



**ПАЛЕО-  
ВУЛКА-  
НИЗМ  
УКРАИНЫ**

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

# ПАЛЕО- ВУЛКАНИЗМ УКРАИНЫ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ,  
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ  
И КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОДУКТОВ  
ПЛАТФОРМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

4729

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1984





УДК 551.21; 552; 551.222+228

Палеовулканизм Украины / Савченко Н.А., Бернадская Л.Г., Бутурлинов Н.В. и др. - Киев : Наук. думка, 1984. - 252 с.

Платформенный вулканизм Украины проявлялся на протяжении 2 млрд. 500 млн. лет - от раннего протерозоя (2600 - 2700 млн. лет) до позднего мела (120 - 70 млн. лет). Палеовулканизму принадлежит решающая роль в формировании земной коры Украинского щита, его склонов и обрамляющих структур (Припятского вала, Днепровско-Донецкой впадины, Донбасса, Западного Причерноморья и Степного Крыма), а также в распределении и концентрации цветных и редких металлов.

Для геологов и петрологов, изучающих дайково-вулканогенные образования и связанную с ними минерализацию.

Табл. 30. Рис. 19. Библиогр.: 78 назв.

Ответственный редактор В.А.Слипченко

Рецензенты И.Б.Щербаков, Б.С.Панов

Редакция литературы о Земле

П 1904030000-443 475-84 подписное  
М221(04)-84

С

Издательство  
"Наукова думка", 1984

Вулканизм занимает важное место в истории развития регионов. Он проявлялся на континентах, островных дугах и океаническом дне. Как отмечал А.Н.Заварицкий, "вулканизм в жизни нашей планеты, и особенно в ее истории, имеет исключительно важное значение. Невозможно геологическое изучение земного шара без ясного представления о сущности вулканических процессов" [22].

Более 100 лет во многих районах земного шара ведутся систематические палеовулканологические исследования и наблюдения над современными вулканами.

И.В.Лучицкий, систематизировавший палеовулканологический материал по Южному полушарию, показал, что в процессе вулканической деятельности состав магмы, за счет которой образуются лавовые потоки и их пирокластические аналоги, неоднократно менялся от основного (и ультраосновного) до кислого, имея как гомодромную, так и антидромную направленность.

При извержениях выбрасывается огромный по объему лавовый и пирокластический материал. Многие исследователи констатируют, что наиболее активные вулканы за одно извержение выбрасывают до 100 км<sup>3</sup> горной массы. Вместе с лавой, как известно, выносятся газы и большая часть металлов, которые затем участвуют в формировании рудных месторождений вулканогенного типа.

За длительную (3,8 млн. лет) историю развития Украинского щита (УЩ) платформенный вулканизм в вулканоплутонической, эффузивной, интрузивной и субвулканической фациях проявлялся в раннем протерозое (главным образом на щите), в позднем протерозое (на щите и его обрамлении), в рифее, венде, палеозое и мезозое, преимущественно на обрамляющих платформенных структурах и только частично на УЩ.

Первая раннепротерозойская вулканическая вспышка возникла в конце стабилизации архейской Днепровской платформы. Вулканизм раннего протерозоя в виде даек представлен продуктами основной (частично ультраосновной) магмы. Их абсолютный возраст 2700 - 2650 млн. лет.

Следующая вспышка вулканической деятельности зафиксирована в верхнепротерозойских структурах северо-западной части Ущ (Овручская и Белоковоривская грабен-синклинали, Каменская структура и др.), в фундаменте ДДВ, западного склона Ущ и Припятского вала. Продукты вулканизма представлены основными, кислыми и, по-видимому, щелочно-ультраосновными породами (в том числе кимберлитами). Абсолютный возраст вулканитов этой эпохи 1200 - 1500 млн. лет.

С рифейско-вендской тектоно-магматической активацией связан трапповый вулканизм, который проявлялся на западном склоне Ущ и Припятском валу, а также на глубоко погруженной восточной части рифейского Предгалицийского прогиба и других прилегающих территориях. В составе трапповой формации выделяются породы эффузивной (базальты и их туфы) и субинтрузивной (габбро-диабазы, габбро-долериты и долерит-базальты) фаций. Их возраст колеблется от 1000 до 700 - 680 млн. лет. Главными породообразующими минералами являются лабрадор, авгит и магнетит. К вендской эпохе вулканизма приурочены как основные (базитовые) эффузивные и субинтрузивные образования, так и ультраосновные дифференциаты (или отдельные порции мантийных выплавок); они содержат  $SiO_2$  39,0 и  $MgO$  23,0 %, что характерно для пикритовых порфиритов и меймечитов, а также для близких к ним кимберлитов.

В палеозое вулканизм проявлялся в силуре и карбоне, но наиболее бурным он был в средне-позднедевонское время (320 - 380 млн. лет), когда происходила коренная перестройка структур Восточно-Европейской платформы. Залежи и тела среднепалеозойского вулканизма приурочены к трещинам, полостям отслоения в осадочном чехле и межформационным горизонтам в платформенных структурах Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба (авлакогена, рифта). Они представлены породами оливин-базальтовой и щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной фаций; известны и на Припятском валу.

В южном и юго-западном обрамлении Ущ позднепалеозойский (пермский) и мезозойский (триас-юрский и меловой) среднекислый вулканизм проявлялся в Степном (платформенном) Крыму и в Западном Причерноморье, а на Ущ с ним одновозрастны многие локальные (штоковые, некковые) тела.

С платформенным вулканизмом на Украине (без геосинклиналичных областей Карпат и Горного Крыма) связана рудная минерализация на никель, медь, плавиковое и другое сырье.

Предлагаемая книга написана на основе оригинального материала коллективами авторов Института геохимии и физики минералов АН УССР



(Н. А. Савченко: "Предисловие", "Краткая история исследований вулканизма на Украине", "Вулканогенные породы Припятского вала и западного склона Украинского щита" и "Заключение"; Л. Г. Бернадской и В. И. Долговой: "Дайковые породы Украинского щита"; В. Н. Бугаенко: "Вулканогенные породы Днепровско-Донецкой впадины"; В. А. Семкой: "Вулканогенные породы Западного Причерноморья"), Донецкого политехнического института им. Артема (Н. В. Бутурлиновым: "Дайково-вулканогенные породы Донбасса") и ИГО Крымгеология Министерства геологии УССР (В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотным: "Вулканогенные породы Степного (платформенного Крыма)").

В процессе сбора первичного материала использовался керн скважин, пробуренных экспедициями производственно-геологических объединений Севурггеология, Жукурггеология, Крымгеология, Донбассгеология и трестов Львовнефтегазразведка, Черниговнефтегазразведка и Полтавнефтегазразведка Министерства геологии Украинской ССР.

Авторы выражают признательность всем геологам-производственникам, а также аналитикам химической и спектральной лаборатории ИГФМ АН УССР, в той или иной мере способствовавшим написанию книги.

Вулканизм, связанный с платформенным этапом развития Ущ и структур его обрамления, изучали геологи со середины XIX и в первом десятилетии XX ст. Особенно интенсивно палеовулканологические исследования стали проводиться в годы Советской власти в связи с планомерным геологическим картированием территории страны. Наибольшее количество работ по палеовулканизму приходится на 50 - 70-е годы.

Первые проявления древних вулканических пород на Ущ отмечены в 1898 г. И.А.Морозевичем, В.Е.Тарасенко и др. Изучались выходы даек в Приазовье (на востоке) и в Липовецком районе (в западной части Ущ), их геологическое размещение и вещественный состав. К 1905 г. относится работа В.Е.Тарасенко по выделению "вулканической области" в Восточной Волыни. В 1928 г. В.Н.Чирвинский описал эффузивную породу в г.Новоград-Волинском, а Ю.Ир.Половинкина - "базальт" по р. Ингульцу; в 1932 г. Н.П.Семеновко исследовал базальты Приднепровья, а в 1933 г. Л.А.Иванов - базальтовые породы для литья в Приазовье. В 1936 г. В.И.Лучицкий сообщил об ультраосновных породах Приазовья. Он же и М.И.Ожегова в 1941 г. освещали генетические взаимоотношения интрузивных и эффузивных пород на северо-западе Ущ. С.Г.Шавло в 1941 г. сообщил о новых дайках Приазовья. Ст. Малковский в 1934 г. исследовал диориты "вировского" типа, а Н.И.Безбородько (1935-1936 гг.) - этапы и эпохи вулканизма на Украине. И.С.Усенко в 1946 г. осветил петрографию даек диабазов Криворожского района Ущ по рекам Саксагань (с. Оболоновка), Ингулец и Верблюжка (р.Малиновка), описывались и диабазы р. Базавлук. При этом выделено две группы даек: субмеридионального простирания и субширотного с пересечением саксаганской свиты. Он же в 1947, 1952, 1953 и 1958 гг. писал о возрастном соотношении даек Ущ. В.А.Севастьянов в 1946 г. затронул вопрос о механизме формирования даек Приазовья. Л.Г.Ткачук и И.Л.Личак в 1948 г. опубликовали статьи по северо-западной части Ущ, Л.Г.Ткачук в 1949 г. - по эффузивам Кировоградской области. В изучении площадного распростране-

ния даек северо-западной части Ущ и его западного склона большой вклад внесли геофизики: в 1954 и 1968 гг. А.В.Тесленко, в 1954 и 1968 гг. В.И.Клушин. В.А.Слипченко в 1953 г. опубликовал материалы по петрографии даек бассейна р. Конка; он же в 1957 и 1959 гг. рассматривал петрохимию даек Западного Приазовья. В.А.Рябенко в 1962 г. освещал стратиграфическое положение эффузивов Липовецкого района на Ущ, а В.М.Васько в том же году проследил дайки р. Ингул. Л.Д.Юрьев в 1964 г. писал о монцонитах и шмонитах р. Конка. В.В.Байраков нашел эклогитоподобный ксенолит в дайке лампрофира в Октябрьском щелочном массиве, а Ю.А.Костенко в 1969 г. выявил высокую щелочность ортофиров Восточного Приазовья. И.Л.Личак и О.К.Пискорская в 1968 г. сообщили о диоритовых лампрофирах Волни, Т.А.Ткаченко тогда же исследовала минералогию зоны выветривания вулканитов бассейна р.Собь на Ущ, а Э.И.Логвин в 1966 и 1968 гг. среди вулканитов Ильинецкого массива, наряду с ортофирами, выделил трахиты и липариты, для которых еще в 1960 г. Н.И.Полевая (ВСЕГЕИ, Ленинград) определила изотопный возраст в 490 - 500 млн. лет, а в 1965 г. Ф.И.Котловская (ИГН АН УССР, Киев) - в 460 - 470 млн. А.С.Иванушко в 1969 г. приводит петрохимию даек беембаховых Побужья. В 1965 г. Н.А.Елисеев и др. изучали протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья, среди которого описали разновозрастные дайки. А.Я.Хатунцева в 1967 г., а Н.А.Беспалько в 1970 г. исследовали состав и возраст осадочно-вулканогенных пород Овручской, Белокоровичской и Суцано-Пержанской структур. Н.П.Семенов в 1968 г. отметил молодой возраст (1200 млн. лет) роговой обманки на Побужье; дайку лампрофиров возрастом 1150 млн. лет в с.Ленчин (западная часть Ущ) обнаружил в 1967 г. Н.А.Савченко, а о дайке свежих диабазов среди гранитоидов фундамента на участках Дубровица (северо-западный склон Ущ) и Каменка (северо-западная часть Ущ) писали в 1972 г. Б.И.Власов, Р.А.Слыш, Е.Н.Дмитраков, Н.А.Савченко и др. Пересечения биотит-роговообманковых гнейсов жилую розовых аплитоидных гранитов (возрастом 1050 млн. лет) изучил Н.А.Савченко в 1967 г. на участке Ратно (в фундаменте Припятского вала). В 1980 г. А.К.Ахметшина систематизировала данные по тектоническому размещению даек на Ущ, указав, что к трещинам различной ориентировки приурочены разновозрастные дайки. А.Н.Комаров, В.Н.Вербийский, Ф.Я.Прытков в 1982 г. проследили крупную Радовельскую дайку протяженностью 34 км от г.Олевск в сторону г.Коростень. Л.Г.Бернадская и др. в 1982 г. по изотопному определению возраста разделила



дайки Ущ и нашла, что среди них есть три разновозрастные группы: 2700 - 2600; 1700 - 1600 и 1200 - 1300 млн. лет.

