратиграфии и истории развития Черниговского выступа кристаллических пород в девонское время. В кн.: Геологическое строение и нефтегазность восточных областей Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.

Влодавец В. И. Вулканы Земли. М., «Наука», 1973.

Волохов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Тр. института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 150. Новосибирск, «Наука», 1972.

Волошина З. Г., Галицкий И. В., Пистрак Р. М. О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород Днепровско-Донецкого авлакогена. ДАН СССР, 1971, 200, № 1.

Гавриш В. К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. Киев, «Наукова думка», 1969.

Гавриш В. К. Глубинные разломы и тектоническое районирование Доно-Днепровского прогиба. Геотектоника, 1970, № 3.

Гавриш В. К. Роль разломной тектоники Доно-Днепровского прогиба в формировании вулканических образований и месторождений полезных ископаемых. В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев, «Наукова думка», 1972.

Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Микуцкий С. П., Богино В. А., Окушко В. Б. Тектоническое положение Припятского прогиба и проблемы его структурного районирования. В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, «Наука и техника», 1974.

Геология СССР, т. III, Белорусская ССР. М., «Недра», 1971.

Гладких В. С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенов. Бюл. МОИП, отдел геол., 1972, т. 47, вып. 6.

Глушко В. В., Клиточенко И. Ф., Крамаренко В. Н., Максимов С. П., Чирвинская М. В. Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР. М., Гостоптехиздат, 1963.

Голубцов В. К., Кручек С. А., Корзун В. П., Авхимович В. И., Линник Л. С. О расчленении и возрасте верхнедевонских вулканогенных толщ в скважине Шарпиловка Р1 (северо-восток Припятской впадины). ДАН БССР, 1973, 17, № 1.

Голубцов В. К., Махнач А. С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.

Гоньшакова В. И., Бойчук М. Д., Бутурлинов Н. В., Стремковский А. М., Юрченко В. Ф. Проявление щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 9.

Гоньшакова В. И., Бутурлинов Н. В., Юрченко В. Ф., Зарицкий А. И., Бойчук М. Д., Стремковский А. М., Стрекозов Н. Ф., Тетерюк П. И. Девонский щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидный комплекс зоны сочленения Донбасса с Приазовской частью Украинского щита. В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М., «Недра», 1973.

Гоньшакова В. И., Васильева Г. Л., Игамбердиев Ш. Х., Кортман Р. В., Самойлова Н. В., Стрекозов Н. Ф., Тетерюк П. И., Тронева Н. В., Хитров В. Г. Новые данные о вещественном составе субщелочных ультрабазитов Приазовья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 11.

Гоньшакова В. И., Егоров Л. С. Петрогеохимические особенности ультраосновных — щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., «Наука», 1968.

Гоньшакова В. И., Корзун В. П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного вулканизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии (на примере Русской и Сибирской платформ). В кн.: Кора и верхняя мантия. Тр. XXIII сессии МГК. М., «Наука», 1968.

Гоньшакова В. И., Ружицкий В. О., Бойчук М. Д., Зарицкий А. И., Стрекозов Н. Ф. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 10.

Гоньшакова В. И., Ружицкий В. О., Стрекозов Н. Ф., Тетерюк П. И. Родственные кимберлитам щелочно-ультраосновные породы юга Русской платформы. Сов. геол., 1969, № 8.

Гоньшакова В. И. Вопросы петрологии и металлогении щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных формаций древних платформ. В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., «Наука», 1974.

Горелик З. А. Перспективы нефтегазоносности Припятской впадины. В кн.: Геология и нефтеносность палеозойских отложений Припятской впадины. Минск, «Наука и техника», 1964.

Горелик З. А. История тектонического развития Припятского прогиба. В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, «Наука и техника», 1974.

Горелик З. А., Айзберг Р. Е., Синичка А. М., Анцулов П. В., Макаревич В. Н. Современная структура и история тектонического развития Припятской впадины. Минск, «Наука и техника», 1968.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.

Довбуж Л. А., Фещенко Н. М., Фещенко Н. И. Девонский магматизм северо-запада ДДВ. В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. Киев, «Наукова думка», 1971.

Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород. Тр. НИИГА, т. 122. М., Госгортехиздат, 1961.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Золотухин В. В. Вопросы механизма образования трапповой дифференцированной интрузии «Норильск I». Тр. СО АН СССР, сер. геол.-геофиз., 1963, № 12.

Лулупин И. П., Лутц Б. Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. Сов. геология, 1971, № 6.

Йодер Х. С. Система  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  и соответствующие метаморфические фации. В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954.

Йодер Х. С., Тилли К. Е. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

Кедо Г. И., Авхимович В. И. Некоторые данные по палинологической характеристике отложений франского яруса верхнего девона Речицкой площади. В кн.: Геология и нефтеносность территории Белоруссии и смежных районов. Минск, «Наука и техника», 1969.

Коваленко В. И., Писаревская В. А., Пополитов Э. И. Анализ минеральных парагенезисов с рибекит-арфведсонитом и фации щелочных гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 9.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.

Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 9.

Корзун В. П. О верхнедевонских вулканогенных образованиях района Борщевки. В кн.: Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1965.

Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. М., Изд-во Моск. ун-та, 1956.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.

Кухаренко А. А., Орлова М. П. К проблеме генезиса платформенных щелочно-ультраосновных магматических комплексов. В кн.: Про-

исхождение щелочных пород (тр. 3-го Всес. петрогр. совещания). М., «Наука», 1964.

Лапчик Ф. Е. О палеозойских вулканогенных образованиях Черниговщины. ДАН УССР, 1954, № 5.

Лебедев А. П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 2.

Лебединский В. И. Магматические формации Припятско-Днепровско-Донецкого грабенообразного прогиба. ДАН СССР, 1967, 174, № 3.

Лебединский В. И. Вулканы и человек. М., «Недра», 1967.

Линник Л. С., Демиденко Э. К., Кручек С. А. О возрасте вулканогенного типа разреза межсолевых отложений Припятской впадины. Материалы третьей научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1969.

Литвинский В. А. О содержании в кимберлитах никеля, хрома, титана, ниобия и некоторых других элементов и о возможности применения геохимических методов для поисков кимберлитовых тел. Геохимия, 1961, № 9.

Макаревич В. Н. О взаимосвязи Припятской и Днепровско-Донецкой впадин. ДАН БССР, 1963, 7, № 11.

Макаревич В. Н. О тектонической структуре восточных районов Припятской впадины. В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР. М., «Недра», 1966.

Макаревич В. Н., Пушкарева Л. М. О взаимосвязи Припятской и Днепровско-Донецкой впадин. В кн.: Нефтегазоносность недр Белорусской ССР. М., ВНИОЭНГ, 1968.

Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М., «Наука», 1970.

Малеев Е. Ф. Основные принципы классификации пирокластических пород. Тр. Лаб.р. вулканологии АН СССР, сб. 17. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Махнач А. С., Корзун В. П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба. ДАН БССР, 1965, 9, № 1.

Махнач А. С., Корзун В. П. Вулканогенно-осадочные породы верхней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба. ДАН БССР, 1965, 9, № 3.

Махнач А. С., Корзун В. П., Курочка В. П., Лапуть В. А., Урьев И. И., Шевченко Т. А. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, «Наука и техника», 1966.

Махнач А. С., Курочка В. П., Урьев И. И., Шевченко Т. А., Корзун В. П. Литология межсолевых отложений Припятского прогиба. В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Миладьев В. А., Розенберг В. И. Структура коры и размещение кимберлитов Сибирской платформы. Геология и геофизика, 1974, № 1.

Мурхауз В. Практическая петрография. М., ИЛ, 1963.

Панкратов А. А. К сравнительной характеристике включений пород ультраосновного состава с кимберлитами. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР, вып. VI. Якутск, 1961.

Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. Тр. МГРИ, т. XXXII. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Пистрак Р. М., Тихомиров С. В. Девонские и каменноугольные отложения Припятского прогиба и перспективы их нефтеносности. В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточных областей Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.

Прусс А. К. Нижнепротерозойская полоса Брусилов—Одесса и ее возможное продолжение в Белоруссии. В кн.: Геология и перспективы ме-

таллоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, «Наука и техника», 1965.