Новая вспышка вулканизма в связи с формированием структур платформенного чехла приходится на конец позднего протерозоя (рифей - венд). Она имела место главным образом на западном и юго-западном склонах Ущ и Припятском валу. Трапповый вулканизм этого же времени проявлялся на территории Белоруссии, в центральной, восточной и западной частях Восточно-Европейской платформы. Кроме того, продукты рифейско-вендского вулканизма отмечаются в теле самого Ущ (с. Ильинцы, г.Кривой Рог, села Молдовка и Аверьяновка), а также в кепроках ДДВ (с. Исачки) и в с. Белолуцк на юго-восточном склоне Воронежского массива, заходящего в пределы Восточного Донбасса. К рифейскому времени отнесены также метаморфизованные вулканиты около г.Зуя (в Степном Крыму) и породы в пределах Азовской антеклизы (юго-восточный склон Ущ).

Первые вулканические образования на западном склоне Ущ (базальты с.Берестовец около г.Ровно) петрографически описали А.К.Тн-шецкий в 1862 г., В.Блюмель в 1867 г., С.Шваб в 1866 г. В их работах приводятся также первые химические анализы базальтов Волыни. И.В.Мушкетов в 1872 г. назвал их "вольнистами", а А.П.Карпинский в 1893 г. и И.А.Морозевич в том же году - "анамезитами". Вулканам Ровенщины посвящена популярная статья П.А.Тутковского за 1899 г.

Обширный материал по древним вулканогенным породам приводят геологи в начале XX ст., а затем в 20-е и 30-е годы. В.Д.Ласкарев в 1905 г. предположил, что базальты приурочены к так называемому Ровенскому грабену, который в субмеридиональном направлении проходит вдоль западного склона Ущ. Он же рассматривал возраст вулканитов в 1914 г. П.А.Тутковский в 1912 г. описал базальт с.Полца. Сообщение о выходах базальтов около с. Долгое Поле сделал в 1923 г. Ст.Малковский. Описание геологического строения района, где были развиты волыньские эффузивы с самородной медью, находим в работах Ст.Малковского за 1923, 1931 и 1951 гг., М.Каменского за 1921 и 1928 гг., Я.Самсоновича за 1933 и 1939 гг. По данным Ст.Малковского, в с.Долгое Поле развиты две разновидности базальтов: нормальные (афанитовые) и губчатые. К последним приурочена самородная медь в с. Вел.Мидск с сопутствующими кальцитом, баритом и хлоритом. Самородная медь, по мнению автора, генетически связана с базальтовой магмой. Она в виде гидротермальных прожилков присутствует в измененных базальтах. Относительно возраста базальтов Во-

длины не было единого мнения - их относили к силуру, девону, перми и даже к мелу. М. Каменский в 1926 и 1928 гг. изучил эффузивы сел Берестовец, Злазно, Вел.Мидск, Полица, указав на распространение апатита и селадонита в карьере Берестовец и кварца в с.Долгое Поле. Многие исследователи различными методами пытались решить вопрос о комагматичности базальтов и туфов, однако выводы их были противоречивыми. Так, Ю. Токарский в 1938 г. между этими породами не находил генетической связи (по составу вулканического стекла туфов и базальтов); И. Войцеховский, наоборот, в 1939 г. по распространению меди в базальтах и туфах считал их комагматичность вполне реальной.

В 1940 г. А.М.Викторов изучал трещиноватость базальтов с.Янова Долина. В 1940-1941 гг. на Волини работала экспедиция ИГН АН УССР (г.Киев), собравшая полевой материал, частично обобщенный В.С.Завистовским, С.И.Субботиным, И.А.Балабушевичем, Л.Г.Ткачуком, И.Л.Личаком и В.И.Барташевским. Начавшаяся Великая Отечественная война прервала геологические исследования. Только в 1948 г. Л.Г.Ткачук опубликовал первую монографию "Петрография пород северо-западной части Ущ (Ровенская обл.)". В ней сопоставлялись диабазы с.Рокитно и базальты с.Горынь. В 1955 г. Н.Е.Стрелкова, Г.П.Шраменко (с участием Т.А.Кленовой) провели геологическое картирование (с бурением) всей территории Ровенской обл., в эти же годы провели съемку В.С.Перельштейн, В.Г.Семенов и др. В результате были получены новые материалы о геологическом строении района и вещественном составе. И.С.Усенко в 1955 г. предположил одновозрастность даек диабазов северо-западной части Ущ и Горыньских базальтов, а в 1958 г. Л.Г.Бернадская выделила несколько разновидностей базальтов. В 1956 г. О.В.Крашенинникова монографически описала геологическое положение эффузивных пород в разрезе западного склона Ущ, выделив их в изяславскую свиту острожской серии верхнего рифея. Она предположила в 1960 г., что рифейское море заходило далеко на западную окраину Ущ. П.Л.Шульга в 1951 и 1952 гг. в Западной Волини (бассейн р.Зап.Буг) выделила подэффузивную, эффузивную и надэффузивную свиты и отнесла их к рифею. На основании изотопных данных этот вывод был подтвержден И.С.Усенко, Л.Г.Бернадской и Ф.И.Котловской в 1958 г. С этого времени все вулканические породы Волино-Подоллии были приняты как докембрийские (позднепротерозойские). Е.П.Брунс в 1957 г. выделила эффузивную толщу в "волинскую свиту". Этот термин и в настоящее время сохраняется в стратиграфии позднекембрийских образований Восточно-



Европейской платформы. Однако автор считала, что возраст эффузивов не позднпротерозойский, а раннепалеозойский. В связи с изучением гидрогеологии района разрез с эффузивами частично описал в 1954 г. К.Н.Варава. Сообщения по траппам сделали: Е.Л.Лазаренко в 1956 г. - о селадоните, В.П.Шашкина в 1956 г. - о хлорофите, С.С.Мартынова в 1955 г. - об аметисте в базальтах, Д.П.Бобровник в 1953 и 1957 гг. - о хлорите. В 1959 г. В.Г.Бондарчук возвращается к вопросу о структурном контроле базальтов Ровенщины. Петрологию трапповой формации Волыни описывали З.Г.Ушакова в 1960 г. и другие исследователи (Б.Я.Воловник в 1966 и 1969, Л.Г.Бернадская в 1958 и 1968, Н.А.Савченко в 1966, 1969 и 1977 гг.). В 1971 г. Б.Я.Воловник выделила на Волыни несколько очаговых зон.

О стратиграфии и тектонике писали Е.П.Брунс в 1957 г., К.Э.Якобсон в 1971 г., П.Д.Шульга в 1972 г., Н.Е.Стрелкова, Г.П.Шраменко в 1955 и 1971 гг., Б.И.Власов, А.Е.Бирялев в 1969 г., В.А.Котык, В.М.Марковский в 1972 г., А.Г.Ролжк, В.М.Шестопалов, Э.Я.Жовинский, Л.Г.Бернадская, С.В.Нечаев, В.С.Зашка-Новацкий, В.А.Великанов, В.Я.Чемурако, Ю.К.Пийяр, А.М.Ханисенко, Г.А.Уженков, П.Д.Букачук, А.С.Махнач, Н.В.Веретенников, О.Г.Яненко, В.В.Чебаненко, С.А.Золотарев, Е.Н.Лугинина, Б.А.Николаенко, Т.А.Никулина, В.А.Рева, М.И.Сирота, А.И.Буров, И.С.Гарбуз, Н.А.Савченко и др. Исследовались и вулканы Приднестровья.

С 1963 г. в западной части Волыни геолого-радиологические и рудно-петрологические исследования проводились отделом рудных месторождений Института геологических наук АН УССР, с 1969 г. - Институтом геохимии и физики минералов АН УССР (Н.А.Савченко и др.); геофизические работы велись Львовским филиалом Института геофизики АН УССР (В.И.Клушин). Исследования на Волыни В.И.Клушин начал еще в 1947 г. (в тресте Волинскутлеразведка МУП СССР). На одной из выявленных им аномалий около г. Ратно (Волинская обл.), удаленной от Уж на 350 км, в с. Проход в 1948 г. была пробурена скв. ЗЮ, которая на незначительной глубине (162 м) впервые вскрыла фундамент докембрийских кристаллических пород. В.И.Лучицкий отнес эти породы к архею, а после радиологического изучения (Н.А.Савченко, Ф.И.Котловская, Е.Н.Бартницкий) в 1964 г. их датируют протерозоем. Этот блок известен в литературе под названием Ратновского выступа, он составляет ядро Припятского вала. На юго-западном борту Ратновского выступа в с. Конобель отмечена наибольшая мощность эффузивов (0,5 км).

С учетом накопившихся геолого-геофизических данных в 1963 г.



Н.П.Семенов, В.И.Клушин, Н.А.Савченко и В.С.Анисимов составили "Тектоническую карту Припятского вала". Припятский вал — это рифейская субширотная горст-грабеновая структура платформенного типа в северо-западной части Украины. В ее строении значительное место занимают вулканогенные породы.

В 1964 г. в издательстве "Наукова думка" вышла "Геолого-тектоническая карта Украинского щита" под ред. Н.П.Семенова; в ней помещено структурно-геологическое и изотопное обоснование этой тектонической единицы. Автор подчеркнул, что в формировании структуры ведущую роль занимала Галицийская складчатость в основании древних Карпат. В 1964 г. Г.А.Уженков закартировал в фундаменте с.Дубровица (северо-западный склон Ущ) дайки порфиринов, которых нет в осадочном чехле. В 1967 г. Н.А.Савченко были сделаны сообщения о новых результатах изучения абсолютного возраста осадочно-вулканогенных пород Припятского вала. Среди рифейских и вендских пород были установлены вулканыты (щелочные лампрофиры) среднепалеозойского возраста (350 млн. лет) и гораздо моложе (220 и 180 млн. лет). Позже, в 1969, 1972 и 1979 гг., более чем в 100 точках Н.А.Савченко выявил ранне- и позднепалеозойские жильные (дайковые) тела щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации, причем по отношению к траппам они имеют секущие контакты. Последнее впервые было отмечено на Припятском валу на участке Березиче в бассейне р. Стоход. Кроме того, определения абсолютного возраста для траппов Волыни приводят Л.Г.Бернадская, Г.А.Казаков, М.А.Гаррис, Г.Х.Чеджемов и О.В.Цюнь. Субвулканические породы ультраосновного (щелочно-ультраосновного) состава внедрялись в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы в конце венда или начале кембрия. Они выявлены Н.А.Савченко в 1971, 1972 гг. на участке Берестечко в зоне сочленения Припятского вала с рифейским Предгалицийским прогибом, где субвулканические породы представлены пикритовыми порфиритами и меймечитами. Их возраст 500 млн. лет. Геологическое положение и состав этих же пород освещался В.А.Котыком и Б.Я.Воловник в 1975 г.

Ранне- и позднепалеозойские породы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации выделяются в самостоятельную щелочную провинцию Волыни, простирающуюся от бассейна р. Горнь на востоке до бассейна р. Зап. Буг на западе.

О геологии юго-западного, западного и северо-западного склонов Ущ и Припятского вала опубликовано несколько крупных монографий: О.В.Крашенинниковой "Древние свиты западного склона Украин-

ского щита" в 1956 г., Л.Г.Бернадской "Вулканы Ровенской области" в 1958 г., Е.К.Лазаренко и др. "Минералогия изверженных комплексов Западной Волны" в 1960 г., О.В.Крешенининой "Литогенез рифейских отложений Русской платформы" в 1962 г., "Стратиграфия СССР" (под ред. Д.В.Наливкина). "Верхний докембрий" (под ред. Б.М.Келлера) в 1963 г., Е.И.Вульчина "Микроэлементы в породах рифейской толщи западного склона Украинского щита" в 1964 г., "Геохронология Украины" в 1965 г., Н.П.Семеновко, В.И.Клушина, Н.А.Савченко и др. "Вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита" в 1968 г., "Петрография докембрия Русской платформы" в 1970 г., "Стратиграфия УССР. Рифей - Венд" в 1971 г., "Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность" в 1972 г., "Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия Юга Восточно-Европейской платформы" в 1973 г., "Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления" (под ред. Н.П.Семеновко) в 1975 г., Н.П.Семеновко, Н.А.Савченко, В.И.Клушина "Припятский вал" в 1976 г., "Пирокластические породы Украины" в 1977 г. (под ред. Л.Г.Ткачука), С.В.Нечаева "Геолого-геохимическая природа оруденения в осадочном чехле западной части Восточно-Европейской платформы" в 1978 г., "Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса" в 1977 г.

Более поздние силурийская и среднедевонская тектоно-магматическая активизация на западе, юго-западе и юге платформы сопровождалась эффузивным вулканизмом. Силурийский вулканизм проявлялся главным образом на западном склоне Ущ и Припятском валу, а за пределами Украины - на территории Прибалтики (в субинтрузивной фации) и в других районах Восточно-Европейской платформы. Девонский вулканизм наиболее активно проходил в Припятском прогибе, ДДВ, Донбассе и в незначительной мере (в жильной и дайковой фациях) - на Припятском валу.

Первое сообщение о находке вулканических туфов среди силурийских известняков с.Боцяновка (около г. Дубно) привел З.Суйковский в 1939 г. Эти же породы, залегающие около г. Ковель, описала П.Л.Шульга в 1958 г.; в этом же году о них сообщал В.И.Барташевский. Однако наиболее полное исследование силурийских эффузивов (свыше 15 точек) выполнили Н.А.Савченко и В.С.Крандиевский в 1967 г., выделив среди них ортофировые и лейцитовые (в том числе слюдяные) разновидности. Их абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом, 380 - 400 млн. лет. Ю.Токарский в 1929 г. выделил среди трапхов с.Берестовец калиевые эффузивы - санидиниты



(и латити), которые условно отнес к раннему палеозою. В других структурах обрамления Ущ силурийских вулканитов до сих пор не установлено.

Как отмечалось, вулканическая деятельность наиболее активизировалась в среднем и позднем девоне, а по данным С.С.Воссанчука и А.Н.Мазура за 1981 г., - и в карбоне в связи с коренной перестройкой структурного плана платформы. Вулканогенные породы средне- и позднедевонского времени занимают (по вертикали) значительную часть разреза ДДВ - около 2,5 км. В Припятском прогибе и Донбассе их мощности несколько меньше. Вулканогенным образованиям этих структур посвящены следующие крупные монографии: Л.Г.Бернадской "Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины", 1961 г., В.К.Гавриша "Глубинные структуры (разломы) и методы их изучения", 1969 г., "Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия Юга Восточно-Европейской платформы" (под ред. В.И.Гоньшаковой), 1973 г., З.М.Ляшкевич, Т.В.Завьяловой "Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины", 1977 г., В.П.Корзун, А.С.Махнач "Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины", 1977 г., "Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса" (под ред. Н.П.Семененко), 1977 г., и др.

Изучение палеовулканизма ДДВ начиналось исследованиями В.Блюмеля в 1867 г., который впервые петрографически описал долерит с. Исачки. А.П.Карпинский в 1883 г. связывал проявления вулканизма этого региона с тектонической линией Сандомир - Мангышлак. Е.Соломко в 1884 г., а П.Я.Армашевский в 1889 г. писали о составе и условиях залегания вулканогенных пород с. Исачки. И.А.Морозевич в 1903 г. сопоставил диабазы с. Исачки с базальтами р. Горнь. Н.И.Безбородко в 1934 г., затем К.М.Маков в 1936 г. писали о проявлениях вулканитов вдоль зон трещиноватости Чернигов - Донбасс ("линия Карпинского"). В.Я.Клименко, В.И.Лебединский в 1949 г. сообщили о прените в диабазе, Ф.Е.Лапчик в 1954 г. - о палеозойских вулканических породах г. Чернигов, И.С.Усенко в 1954 г. и в том же году вместе с Л.Г.Бернадской, а также Л.Г.Бернадская в 1958 и 1961 гг. - о вещественном составе вулканитов ДДВ. В.И.Лебединский в 1967 г. коснулся формационной принадлежности вулканогенных пород ДДВ; геологию, минералогию и изотопный возраст изучали И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, Ф.И.Котловская, в 1958 году, Г.Д.Афанасьев, В.И.Гоньшакова, В.П.Корзун в 1968 г., В.И.Китик, Р.М.Слешко, И.В.Купцова в 1970, В.Г.Волощина и др. в 1971, А.Д.Бритченко в 1972, В.С.Гладких в 1972, Н.П.Семененко,



В.К.Гавриш и др. в 1973, М.В.Чирвинская, З.М.Ляшкевич в 1975, В.Н.Бугаенко и др. в 1975 и 1979, А.И.Марушкин в 1979, он же и В.Н.Бугаенко в 1979, С.А.Галий, В.Н.Бугаенко, А.И.Марушкин в 1979, Н.П.Семененко, Н.А.Савченко, А.Д.Бритченко в 1977 г. и многие др. В работе З.Г.Волошиной, И.В.Галицкого и Р.М.Пистрак за 1971 г. впервые сообщалось об эффузивных ультраосновных породах, поднятых буровиками из скв. 232 на Остапьевско-Белоцерковском выступе южного борта ДДВ. З.М.Ляшкевич, А.Д.Бритченко, А.И.Марушкин и Г.П.Мамчур в 1978 г. сообщили о находке в брекчии обломков карбонатных пород, которые, по их мнению, относятся к типичным эффузивным карбонатитам. В.Н.Бугаенко на основании изотопных данных пришел к выводу об осадочной природе карбонатов. В.К.Гавриш и З.М.Ляшкевич в 1981 г., З.М.Ляшкевич в 1981 г. писали о рифтогенезе и вулканизме, а также о разнообразии вулканогенных пород ДДВ.

Об изверженных (вулканических) породах Донбасса известно давно. Они были обнаружены в обнажениях рек, а также в шахтах при разработке угльных пластов. В последнее время их очень много переобурено при проведении поисковых и геологосъемочных работ.

В 1898 г. И.А.Морозевич описал дайки ультраосновного состава, находящиеся в Приазовье. П.И.Степанов, Н.Н.Славянов в 1914 г. писали о выходах изверженных пород в Донбассе. Там же Б.Ф.Мефферт в 1918 г. обнаружил тела ультраосновных пород. В.И.Орлов в 1925 г. сообщил о жиле изверженных пород в шахте "Артем". Аналогичные наблюдения провели В.И.Соколов в 1925 г., изучая Юзовский (Донецкий), а П.И.Степанов в 1925 г. - Грушевский районы. О составе и геологической позиции этих же образований указывали А.Власенко и А.Матвеев в 1928 г.; Н.И.Безбородько в 1934 г. и Г.М.Коровниченко в 1935 г. касались состава и структурного положения вулканогенных пород; Н.А.Игнатъев в 1936 г. определил керсантит в шахте "Артем", И.В.Борисевич в 1938 г. - выветрелные базальты по р. Волноваха, В.П.Амбург в 1938 г. указал на выходы изверженных пород у с.Новопавловка, И.С.Усенко в 1940 г. писал об экструзивах около с.Никтолаевки по р.Мокрая Волноваха; С.И.Евсеева в 1940 г. - о диабазовой брекчии Донбасса, И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, Г.А.Макухина в 1954 г. отнесли эффузивные породы Донбасса к герцинской складчатости. В.А.Банковский в 1952 г. сообщал об основных интрузиях юго-восточной части Донбасса, Г.А.Макухина в 1956, 1959 гг. - о базальтах и кварцевых порфирах, Г.А.Макухина, А.К.Лагутин в 1958 г. - о возрасте эффузивов. С.В.Нечаев в 1958 г. изучал вулканогенные породы Южного Донбасса с металлогенических позиций. В следующем

году Н.Н. Ормонт доложил о пироксенах из базальтов р. Волноваха, а Б.С. Панов - о наличии ртути в вулканитах Донбасса. А.Я. Древин, А.И. Зарицкий в 1960 г. пишут о магматизме с. Покрово-Киреево, Н.В. Бутурлинов, В.К. Куликовский в 1960 г. - о дайках Амвросиевского района. Г.А. Макухина в 1961 г. в монографии "Петрография дайково-эффузивного комплекса юго-запада Донбасса" подвела итоги исследований магматизма Южного Донбасса. Она привела новые данные о составе пород, их классификацию и номенклатуру. П.В. Зарицкий в 1962 г. опубликовал статью о находке валуна ортофиоров в угольном пласте Донбасса, а Н.В. Бутурлинов в 1959 г. - о шононите. С.Е. Верболоз в 1959 г., Н.В. Бутурлинов в 1964 г. сообщили о возрасте андезитов. Н.Н. Гладышевская и др. в 1965 г. выявили альбитовую породу у ст. Бантышево в Донбассе. А.И. Зарицкий, В.И. Гоньшакова, В.Ю. Юрченко в 1967 г. петрохимически охарактеризовали вулканические породы с точки зрения нахождения среди них кимберлитоподобных разностей. В.И. Скаржинский и др. в 1966 г. сообщили о рудной минерализации вулканических пород, В.А. Дулид и др. в 1967 г. - об изверженных породах Краснодонского района, В.Г. Кабанов, В.Л. Матюшок в 1969 г. - об андезит-дацитах, Л.П. Кириченко в 1968 и 1970 гг. - о коагматитах, связанных с пироксенитами, П.С. Кармазин в 1969 г., а также в соавторстве с И.А. Майданович в 1969 г. - о лампрофирах. В.И. Гоньшакова с соавторами в 1967, 1968 и 1972 гг. исследовала проявления щелочно-ультрасосновых пород в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем, а В.С. Гладких в 1972 г. - бергалиты. Н.В. Бутурлинов, М.В. Кобелев, С.В. Нечаев, Б.С. Панов в 1972 г. касались вулканических комплексов Донбасса.