Пятенко И. К., Зарицкий А. И., Стремовский А. М. Новые данные о лейцитосодержащих породах зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. ДАН СССР, 1967, 177, № 3.

Рожков И. С., Францессон Е. В. Терминология и классификация кимберлитовых пород. Сов. геология, 1969, № 11.

Розенбуш Г. Описательная петрография. Пер. под ред. и с дополн. В. Н. Лодочникова. ОНТИ, Горгеонефтеиздат, 1934.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат, 1963.

Судариков Ю. А. Система разломов и тектоническая зональность эпигерцинской плиты Предкавказья. Тр. Гос. произв. комитета по газовой промышленности СССР, вып. 5. М., «Недра», 1965.

Тихомиров С. В. О вероятном влиянии вулканизма на осадконакопление и организмы в девоне на Русской платформе. Бюл. МОИП, отдел геол., 1961, т. 36, № 2.

Токарев П. И. О некоторых закономерностях вулканического процесса. ДАН СССР, 1971, 199, № 2.

Усенко И. С., Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 2.

Усенко И. С. (с участием Бернадской Л. Г.). Эффузивы Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: Геологическое строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1954.

Устиев Е. К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. В кн.: Проблемы вулканизма (материалы к Первому Всесоюзному вулканологическому совещанию). Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.

Уэджер Л., Браун Г. Расслоенные интрузии. М., «Мир», 1970.

Фещенко Н. И., Бритченко А. Д., Кононенко Л. П., Довбуж Л. А. Условия залегания девонских отложений в Днепровско-Донецкой впадине. Тезисы научно-технической конференции «Перспективы увеличения газовых ресурсов Украины и сопредельных территорий в связи с задачами ускоренного развития газовой промышленности». Харьков, 1969.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Хуан У. Т. Петрология. М., «Мир», 1965.

Царовский И. Д. Псевдолейцитовый тингуаит-порфир района Еланчика (юго-восточная окраина Украинского кристаллического щита). ДАН СССР, 1963, 149, № 4.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972.

Чекунов А. В., Гаркаленко И. А. Одесский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в Черном море. Геоф. сб. АН УССР, 1969, вып. 31.

Чирвинская М. В. Представление о тектонике Днепровско-Донецкой впадины на основании результатов геофизических исследований. Киев, НТО нефтяной и газовой промышленности, 1959.

Чирвинская М. В., Забелло Г. Д., Смекалина Л. В. Тектоника Днепровско-Донецкой впадины (авлакогена). В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых (тезисы докладов I республиканского тектонического совещания). Киев, «Наукова думка», 1971.

Шейнманн Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1.

Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.

Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультра-

основных и ультращелочных магматических образований на платформах. Записки Всес. минерал. общества, 1955, ч. XXXIV.

Шейнманн Ю. М. К характеристике ультраосновных щелочных вулканических провинций на материках. В кн.: Проблемы вулканизма (материалы к Первому Всесоюзному вулканологическому совещанию). Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.

Шейнманн Ю. М. Связь щелочных формаций со структурами материков. В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всес. петрограф. совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов. Сов. геология, 1961, № 8.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.

Шейнманн Ю. М., Апелъцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Закономерности размещения комплексов щелочных пород и связанной с ними минерализации. В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Шейнманн Ю. М., Апелъцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Энгель А. Е. Дж. и Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океана. В кн.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1968.

Varde! M. G. Note sur la relation probable entre les lignes de fractures profondes de disjoction continentale et les venues diamantiferes de l'Afrique. Chronique des Mines d'outre mer, 1956, 24 annee.

Hather! ton T. The Geophysical significance of Cals-Alkaline Andesites in New Zealand. N. Z. J. of Geol. a. Geophys., 1969, vol. 12, N 2—3.

Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volcanol., 1959, ser. II, t. 20.

Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. J. of Petrology, 1963, vol. 4, N 1.

Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. of the geological society of America, 1954, vol. 65.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Структурно-геологическая позиция и основные этапы тектонического развития Припятской впадины . . . . .	6
Глава II. Стратиграфическое положение, состав и условия залегания вулканитов в разрезах девона Припятской впадины . . . . .	12
Глава III. Петрографическая характеристика вулканогенных пород	56
Породы эффузивной и эксплозивной фаций . . . . .	56
Средние породы щелочного ряда . . . . .	56
Щелочные базальтоиды . . . . .	67
Щелочно-ультраосновные породы . . . . .	77
Породы субвулканической фации . . . . .	82
Средние породы щелочного ряда . . . . .	82
Породы лампрофирового ряда . . . . .	87
Ультраосновные породы . . . . .	91
Породы жерловой фации . . . . .	93
Глава IV. Петро- и геохимические особенности пород щелочной вулканогенной формации . . . . .	97
Глава V. Сравнительный анализ вулканитов востока Припятской и северо-запада Днепровско-Донецкой впадин. Некоторые вопросы генезиса пород . . . . .	112
Глава VI. Взаимоотношения и корреляция вулканогенных и нормально-осадочных пород девона Припятской впадины . . . . .	129
Заключение . . . . .	149
Литература . . . . .	155

ВАЛЕНТИН ПАВЛОВИЧ КОРЗУН  
АЛЕКСАНДР СЕМЕНОВИЧ МАХНАЧ

**Верхнедевонская щелочная  
вулканогенная формация  
Припятской впадины**

Редактор С. М. Михасева  
Обложка В. Ф. Гринкевича  
Художественный редактор Ю. С. Сергачев  
Технический редактор И. В. Волоханович  
Корректор М. А. Вечорко

ИБ № 318

Печатается по постановлению РИСО АН БССР. АТ 13039.  
Сдано в набор 20.XII 1976 г. Подписано в печать 14.II 1977 г.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бум. тип. № 3. Печ. л. 10,25+1 вкладка.  
Уч.-изд. л. 10,4. Тираж 1000 экз. Изд. № 170. Зак. № 1520.  
Цена 1 р. 04 к.

Издательство «Наука и техника». Минск, Ленинский про-  
спект, 68. Типография им. Франциска (Георгия) Скорины  
издательства «Наука и техника» АН БССР и Госкомите-  
та СМ БССР по делам издательств, полиграфии и книж-  
ной торговли. Минск, Ленинский проспект, 68.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО**

**«Наука и техника»**

*ПЛАНИРУЕТ ВЫПУСТИТЬ В 1977 г. КНИГУ*

Лукашев К. И., Кузнецов В. А., Лукашев В. К.

**Геохимическое изучение земной коры.**

*10 л. На русском языке.*

*Цена 1 р. 50 к. (ориентировочно).*

В работе на примере исследований земной коры территории БССР и прилегающих регионов освещаются геохимические проблемы изучения гипергенеза и глубинных зон, поверхностных и глубинных природных вод, биосферы. Особое внимание уделяется геохимическим аспектам изучения аномалий и месторождений полезных ископаемых. Приводятся результаты экспериментальных геохимических исследований процессов выветривания, форм миграции и концентрации химических элементов. Обсуждаются новые методические разработки и применяемые методологические приемы.

Книга рассчитана на сотрудников научных, производственных и учебных организаций, связанных с изучением земной коры и поисками полезных ископаемых.

*Заказы на это издание можно оформить в любом книжном магазине. Заказы принимает также минский магазин «Книга—почтой»: 220668. Минск, площадь Свободы, 19.*