По вулканизму Донбасса опубликованы крупные монографии и обобщающие статьи: И.С. Усенко "Основные и ультрасосновые породы Западного Приазовья", 1960 г., Г.А. Макухиной "Петрография дайково-эффузивного комплекса юго-запада Донбасса", 1961 г., Н.В. Бутурлинова "Основные черты петрохимии магматических пород Донецкого бассейна", 1964 г., "Кимберлитовые породы Приазовья" (ред. В.А. Кононова), 1978 г., "Геология и геохимия рудопроявлений Донбасса" (под ред. Н.П. Семененко), 1978 г. И.Л. Никольский в 1978 г. писал о ртутной минерализации Донбасса и возможной (телетермальной) связи ее с вулканизмом.

В течение 1972 - 1982 гг. защитили докторские диссертации: по дайково-вулканогенным комплексам Донбасса - Н.В. Бутурлинов, по металлогении - В.С. Скаржинский и по рудным формациям Донбасса - Б.С. Панов.



На Украине, в частности, после завершения герцинской (палеозойской) складчатости и продолжительного перерыва, в мезозое (киммерийское время), происходила повторная тектоно-магматическая активизация, в связи с чем по расколам внедрились штоки и дайковые тела лампрофиров. Их в 1959 и 1960 гг. в Амвросиевском районе изучали Н.В.Бутурлинов и В.К.Куликовский, в 1962 и 1977 гг. — Н.А.Савченко в Новошахтинском районе восточного сектора Донбасса; здесь абсолютный возраст этих пород 180 млн. лет. В бассейне р. Крынка, по данным В.И.Гоньшаковой за 1967 г., возраст лампрофиров 160 млн. лет.

О третичных (палеогеновых) лавах Донбасса сообщали Н.Н.Карлов и А.И.Кравченко в 1950 г. И.С.Усенко и И.М.Ямниченко в 1952 г. зафиксировали вулканический пепел в юрских отложениях Донбасса (район ст. Лозовая). Мезозойские вулканогенные породы развиты также на Ущ в Болтышской впадине, в окрестностях городов Кривой Рог и Жданов. В 1977, 1981 и 1982 гг. Л.Ф.Мордовец, Р.С.Веригина, М.Н.Кузнецова изучали состав и условия залегания вулканических пород г. Кривой Рог. По данным Н.П.Семененко, Э.А.Ярошука, И.Г.Сокуренько, изотопный возраст андезитов этого района определен в 180 — 200 млн. лет; изотопный возраст даек лампрофиров г. Жданов (данные Н.Н.Шаталова, Ф.И.Котловской и др.) — в 250 млн. лет. Вулканизм этого возраста, по-видимому, проявлялся гораздо шире. Так, на западном склоне Ущ в районе г. Горохов (по данным Н.А.Савченко за 1968 г.) среди траппов залегают секущие тела щелочных базальтоидов (лейцититов ?) возрастом 180 — 220 млн. лет.

На территории Украины с кайнозойскими извержениями связаны выбросы пирокластического материала. Брекчирование осадочно-вулканогенных пород палеогенового возраста в с. Болтышка рассматривали в 1978 г. В.Н.Брянский, В.Г.Злобенко и В.К.Рябчун, а минералогию в 1981 г. И.С.Романов. Об извержениях в кайнозое свидетельствуют многочисленные находки вулканического пепла среди рыхлых четвертичных отложений: около с. Бондаревка, а также у гг. Чертково, Тернополь, Борщев, по р.Збруч на Подолии, у с.Васильевка по р.Конка и с.Нововоронцовка около г.Никополь. В 1935 г. об этом писали П.К.Заморий и А.А.Дубянский, а в 1958 г. — М.Н.Клюшников и О.В.Крашенинникова. Такие же образования встречены в Крыму и в Воронежской обл. Ст.Малковский в 1951 г. сообщил о горячих минеральных источниках около с.Степань на западном склоне Ущ и в пределах Польской низменности считая, что они возникли за счет разломной деятельности третичного времени.



Дайковые породы Ущ стали изучать со второй половины прошлого столетия. Однако при региональных исследованиях им отводилось второстепенное место; предметом изучения служили преимущественно гранитоиды и гнейсы – главные составные части Ущ. Первые сведения касались геологического положения и частично петрографического состава дайковых пород.

Больше данных, однако все еще фрагментарного характера, появилось в конце XIX и начале XX ст. Их мы находим в публикациях В.Е.Тарасенко [68, 69], И.А.Морозевича [47], И.Мушкетова [48] и других исследователей. Мало отличались от этих работ и исследования первых лет послереволюционного времени изучения Ущ, но в них уже больше внимания уделялось петрографии и стратиграфическому положению дайковых пород.

Детальнее и глубже стали изучать породы Ущ, в том числе и дайковые, в послевоенное время [3]. Появился ряд обобщающих статей о стратиграфии, генезисе и петрологии магматических и метаморфических пород Ущ. Часть их касалась дайковых пород, их состава и положения в геологической структуре щита, взаимоотношений с вмещающими отложениями.

Внедрение в геологию методов изотопного анализа радиогенных элементов позволило провести работы по определению изотопного возраста дайковых образований Ущ калий-аргоновым методом. Несмотря на периодически появляющиеся публикации, дайковые породы Ущ все еще наименее изучены. Назрела необходимость в обобщающей работе по этой группе пород. В ИГФМ АН УССР была предпринята попытка восполнить этот пробел. На основании систематизации накопившихся данных установлены этапы формирования дайковых пород, фиксирующих эволюцию стабилизации Ущ. Результаты изучения их базируются на значительном аналитическом материале, выполненном по заданиям авторов в лабораториях ИГФМ АН УССР. Большая часть определений изотопного возраста проведена в отделе геохимии изотопов и радиогеохронологии ст. научным сотрудником Ф.И.Котловской.

6274



## ДРЕВНЕЙШИЕ ПЛАТФОРМЕННЫЕ ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ (АРХЕЙ, НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ)

Украинский щит и обрамляющие его структуры — области довольно широкого развития дайково-эффузивных формаций. Дайковые породы Ущ относятся к различным возрастным группам и в ряде случаев в них прослеживается пространственная и генетическая связь с определенными комплексами изверженных пород.

Формирование дайковых пород связано с активизацией стабилизируемых областей, проявившейся на начальных этапах становления эпираннепротерозойской платформы, а также с этапами более поздней платформенной активизации. Полная стабилизация основной платформы Ущ завершилась к концу позднего протерозоя (III докембрийский мегацикл, по Н.П.Семененко). Следовательно, к этому времени Ущ претерпел несколько последовательных этапов стабилизации. Активизация платформенных структур этих периодов сопровождалась появлением формаций дайковых пород, завершающих магматическую деятельность каждого этапа развития платформы.

Дайковые породы архея и нижнего протерозоя приурочены к определенным участкам щита, отражая последовательность и направление его стабилизации. Для дайковых формаций этих периодов характерен довольно однообразный состав в отличие от дайковых образований, связанных с периодами нарушения кратонного режима Ущ, установившегося в позднем протерозое.

Наиболее древними являются породы дайковых формаций, выделяемые в Базавлукское дайковое поле. Их появление фиксирует время активизации первой в истории Ущ Днепровской платформы (по Н.П.Семененко), сложенной архейскими складчатыми формациями возрастом от 2700 до 3500 млн.лет. Границы ее простираются по р. Днепр от с. Мишурия Рог до г. Каховка.

Дайковые породы р. Базавлук привлекали внимание многих исследователей главным образом при стратиграфическом расчленении. Петрографически дайковые породы этого района изучал И.С.Усенко [73, 74]. В серии статей и монографий освещены их петрография, генезис, геологическое и стратиграфическое положение. Дайковый комплекс И.С.Усенко относит к посторогенному этапу формирования этого участка Ущ. Генезис и геологическое положение дайковых пород р.Базавлук в 1932 г. рассматривали Н.П.Семененко [59], Ю.Ир.Половинкина [52, 53] и др. Об изотопном возрасте дайковых пород этого района, определенном калий-аргоновым методом, в ряде публикаций писали другие украинские исследователи.



Возраст дайковых пород бассейна р.Базавлук, представленных диабазами, колеблется от 1500 до 2700 млн. лет (табл. I), т.е. примерно укладывается в границы раннего протерозоя (II и III докембрийских мегациклов, по Н.П.Семененко). Среди них четко выделяются две группы: метаморфизованные - значительно или частично амфиболитизированные диабазы, и довольно свежие диабазы.

Из табл. I видно, что для неизменных диабазов средней части щита (р.Базавлук и др.) изотопный возраст определен в 2700 - 1550 млн. лет. Большинство определений (девять) укладывается в интервал 2240 - 1980 млн. лет, меньше (четыре определения) - в 2700 - 2560 млн., три определения - в 2440 - 2280 млн.

Таким образом, большинство неизменных дайковых пород Базавлукского дайкового поля формировалось в раннем протерозое (2700 - 1700 млн.лет). Очевидно, появление более древних даек этого района (2700 - 2560 млн.лет) сопряжено с активизацией на начальных этапах стабилизации древнейшей платформы. Дайки возрастом 2440 - 2280 млн. лет связаны с оживлением разломов в конце раннего протерозоя.

Часть же неамфиболитизированных даек возрастом 2270 млн.лет и моложе, возможно, сформировалась в начале стабилизации Днепровско-Западно-Приазовской платформы (по Н.П.Семененко), которая образовалась в результате приращения к Днепровской платформе ее западно-приазовской части.

Возраст амфиболитизированных диабазов бассейна р.Базавлук определялся калий-аргоновым методом по породе и по роговой обманке: по породе пределы колебаний его от 1920 до 1450 млн.лет, по роговой обманке 2200 - 2100 млн., т.е. возраст, определенный по роговой обманке, соответствует середине раннего протерозоя, а определенный по породе возраст укладывается в рамки второй половины раннего протерозоя и полностью охватывает средний протерозой.

Помимо дайковых пород, возраст которых определяется ранним протерозоем, в этом районе встречены дайки неизменных пород более молодого возраста. Так, для свежего конгидиабаза из окрестностей с. Мироновка установлен возраст 1620 млн. лет, для оливково-го диабаза близ балки Криничеватая - 1550 млн., для двушироксенового диабаза из р. Базавлук - 1270 млн. Следовательно, можно предположить, что появление их должно быть связано с активизацией этого участка в позднем протерозое в период формирования дайковых пород Южно-Криворожского дайкового поля, вытянутого в широтном направлении от г.Кривой Рог на восток до р.Базавлук.

Т а б л и ц а I. Абсолютный возраст архей-нижнепротерозойских даек Украинского щита, определенный калий-аргоновым методом.

| Место взятия образца   | Порода  | К. % | $^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-7}$<br>г/г | Возраст,<br>млн. лет |
|--|---|------|---------------------------------------|----------------------|
| Р.Базавлук, балка Чарнокова, обн. I6I                                | Диабаз пироксеновый   | -    | I,837                                 | 2560                 |
|  |   | 0,50 | I,950                                 | 2640                 |
| Р.Базавлук, балка Орлова,  | То же   | 0,40 | 2,II                                  | 2660                 |
| Р.Базавлук, балка Криничеватая,<br>обн. I65                          | Оливиновый диабаз из средней<br>части дайки                               | 0,60 | I,308                                 | I980                 |
| Р.Базавлук, левый склон, обн. 6                                      | Диабаз из средней части дайки   |      | I,460                                 | 2240                 |
|  |   | 0,50 | I,393                                 | 2I80                 |
| Р.Базавлук, у г.Орджоникидзе<br>(В.Л.Бойко), обн. I40                | То же   | 0,70 | I,780                                 | 2080                 |
|  |   |      |                                       |                      |
| Там же, обн. I35   | " "   | 0,26 | 0,836                                 | 2370                 |
| " " обн. I56   | " "   | 0,28 | 0,943                                 | 2440                 |
| Кисличеватская антиклиналь<br>(В.Л.Бойко), скв. I3574, гл. I70,0 м   | " "   | 0,28 | I, I39                                | 2700                 |
| Р.Базавлук, левый склон, в I00 м<br>ниже балки Криничеватая, обн. I2 | Оливиновый диабаз   | 0,45 | 0,732                                 | I550                 |
| Там же, в 50 м ниже устья балки,<br>ниже с. Мироновка, обн. 4        | Конгадиабаз   |      | I,873                                 | 2050                 |
|  |   | 0,75 | I,888                                 | 2020                 |
| Р.Базавлук, ниже с.Буденное, обн. I57                                | Диабаз, частично амфибoлизиро-<br>ванный                                  |      | I,99                                  | 2050                 |
|  |   | 0,79 | I,90                                  | I990                 |
| Р.Базавлук, балка Кодрина, обн. I37                                  | Диабаз с контакта дайки,<br>частично амфибoлизированный                   | I,05 | 2,367                                 | I920                 |
| Р.Базавлук, обн. I57   | Диабаз из средней части<br>дайки  | 0,84 | 2,0I                                  | 2000                 |
| Р.Базавлук, балка Кодрина, обн. I37                                  | Диабаз из средней части дай-<br>ки, незначительно амфибoлизиро-<br>ванный | 0,86 | 2,56                                  | 2280                 |



|  |  |      |       |      |
|--|--|------|-------|------|
| Р.Базавдук, балка Криничеватая,<br>обн. 165                        | Оливиновый диабаз из контак-<br>та дайки, амфиболитизированный | 0,85 | 1,25  | 1450 |
| Р.Базавдук, против пос. Шевченко,<br>обн. 101                      | Диабаз, полностью амфиболи-<br>зированный                      | 0,70 | 1,26  | 1660 |
| Мариупольский участок (В.Л.Бойко)                                  | Амфиболитизированный диабаз<br>(роговая обманка)               | 0,38 | 0,996 | 2100 |
| Р.Базавдук, у г.Орджоникидзе<br>(В.Л.Бойко), обн. 164              | То же  | 0,38 | 0,996 | 2100 |
| Там же, обн. 168 (В.Л.Бойко)                                       | " "  | 0,34 | 0,950 | 2200 |
| " " обн. 241 (В.Л.Бойко)   | " "  | 0,52 | 1,530 | 2200 |
| С.Белозерка, северный участок, скв. 32,<br>гп. 761 м (В.Д.Ладнева) | Диабаз   | 1,43 | 3,912 | 2160 |
| С.Таромское, р.Днепр<br>(М.Н.Ивантшин)                             | Роговая обманка из диабазо-<br>вого порфирита                  | 1,70 | 4,645 | 2150 |
| Р.Случь (Н.П.Шербак)   | Габбро-диабаз  | 0,58 | 1,627 | 2180 |
| Подстенянский карьер   | Роговая обманка из амфиболи-<br>зированного диабазы            | 0,51 | 1,879 | 2560 |
| Шматковский район, скв. 83 с,<br>гп. 152 м (И.Н.Бордунов)          | Диабаз   | 0,62 | 1,705 | 2160 |

В бассейне р.Базавлук дайковые породы обнажаются по берегам рек Базавлук, Базавлучек, Каменка, Соленая, Желтенькая и по многочисленным балкам. Кроме того, они вскрыты рядом скважин. Здесь, как и на других участках УЩ, дайки являются наиболее молодыми образованиями. Они секут все породы как древнего метаморфического комплекса (гнейсы, амфиболиты), так и более молодого гранитоидного ряда (кировоградские, токовские, розовые аплитоидные граниты и их мигматиты). Направление простирания даек субмеридиональное и субширотное. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 50 - 60 м.

Н.П.Семенов и Ю.Ир.Половинкина дайки этого района рассматривают как подводящие каналы древних траптов, в процессе метаморфизма преобразованных в амфиболиты.

Дайковые породы р.Базавлук представлены исключительно диабазами, в большинстве случаев в различной степени метаморфизованными. Среди них можно выделить оливиновые диабазы, содержащие помимо пироксена оливин, нормальные диабазы с моноклинным пироксеном, двупироксеновые диабазы с моноклинным и ромбическим пироксеном, конгadiaбазы (кварцевые с микропегматитом), а также некоторые другие разновидности.

Оливиновые диабазы встречены в единичных пунктах - на левом берегу р.Базавлук ниже балки Криничеватая и выше с.Славянка, а также в самой балке. Это темно-серые, массивные, тонкозернистые до афанитового сложения породы. Структура их офитовая с элементами пойкилоофитовой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и моноклинный пироксен, в меньших количествах присутствуют оливин, рудные минералы, апатит и вторичные - амфибол, биотит, хлорит, тальк, серпентин, серицит, карбонаты, эпидот.

Плагиоклаз образует лейсты размером от 1,5x0,6 до 2,5x0,5 мм. Представлен он преимущественно битовнитом (№ 7I - 84), полисинтетически сдвойникованным по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью, слагает крупные ксеноморфные, слегка буроватые зерна размером до 1,5 мм в поперечнике;  $2V$  колеблется от +32 до +50°. Показатели преломления пироксена стабильны, что отражает однородность химического состава пироксенов из различных даек:  $n_g = 1,719 \pm 0,003$ ,  $n_m = 1,7005 \pm 0,0035$ ,  $n_p = 1,689 \pm 0,002$ .

Из табл. 2 видно, что наибольшие различия фиксируются в содержаниях  $Al_2O_3$  - от 4 до 6,36%. Железистость пироксенов срав-



Т а б л и ц а 2. Химический состав авгитов из диабазов р.Базав-  
лук, %

| Компо-<br>нент | 1      | 2      | 3      | 4      |
|----------------|--------|--------|--------|--------|
| $SiO_2$        | 48,80  | 50,30  | 49,58  | 50,40  |
| $TiO_2$        | 0,55   | 0,57   | 0,72   | 0,40   |
| $Al_2O_3$      | 6,36   | 4,00   | 4,19   | 2,85   |
| $Fe_2O_3$      | 0,09   | 0,59   | 0,58   | 0,23   |
| $FeO$          | 7,90   | 8,90   | 10,63  | 17,96  |
| $MnO$          | 0,19   | 0,22   | 0,22   | 0,35   |
| $MgO$          | 16,29  | 16,55  | 15,83  | 14,58  |
| $CaO$          | 17,36  | 17,20  | 16,50  | 11,52  |
| $Na_2O$        | 0,70   | 0,60   | 0,50   | 0,50   |
| $K_2O$         | 0,18   | 0,02   | 0,10   | 0,20   |
| $P_2O_5$       | -      | 0,27   | -      | -      |
| $H_2O$         | 0,02   | 0,02   | 0,08   | 0,02   |
| П.п.п.         | 1,70   | 1,09   | 1,47   | 1,46   |
| Сумма          | 100,14 | 100,33 | 100,40 | 100,47 |
| $SO_3$         | -      | -      | -      | -      |
| $Cr_2O_3$      | -      | 0,27   | -      | -      |
| F              | 21,97  | 24,66  | 28,74  | 41,62  |
| Ca             | 37,54  | 36,02  | 34,91  | 24,91  |
| Mg             | 48,92  | 48,20  | 46,56  | 43,84  |
| Fe             | 13,54  | 15,78  | 18,53  | 31,25  |

Физические константы

|       |                      |                      |                  |                |
|-------|----------------------|----------------------|------------------|----------------|
| $n_g$ | 1,719 ±0,003         | 1,719 ±0,003         | 1,719 ±0,003     | 1,734 ±0,003   |
| $n_p$ | 1,6925 ±0,0015       | 1,6925 ±0,0015       | 1,689 ±0,002     | 1,7005 ±0,0035 |
| $d$   | 3,236                | 3,380                | 3,311            | 3,448          |
| 2V    | 32; 42<br>50; 46; 41 | 39; 40; 51<br>46; 45 | 38; 45<br>39; 40 | 36; 43<br>-    |

П р и м е ч а н и е: 1 - 3 - из оливинового диабаза, 4 - из конгидиабаза. Аналитик Б.В.Мирская

нительно невысокая - 21,97 - 28,74 %. Отношение  $FeO : MgO : CaO$  для пироксенов оливинных диабазов р.Базавлук, нанесенное на классификационный треугольник Полдерварта - Хесса, показывает, что, согласно номенклатуре, их следует отнести к авгиту.

Оливин присутствует в виде гнидиморфных и овальных бесцветных зерен размером 0,5-1,0 мм; 2V = 86 - 88 °.

Рудные минералы представлены преимущественно титаномагнетитом, ильменитом, реже встречаются гематит, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, ковеллин.

Диабазы нормальные, в которых темноцветный минерал представлен только моноклинным пироксеном, встречаются чаще, чем оливин-содержащие разновидности. Минеральный состав отличается только отсутствием оливина. Структура также совершенно идентична вышеописанной - офитовая с элементами пойкилоофитовой.

Пироксен образует слегка буроватые ксеноморфные зерна;  $2V$  колеблется от  $36$  до  $58^\circ$ . Показатели преломления изменяются в сравнительно небольших пределах:  $n_y = (1,714 - 1,728) \pm 0,003$ ;  $n_p = (1,686 - 1,7005) \pm 0,0035$ . По оптическим свойствам они также могут быть отнесены к авгитам.

Плаггиоклаз встречается в виде идиоморфных удлиненно-призматических кристаллов от незначительных размеров до  $3,0 \times 0,25$  мм, с ясно выраженным двойниковым строением преимущественно по альбитовому и карлсбадскому, реже по альбит-карлсбадскому законам. Состав его колеблется от № 67 до № 84.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, пентландитом, гематитом, лимонитом, вторичные - амфиболом, биотитом, кварцем, хлоритом, серицитом и карбонатами, присутствующими спорадически и в небольших количествах.

Двупироксеновые диабазы наряду с моноклинным характеризуются наличием и ромбического пироксена. Главными породообразующими минералами являются плаггиоклаз, пироксен, второстепенными - продукты изменения плаггиоклаза и пироксена (гидрослюда, цоизит, хлорит), меньше рудных минералов.

Плаггиоклаз слагает лейсты с ясно выраженным двойниковым строением по альбитовому, карлсбадскому, реже по альбит-карлсбадскому законам. Состав его колеблется от № 57 до № 89.

Пироксен представлен моноклинной и ромбической разновидностью. Моноклинный пироксен образует идиоморфные и изометричные мелкие зерна, нередко с двойниковым строением;  $2V$  колеблется от  $-42$  до  $-43^\circ$ . Ромбический пироксен присутствует исключительно в виде микрофиловых выделений идиоморфной формы. В большинстве случаев он полностью замещен хлоритом, развивающимся в виде гомоосевых псевдоморфоз;  $2V$  ромбического пироксена -  $75^\circ$ ,  $n_y = 9^\circ$ ;  $n_p = 1,689 \pm 0,002$ ;  $n_m = 1,6835 \pm 0,0035$ .