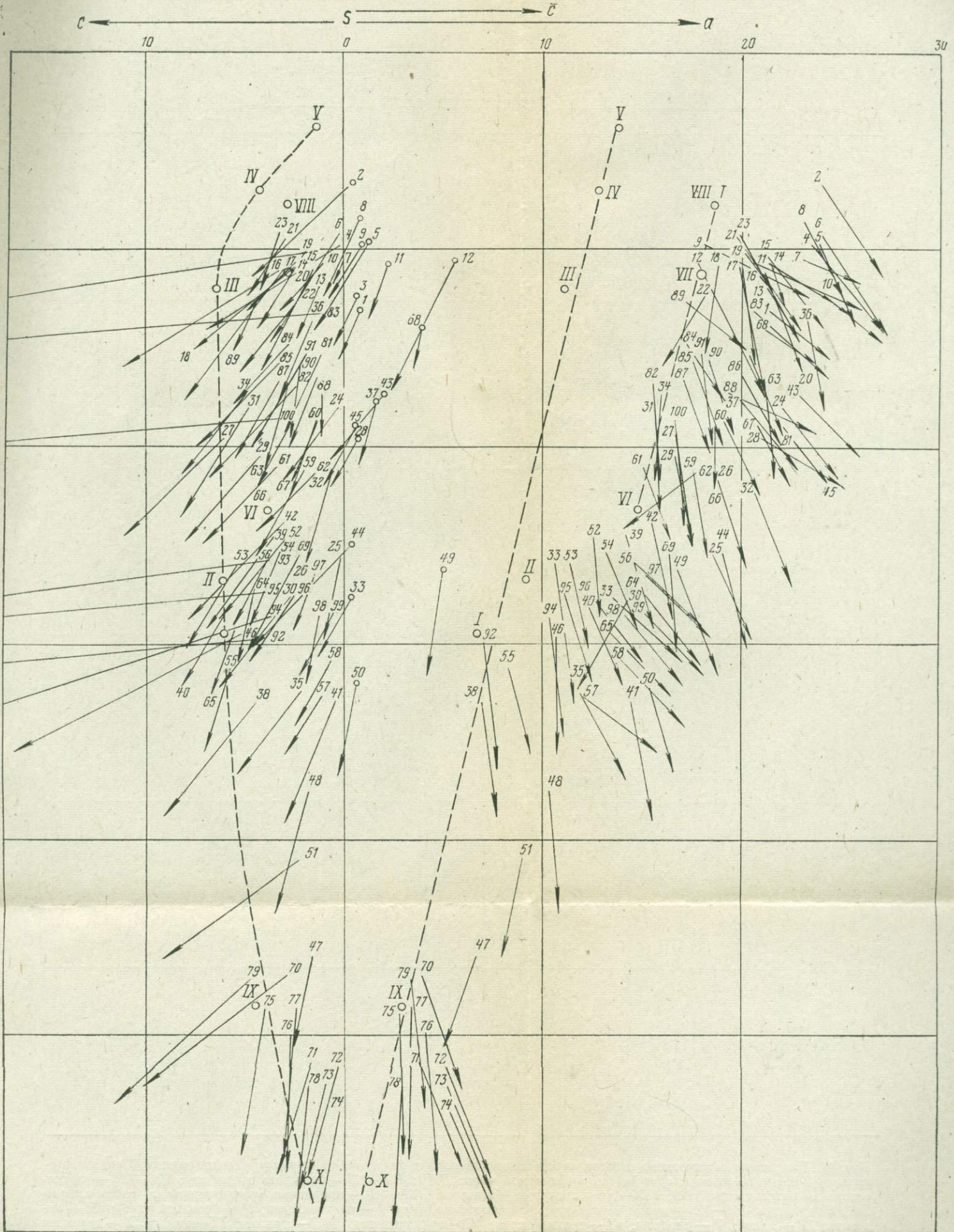


Рис. 9. Диаграмма химического состава пород щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации востока Припятской впадины: породы востока Припятской впадины: 1—15 — щелочные трахиты; 16—18 — субщелочные трахиты; 19—21 — плагиотрахиты; 22, 23 — трахиандезиты; 24—34 — трахибазальты; 35 — субщелочной биотит-оливиновый базальт; 36—58 — нефелиниты; 59—65 — лейцитовые нефелиниты; 66—69 — нефелиновые лейцититы; 70 — порфиновый пикрит; 71—74 — анкартит-пикриты; 75 — лимбургит; 76—80 — туфы лимбургитов; 81—91 — сиенит-порфиры и микросиениты; 92—95 — вогезиты; 96—99 — шонкиниты; средние типы пород по Дели: I — платобазальт; II — базальты (все); III — андезиты; IV — дацит; V — риолиты; VI — трахидолерит; VII — трахиандезит; VIII — трахиты; IX — пикрит; X — лерцолит