Рудные минералы представлены титаномagnetитом, ильменитом, гематитом, лимонитом, пиритом.

Конгидиабазы распространены шире других разновидностей диабазов. Особенностью их минерального состава является наличие микропегматита, а также редких индивидуализированных зерен кварца. Структура неоднородная - сочетания долеритовой и офитовой с микропегматитовой.

Главными породообразующими минералами, как и других разновидностей диабазов, являются плагиоклаз и пироксен, в меньших количествах присутствуют микропегматит и рудные; второстепенные - апатит и вторичные минералы (амфибол, биотит).

Как и в оливковых диабазах, плагиоклаз образует лейсты с ясно выраженным полисинтетическим двойникованием главным образом по альбитовому и карлсбадскому законам, реже по альбит-карлсбадскому и периклиновому. Состав плагиоклаза колеблется от № 4I до № 62, реже основность его достигает № 68 - 72. В отдельных местах наблюдается слабая зональность.

Пироксен присутствует также в виде зерен удлиненно-призматической, изометричной или неправильной форм;  $2V$  колеблется от  $+33$  до  $+45^\circ$ . Показатели преломления пироксенов из конгидиабазов значительно выше, чем из других разновидностей диабазов ( $n_g = 1,734 \pm 0,003$ ;  $n_p = 1,7005 \pm 0,0035$ ;  $n_g - n_p = 0,0335$ ), что свидетельствует о более высокой железистости описываемых пироксенов. Это также подтверждается данными химического анализа. Железистость пироксенов из конгидиабазов составляет 41,62 %, в то время как в пироксенах других разновидностей она колеблется от 21,97 до 28,74. Пироксены конгидиабазов имеют также большую плотность - 3,448. На классификационном треугольнике Пондерварта - Хесса точка их состава располагается на границе полей авгита и субкальциевого авгита.

Микропегматитовые выделения заполняют интерстиционные промежутки в породе. Амфибол представлен актинолитом, слабо окрашенным в бледно-зеленый цвет. Биотит развивается в виде мелкочешуйчатых бурых выделений.

Рудные минералы представлены титаномagnetитом, ильменитом, пиритом, марказитом, пирротином, халькопиритом, ковеллином, гематитом, лимонитом.

Диабазовые порфириты - редко встречающаяся здесь разновидность диабазов. От описанных выше они отличаются наличием вкрапленников плагиоклаза. Структура их порфировая с офитовой структу-

рой основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже пироксеном. Главные породообразующие минералы – пироксен, плагиоклаз, в подчиненных количествах встречаются ильменит и магнетит, второстепенные – амфибол и биотит.

Пироксен представлен авгитом. Иногда он образует идиоморфной формы вкрапленники размером до 3,0x2,0 мм.

Плагиоклаз основной массы породы образует тонкие лейсты размером до 0,6x0,15, изредка 1,5x0,3 мм. Двойникование происходит по альбитовому закону. Изредка встречаются комбинации альбитового и периклинового законов. Плагиоклаз основной массы и порфировых выделений принадлежит андезину № 44 – 47.

Амфиболизированные диабазы распространены очень широко.

Представлены они преимущественно роговообманковой, реже актинолитовой разновидностями. Как отмечает И.С.Усенко, среди роговообманковых диабазов наблюдается разная степень метаморфизма. Часть из них характеризуется меньшей степенью изменения, выразившейся главным образом переходом пироксена в роговую обманку с сохранением первичной оцитово-структуры породы, часть же, наоборот, является глубоко измененными породами, вследствие чего они потеряли свою первичную структуру.

Главными минералами амфиболизированных диабазов являются роговая обманка и плагиоклаз, второстепенными – кварц, эпидот, цоизит, биотит, хлорит сфен, апатит, ильменит, магнетит; сульфиды встречены в виде единичных зерен.

Роговая обманка образует голубовато-зеленые призматические кристаллики, изометрические и ксеноморфные зерна.

В одной из даек амфиболизированных диабазов, секущих токовские граниты (Токовский карьер), наблюдалось зональное строение. Центральная часть дайки сложена темно-зеленой рассланцованной породой, состоящей из голубовато-зеленой роговой обманки, плагиоклаза и кварца. У контакта с гранитами голубовато-зеленая роговая обманка полностью замещена бесцветной (табл. 3, ан. 4). В слабо-перекристаллизованных диабазах плагиоклаз образует вытянутые, призматического габитуса зерна с корродированными краями, сдвойникованные преимущественно по карлсбадскому, альбитовому и альбит-карлсбадскому, реже по эстерельскому и бавенскому законам. Состав плагиоклаза неизменных разностей колеблется от № 6 до № 64, иногда достигает № 70 – 74. Плагиоклаз из рассланцованных, сильно перекристаллизованных диабазов имеет зерна неправильной формы размером 0,1–0,7 мм. Представлен он альбит-олигоклазом № 12 – 14 и олигоклазом № 15 – 23.



Т а б л и ц а 3. Химический состав амфиболов, %

| Компонент                     | 1      | 2      | 3      | 4      |
|-------------------------------|--------|--------|--------|--------|
| $SiO_2$                       | 42,90  | 46,76  | 44,12  | 53,50  |
| $TiO_2$                       | 0,45   | 0,47   | 0,52   | 0,04   |
| $Al_2O_3$                     | 13,89  | 10,77  | 11,12  | 3,72   |
| $Fe_2O_3$                     | 4,50   | 1,19   | 3,71   | 2,20   |
| $FeO$                         | 11,78  | 12,78  | 13,20  | 17,57  |
| $MnO$                         | 0,19   | 0,23   | 0,29   | 0,30   |
| $MgO$                         | 11,40  | 12,27  | 10,86  | 18,68  |
| $CaO$                         | 11,48  | 12,46  | 12,32  | 1,66   |
| $Na_2O$                       | 1,46   | 1,10   | 1,30   | 0,20   |
| $K_2O$                        | 0,20   | 0,38   | 0,60   | -      |
| $H_2O$                        | 0,02   | 0,02   | 0,06   | 0,12   |
| П.п.п.                        | 1,74   | 1,77   | 1,93   | 2,44   |
| $P_2O_5$                      | -      | -      | -      | -      |
| Сумма                         | 100,01 | 100,20 | 100,03 | 100,43 |
| F                             | 43,96  | 39,00  | 46,43  | 37,38  |
| 100 Mg                        | 56,04  | 61,00  | 53,57  | 62,62  |
| $Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ |        |        |        |        |

## Физические константы

|                              |                     |                     |       |                     |
|------------------------------|---------------------|---------------------|-------|---------------------|
| $\eta_g$                     | $1,6335 \pm 0,0035$ | $1,6705 \pm 0,0035$ | -     | $1,6585 \pm 0,0025$ |
| $\eta_p$                     | $1,6525 \pm 0,0035$ | $1,6455 \pm 0,0035$ | -     | $1,6395 \pm 0,0025$ |
| $\eta_g - \eta_p$            | 0,031               | 0,025               | 0     | 0,019               |
| 2V, град                     | 73-76               | -                   | 67-68 | +66-+68             |
| Плотность, г/см <sup>3</sup> | 3,252               | 3,215               | 3,200 | 3,005               |

Примечание: 1 - роговая обманка голубовато-зеленая из амфиболитизированного диабазы, р.Каменка, Токовский карьер; 2 - то же, р. Желтенякая, правый берег, 3 - то же, р.Каменка, ниже с. Червоный Запорожец; 4 - антофиллит, р.Каменка, Токовский карьер, ниже балки Водяная. Аналитик Б.В.Мирская.

Рудные минералы присутствуют в переменных количествах. Наибольшие содержания их наблюдаются в наименее измененных разностях.

Амфиболитизированные диабазовые порфириды встречаются довольно редко. Макроскопически они отличаются от амфиболитизированного диабазы только наличием порфирировых выделений плаггиоклаза, реже - роговой обманки.

Структура их порфирировая. Структура основной массы гранобластовая с элементами реликтовой оцитовая. Главными породообразующими минералами являются голубовато-зеленая обыкновенная роговая обманка и плаггиоклаз, второстепенными - кварц, эпидот, цоизит, биотит,

хлорит, сфен, апатит, ильменит; сульфиды встречаются в виде единичных зерен.

Роговая обманка обычно образует шестообразные, таблитчатые и ксеноморфные зерна. Оптические константы:  $n_y = 1,676 - 1,704$ ;  $n_p = 1,656 - 1,680$ ;  $n_y - n_p = 0,020 - 0,023$ ;  $c_{Ng} = 16 - 22^\circ$ ;  $2V$  изменяется от  $65$  до  $70^\circ$ . Железистость (по диаграмме Соболева)  $42 - 73\%$ .

Плагиоклаз обычно сильно изменен, форма зерен изометричная или неправильная. Вместе с кварцем он выполняет интерстиции между зернами роговой обманки. Редкие порфиробласты плагиоклаза присутствуют в виде двойникованных по альбитовому закону призматических выделений. Состав их колеблется от лабрадора (№ 53-54) до андезина (№ 44 - 48). Плагиоклаз основной массы представлен олигоклазом (№ 21 - 29).

Актинолитизированные диабазы встречаются редко. По данным И.С.Усенко и В.Л.Бойко, известны две дайки возле с. Лошкаревка, несколько даек в Новоапловском карьере, одна - в Алексеевской чешуе и две - в Чертомлыкской.

Структура их гранонематобластовая и лепидогранобластовая, иногда бластопорфировая. Главными минералами являются актинолит и плагиоклаз, второстепенными - хлорит, кварц, карбонат, биотит, тальк, цоизит и эпидот, сфен, апатит, реликты пироксена, ильменит; магнетит встречается в виде единичных зерен.

Актинолит слагает мелкопризматические зерна, иногда радиально-лучистые агрегаты. Оптические константы (по данным В.Л.Бойко):  $n_y = 1,636 - 1,666$ ;  $n_p = 1,615 - 1,644$ ;  $n_y - n_p = 0,021 - 0,023$  (по данным И.С.Усенко -  $0,030$ );  $c_{Ng} = 13,0 - 16,5^\circ$  (по данным И.С.Усенко -  $18^\circ$ );  $2V$  изменяется от  $-78$  до  $-84^\circ$ . Железистость (по диаграмме В.С.Соболева)  $10 - 42\%$ .

Плагиоклаз обычно образует ксеноморфные зерна с двойниковым строением и, по данным В.Л.Бойко [59], представлен олигоклазом и андезином № 20 - 38. И.С.Усенко отмечал в актинолитовых диабазах возле ст. Лошкаревка битовниты № 75-76.

Химический состав дайковых пород р.Базавлук вполне соответствует особенностям их минерального состава.

Среди неизмененных разновидностей диабазов наиболее основной состав фиксируется у оливиновых диабазов (табл. 4, ан. I, 2). Они отличаются наименьшими содержаниями кремнекислоты и наибольшими - магния.

Кроме главных породообразующих элементов в диабазах бассейна



р.Базавлук спектральным анализом установлены: *Ni, Co, V, Cr, Zr, Cu, Pb, Zn, Ga, Be, Y, Yb, Sc, Sr, Ba*. Содержания большинства из них не превышают кларковне. Содержания же *V, Pb, Ga, La, Sc, Y, Yb, Sr, Ba* местами несколько превышают кларковне, но практического интереса не представляют, как и спорадически присутствующие среди рудных редкие микровключения пентландита, ковеллина и других сульфидов.