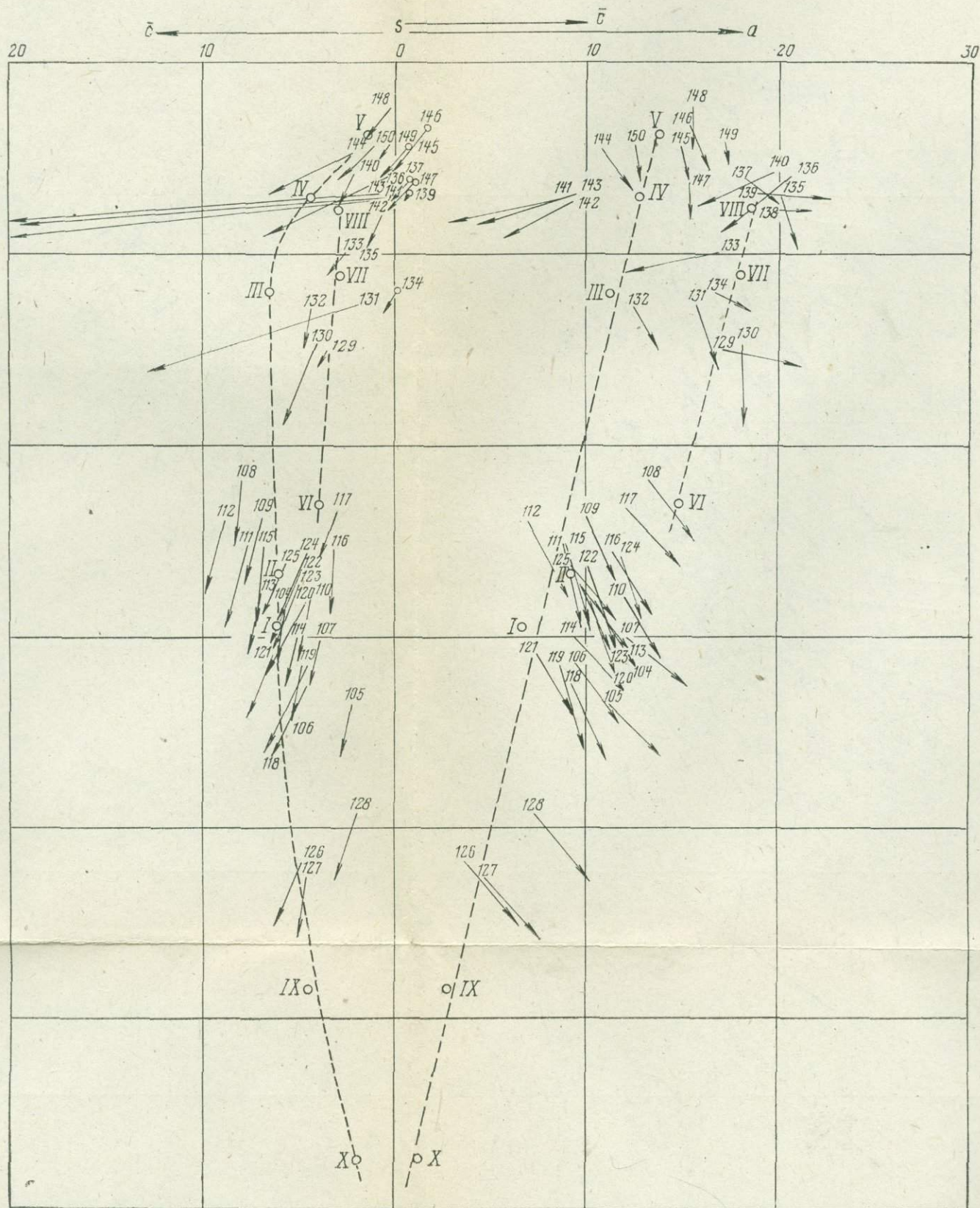


Рис. 14. Диаграмма химического состава пород щелочной оливин-базальтовой формации северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины: породы северо-западной части ДДВ: 104—125 — базальты и диабазы; 126—128 — ультраосновные базальтоиды; 129, 130 — лейкократовые базальты; 131—140 — кварцевые микросиениты и соответствующие им трахиты; 141—150 — риолиты; средние типы пород по Дели: I — платобазальт; II — базальты (все); III — андезиты; IV — дацит; V — риолиты; VI — трахидолерит; VII — трахиандезит; VIII — трахиты; IX — пикрит; X — лерцолит

1 р. 04 к.

1980