Из химических анализов видно, что, несмотря на довольно однообразный петрографический состав дайкового комплекса р.Базавлук, выделенные из диабазов пироксены имеют неоднородный состав. Например, содержание *FeO* колеблется от 8 - 18 %, *Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>* 3 - 6, *CaO* 11,5 - 17. Спектральным анализом установлено, что в пироксенах диабазового комплекса содержатся такие элементы-примеси (в %): *Ni* до 0,01; *Co* до 0,003; *Cr* до 0,2; *Zr* до 0,01; *Sc* до 0,06; *V* 0,06; *Cu* 0,004; *Ag* 0,0001; *La* до 0,005; *Y* до 0,001; *Yb* до 0,0001. Магнетиты и титаномгнетиты диабазов р.Базавлук содержат (в %): *Ni* до 0,006; *Co* до 0,002; *Cr* до 0,04; *Zr* до 0,3-0,4; *Nb* до 0,001; *V* до 0,4-0,5; *Pb* в единичных случаях до 0,0003; *Cu* до 0,006; *Ag* до 0,0001; *La* изредка до 0,003; *Y* до 0,0003. В амфиболах из амфиболизированных диабазов в виде

Т а б л и ц а 4. Химический состав диабазов и конгидабазов, %

| Компонент                          | 1      | 2      | 3      | 4     | 5      | 6      | 7      |
|------------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| <i>SiO<sub>2</sub></i>             | 48,05  | 48,35  | 52,30  | 52,39 | 52,94  | 53,30  | 51,22  |
| <i>TiO<sub>2</sub></i>             | 1,05   | 1,05   | 0,83   | 0,72  | 0,77   | 0,72   | 0,60   |
| <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> | 15,73  | 15,39  | 15,00  | 16,73 | 15,72  | 16,49  | 16,49  |
| <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> | 2,05   | 2,37   | 1,21   | 1,70  | 1,78   | 0,98   | 0,75   |
| <i>FeO</i>                         | 8,40   | 8,20   | 11,30  | 6,75  | 7,75   | 8,11   | 7,97   |
| <i>MnO</i>                         | 0,15   | 0,15   | 0,17   | 0,20  | 0,14   | 0,17   | 0,17   |
| <i>MgO</i>                         | 9,09   | 9,08   | 6,02   | 5,43  | 5,68   | 5,56   | 7,87   |
| <i>CaO</i>                         | 10,20  | 9,74   | 9,57   | 8,56  | 9,03   | 9,12   | 11,00  |
| <i>Na<sub>2</sub>O</i>             | 2,44   | 2,30   | 2,66   | 2,10  | 2,44   | 2,30   | 2,10   |
| <i>K<sub>2</sub>O</i>              | 0,50   | 0,64   | 0,60   | 1,20  | 1,20   | 1,20   | 0,40   |
| <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>  | Следы  | 0,09   | Следы  | 0,07  | 0,09   | 0,06   | 0,03   |
| <i>S</i>                           | 0,06   | 0,09   | 0,07   | 0,02  | 0,07   | 0,06   | 0,03   |
| <i>H<sub>2</sub>O</i> <i>гипр</i>  | 0,08   | 0,25   | 0,04   | 0,38  | 0,25   | 0,12   | 0,10   |
| П.п.п.                             | 1,72   | 2,33   | 0,17   | 1,43  | 0,81   | 1,57   | 1,28   |
| <i>CO<sub>2</sub></i>              | 0,45   | 0,42   | 0,31   | 2,21  | 1,50   | 0,42   | 0,28   |
| <i>F</i>                           | 0,07   | 0,07   | 0,05   | 0,01  | 0,06   | 0,01   | 0,01   |
| Сумма                              | 100,04 | 100,47 | 100,30 | 99,90 | 100,23 | 100,19 | 100,30 |

Окончание табл. 4

| Компонент            | 8      | 9     | 10     | 11     | 12    | 13    | 14     |
|----------------------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|
| $SiO_2$              | 52,02  | 54,15 | 54,35  | 48,29  | 51,40 | 51,34 | 50,53  |
| $TiO_2$              | 0,85   | 0,80  | 0,80   | 1,50   | 0,50  | 0,90  | 0,85   |
| $Al_2O_3$            | 15,57  | 14,30 | 14,77  | 13,35  | 10,06 | 14,12 | 16,50  |
| $Fe_2O_3$            | 1,50   | 1,57  | 1,45   | 3,69   | 6,97  | 1,90  | 0,35   |
| $FeO$                | 11,06  | 8,84  | 9,12   | 12,50  | 11,30 | 11,42 | 10,38  |
| $MnO$                | 0,17   | 0,15  | 0,15   | 0,18   | 0,17  | 0,23  | 0,20   |
| $MgO$                | 5,47   | 5,58  | 5,85   | 5,79   | 4,16  | 5,06  | 6,61   |
| $CaO$                | 9,29   | 8,96  | 9,04   | 9,18   | 7,84  | 8,26  | 9,66   |
| $Na_2O$              | 2,70   | 2,88  | 2,88   | 2,00   | 2,66  | 2,70  | 2,56   |
| $K_2O$               | 0,60   | 1,00  | 0,90   | 1,20   | 1,00  | 1,00  | 0,80   |
| $P_2O_5$             | 0,06   | 0,03  | 0,06   | 0,09   | 0,18  | 0,06  | 0,03   |
| $S$                  | 0,07   | 0,03  | 0,04   | 0,03   | 0,04  | 0,06  | 0,03   |
| $H_2O_{\text{гидр}}$ | 0,10   | 0,05  | 0,14   | 0,16   | 0,10  | 0,10  | 0,01   |
| П.п.п.               | 0,66   | 0,45  | 0,34   | 2,07   | 0,53  | 0,14  | 1,71   |
| $CO_2$               | 0,25   | 1,01  | 0,38   | 0,10   | 0,81  | 2,66  | 0,24   |
| $F$                  | 0,05   | 0,06  | 0,04   | 0,07   | 0,08  | 0,02  | 0,02   |
| Сумма                | 100,42 | 99,86 | 100,47 | 100,43 | 99,86 | 99,97 | 100,38 |

Примечание: I - диабаз оливинный, серицитизированный, р.Базавлук, балка Криничеватая; 2 - то же, ниже балки Криничеватая; 3 - диабаз свежий, р.Базавлук, левый берег; 4 - 6 - диабаз частично измененный, р.Базавлук; 7 - диабаз, р.Желтенькая, правый берег, в километре выше устья; 8 - конгadiaбаз, р.Базавлук, балка Криничеватая; 9 - конгadiaбаз, частично измененный, р.Базавлук, с.Водяное, правый склон балки; 10 - конгadiaбаз, р.Базавлук, левый берег; 11 - диабаз амфиболитизированный с биотитом и сфеном, р.Базавлук, в 200 м ниже балки Криничеватая; 12 - диабаз крупнозернистый, амфиболитизированный, р.Базавлук; 13 - диабаз амфиболитизированный с биотитом, р.Желтенькая; 14 - диабаз амфиболитизированный, р.Базавлук. Анализы выполнены в лаборатории ИГЧМ АН УССР, аналитик Б.В.Мирская.

примесей находятся (в %):  $Zr$  до 0,006;  $Zn$  до 0,01;  $V$  до 0,04;  $Pb$  в единичных образцах до 0,001;  $Ba$  до 0,0001;  $Cu$  до 0,004;  $Ag$  до 0,0001;  $Y$  до 0,002;  $U$  до 0,0001.

В плагиоклазах установлены (в %):  $Y$  до 0,001;  $Nb$  0,001;  $M$  до 0,0001;  $Pb$  до 0,004 (в одном случае до 0,02);  $Ba$  до 0,0001;  $Cu$  до 0,002;  $La$  до 0,005;  $Y$  в единичных случаях до 0,0003;  $Zr$  в отдельных образцах до 0,001;  $Ba$  0,02-0,08 (изредка до 0,2).

Из приведенных данных видно, что  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $Sc$  концентрируются в основном в пироксенах, хотя  $Ni$  и  $Cr$  в меньших количествах присутствуют и в магнетите:  $Sc$  же обнаружен только в пироксенах



и амфиболах, замещающих пироксен. Концентраторами  $Zr$ ,  $V$  и  $Nb$  являются магнетиты и титаномагнетиты, причем  $Nb$  в других минералах не обнаружен, а  $Zr$  и  $V$  в меньших количествах присутствуют также в пироксене и амфиболе;  $Mo$ ,  $Pb$  и  $Ba$  аккумулируются главным образом в плагиоклазе, но незначительные количества  $Pb$  иногда фиксируются в пироксене, амфиболе и титаномагнетите;  $Co$  и  $Cu$  содержатся примерно в равных количествах в пироксене и магнетите;  $U$  и  $Yb$  постоянно присутствуют в пироксене и замещающем его амфиболе, где, очевидно, являются унаследованными. Таким образом, ясно намечается избирательная способность различных минералов накапливать те или иные элементы.

### ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

К среднему протерозою относятся развитые в северо-западной части щита породы осницкого комплекса, интродированные осническими гранитами, интрузивно-метасоматические породы коростенского комплекса, а также наиболее распространенные в приазовской части щита породы сиенитового комплекса. К этому же времени относятся дайковые образования, пространственно и генетически связанные с интрузивными породами среднепротерозойского времени.

Заключительные фазы среднепротерозойской магматической деятельности выразились в появлении дайковой диабазовой формации в центральной части УЩ — в пределах южного обрамления Корсунь-Новомиргородского плутона. Территорию развития дайковых пород этого участка можно выделить в Ингульское дайковое поле. Здесь в бассейнах р. р. Ингул и Черный Ташлык широко развиты дайковые породы, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, колеблется от 1600 до 1800 млн. лет (табл. 5). Эти породы синхронны образованиям коростенского комплекса и, очевидно, приурочены к разломам, возникшим в период внедрения интрузий Корсунь-Новомиргородского плутона и оперяющим его с юга.

Дайковые породы Ингульского поля представлены преимущественно оливиновыми диабазами, реже диабазовыми порфиритами, диабазами и лампрофирами. Дайки обычно прослеживаются в виде поясов размерами до десятка километров, простирание которых СЗ 290 — 315°; падение даек вертикальное. Мощность их от нескольких десятков сантиметров до 40 м. Такого же возраста дайковые породы вскрыты скважинами в районе г. г. Новоукраинка и Кировоград, у сел Новоульяновка и Петровка, где они также представлены оливиновыми диа-

Т а б л и ц а 5. Изотопный возраст среднепротерозойских даек Украинского щита, определенный калий-аргоновым методом

| Место взятия образца   | Порода                 | К, % | $^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$ , г/г | Возраст, млн. лет |
|--|------------------------|------|-------------------------------------|-------------------|
| Р. Сугоклея, правый берег, юго-западная окраина, с. Надеждовка, в 200 м выше моста, обн. 5 | Оливиновый диабаз      | 0,45 | 0,840                               | 1700              |
| Р. Сугоклея, левый берег, в 200 м выше устья, обн. 8                                       | То же                  | 1,05 | 1,976<br>1,976                      | 1700<br>1700      |
| Р. Ингул, правый берег, ниже с. Седневка, обн. II  | Диабазовый порфирит    | 1,42 | 2,766<br>2,915                      | 1740<br>1800      |
| То же (~ в 200 м ниже обн. II), обн. 12  | Лампрофир              | 1,02 | 1,990                               | 1720              |
| С. Новоульяновка, скв. 1680, гл. 43,0 м  | Оливиновый диабаз      | 0,50 | 0,943                               | 1720              |
| С. Счастливка, скв. 1624, гл. 59,0 м   | Диабаз                 | 1,12 | 2,189                               | 1750              |
| Западнее с. Петровка, скв. 2065, гл. 64,5 м  | Оливиновый диабаз      | 0,32 | 0,605                               | 1710              |
| В 200 м на запад от с. Петровка, скв. 5652, гл. 30,3 м                                     | То же                  | 0,36 | 0,660                               | 1685              |
| Подгоровская магнитная аномалия, скв. 935, гл. 177,29 м                                    | Конгадиабаз            | 1,32 | 2,590                               | 1750              |
| То же, скв. 940, гл. 47,07-49,41 м   | "                      | 1,65 | 3,095                               | 1780              |
| С. Подгорное, скв. 937 (И. Н. Бордунов)  | Диабаз (конгадиабаз)   | -    | -                                   | 1695              |
| В 3,6 км северо-восточное с. Михайловка, скв. 375, гл. 82,2 м                              | Лампрофир              | 1,70 | 2,955                               | 1600              |
| Р. Базавлук, левый склон, ниже с. Мироновка  | Конгадиабаз            | 0,75 | 1,304                               | 1620              |
| Р. Базавлук, обн. 157  | Диабаз (контакт)       | 0,94 | 1,74                                | 1700              |
| Р. Верблужка, с. Новониколаевка (П. М. Рудницкий)  | Диабаз крупнозернистый | 0,40 | 0,783                               | 1750              |
| Там же (П. М. Рудницкий)   | Диабаз среднезернистый | 0,57 | 1,192                               | 1820*             |
| С. Суботцы (Н. К. Коваленко)   | Дайковая порода        | 2,94 | 5,52                                | 1708              |
| С. Суделково, район г. Шепетовка (Н. П. Шербак)  | То же                  | 0,95 | 1,709                               | 1670              |
| С. Маковцы (Н. К. Коваленко, А. Журавлев)  | Диабаз                 | 2,45 | 5,40                                | 1890              |
| Центральный Саксаганский участок, скв. 13451, гл. 202,5 м                                  | Диабаз оливиновый      | 0,90 | 1,530                               | 1600              |



Окончание табл. 5

| Место взятия образца | Порода            | К, O | $^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-7}$<br>г/г | Возраст,<br>млн. лет |
|----------------------|-------------------|------|---------------------------------------|----------------------|
| Там же, гл. 180,4 м  | Диабаз оливиновый | 0,90 | 1,580                                 | 1610                 |
| Там же, гл. 192,5 м  | То же             | 0,97 | 1,739                                 | 1650                 |

базами и обычными диабазами. Юго-западнее г. Знаменка в с. Субботцы для дайковой породы (состав не указан) в лаборатории треста Киев-геология (Н.К. Коваленко) определен такой же возраст. Лампрофиры, вскрытые скважинами в Цибулевской зоне разломов северо-восточнее с. Михайловка (северо-западнее г. Знаменка), оказались примерно такого же возраста - 1600 млн. лет.

Единичные дайки такого же возраста известны и на других участках Ущ. Так, в Приднепровье на участке Подгоровской магнитной аномалии несколькими скважинами вскрыты оливиновые конгадиабазы. Для этих пород из скв. 935 установлен возраст 1750 млн. лет, из скв. 940 - 1780 млн. По данным И.Н. Бордунова, для аналогичных пород из скв. 937 определен возраст 1695 млн. лет. Участок развития этих дайковых пород можно выделить как Восточно-Кременчугское дайковое поле. Дайковые породы этого же возраста встречаются в бассейнах рек Верблюжка, Саксагань, Базавлук, у г. Шелетовка.

Наибольшее количество определений (девять) укладывается во временной интервал 1670 - 1720 млн. лет, меньше (шесть) - в 1740 - 1810 млн. лет.

Наибольшей густоты дайки среднего протерозоя достигают в бассейне р. Ингул. Здесь они обнажаются по берегам р. Ингул и его притоков - рек Березовка и Сутокля. Простираение их СЗ 283 - 350°, реже встречаются дайки субширотного простираения.

Сопровождаются дайками также субширотная Субботско-Моморинская и Цибулевская зоны разломов.

Краткие сведения о составе дайковых пород р. Ингул приведены в публикациях Л.Г. Ткачука [70] и В.Н. Васько [11].

Оливиновые диабазы - это темно-серые мелкозернистые породы. Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз, пироксен, оливин и рудные минералы, в подчиненных количествах присутствуют биотит, амфибол, хлорит, апатит, кварц. Структура офи-товая.

Плагиоклаз составляет 45 - 55% породы. Он образует удлиненно-призматические зерна размером до 0,5 x 2,0 мм с явно выраженным полисинтетическим двойникованием по альбитовому, карлсбадскому,

Таблица 6. Химический состав авгитов из оливиновых диа

| Компонент                      | 1      | 2      | 3      |
|--------------------------------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 51,45  | 51,70  | 51,04  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,47   | 0,49   | 0,64   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,91   | 3,35   | 2,40   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,10   | 0,19   | 6,40   |
| FeO                            | 8,90   | 12,07  | 7,18   |
| MnO                            | 0,22   | 0,29   | 0,28   |
| MgO                            | 17,35  | 17,00  | 17,42  |
| CaO                            | 16,98  | 14,02  | 14,14  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,40   | 0,40   | 0,40   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,16   |        | 0,16   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | -      | -      | -      |
| H <sub>2</sub> O               | 0,04   | 0,02   | 0,00   |
| П.п.п.                         | 0,63   | 0,94   | 0,38   |
| Сумма                          | 100,01 | 100,47 | 100,44 |
| F                              | 24,65  | 29,27  | 29,87  |
| CaO                            | 33,84  | 29,55  | 29,04  |
| MgO                            | 49,85  | 49,83  | 49,76  |
| FeO                            | 16,31  | 20,62  | 21,20  |

## Физические

|           |                   |  |                     |
|-----------|-------------------|--|---------------------|
| Плотность | 3,360             | 3,415  |                     |
| $n_g$     | 1,714 $\pm$ 0,002 | 1,719 $\pm$ 0,003<br>1,728 $\pm$ 0,003<br>1,708 $\pm$ 0,0035 | 1,719 $\pm$ 0,003   |
| $n_p$     | 1,683 $\pm$ 0,001 | 1,689 $\pm$ 0,002<br>1,70 $\pm$ 0,0035<br>1,6805 $\pm$ 0,001 | 1,6855 $\pm$ 0,0015 |
| 2V, град  | -                 | -  | -                   |

Примечание: 1, 3 - западное с.Петровка (скв.2065, кля); 7 - р.Ингул, ниже с.Константиновка; 8 - с.Счастлива тик Б.В.Мирская

альбит-карлсбадскому и реже по манебахскому и бавенскому законам. Состав плагиоклаза колеблется от № 43 до 64, реже до № 72 - 84.

Пироксен слагает гидридморфные, ксеноморфные и изометрические зерна размером до 1,5 мм в поперечнике, слабо окрашенные в буроватый цвет, иногда sdвойникованные. Содержание его в породе 23 - 40 %, 2 V колеблется от +36 до +46,  $n_g = (1,713 \pm 0,002) - (1,734 \pm 0,0035)$ ;  $n_p = (1,681 - 1,701) \pm 0,004$ . Хи-

## базов, %

| 4      | 5      | 6      | 7      | 8     |
|--------|--------|--------|--------|-------|
| 51,00  | 50,34  | 51,0E  | 51,65  | 47,70 |
| 0,55   | 0,55   | 0,55   | 0,49   | 1,34  |
| 4,49   | 3,36   | 3,35   | 5,60   | 3,00  |
| 0,31   | 1,58   | 0,37   | 0,33   | 1,94  |
| 12,30  | 11,08  | 13,78  | 13,01  | 14,28 |
| 0,29   | 0,29   | 0,31   | 0,29   | 0,25  |
| 16,10  | 15,74  | 16,07  | 14,92  | 10,80 |
| 13,46  | 15,71  | 12,80  | 11,70  | 18,76 |
| 0,50   | 0,39   | 0,40   | 0,60   | 0,60  |
| 0,10   | 0,07   | 0,10   | 0,10   | 0,20  |
| -      | 0,11   | -      | -      | -     |
| 0,20   | 0,10   | 0,00   | 0,04   | 0,12  |
| 1,05   | 1,04   | 1,60   | 1,58   | 0,88  |
| 100,35 | 100,36 | 100,38 | 100,31 | 99,87 |
| 30,97  | 31,33  | 33,50  | 33,84  | 45,82 |
| 29,32  | 33,01  | 27,58  | 27,17  | 40,36 |
| 48,79  | 46,00  | 48,16  | 48,18  | 32,31 |
| 21,89  | 20,99  | 24,26  | 24,65  | 27,33 |

## КОНСТАНТЫ

|                   |       |                     |                     |                     |
|-------------------|-------|---------------------|---------------------|---------------------|
| 3,441             | 3,417 | 3,437               | 3,394               | 3,454               |
| 1,719 $\pm$ 0,003 | 1,721 | 1,719 $\pm$ 0,003   | 1,728 $\pm$ 0,003   | 1,734 $\pm$ 0,003   |
| 1,689 $\pm$ 0,002 | 1,693 | 1,6895 $\pm$ 0,0025 | 1,7005 $\pm$ 0,0035 | 1,7085 $\pm$ 0,0035 |

4I-43

5652); 2 - р.Березовка; 4 - р.Ингул; 5 - р.Обиточная; 6 - р.Суто (скв. 1624). Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН УССР, анали-

мические анализы пироксенов (табл. 6) показали, что в их составе имеются некоторые различия. Содержание FeO колеблется от 7,18 до 14,28 (табл. 6, ан.3,8). Причем в первом случае пониженное содержание FeO сопровождается более высоким содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в связи с чем общая железистость остается аналогичной железистости остальных анализированных пироксенов. Железистость, вычисленная по данным химических анализов, варьирует от 24,65 до 45,82. Данные пе-



решета анализов, нанесенные на классификационный треугольник Поддерварта - Хесса, показали, что все анализированные пироксены попадают в поле авгита. Резко выделяется среди них пироксен из оливнивого диабаза, вскрытого скважиной в с. Счастливец (табл. 6, ан. 8). Фигуративная точка его располагается в верхней части авгитового поля, тяготея к границам ферроавгита и салита. Большинство точек (ан. 2 - 6, 7) расположены в нижней части авгитового поля и приближены к границе поля субкальциевого авгита.

Оливин составляет от 2 до 15 % оливнивых диабазов. Обычно он образует трещиноватые, бесцветные, овальные или гипидиоморфные зерна, нередко включенные в пироксен;  $2V$  оливина приближается к  $90^\circ$ . Показатели преломления:  $n_g > 1,795$ ;  $n_p = 1,748 \pm 0,008$ . Химический состав оливина (в %):  $SiO_2$  34,00;  $TiO_2$  0,20;  $Al_2O_3$  0,12;  $Fe_2O_3$  0,63;  $FeO$  42,58;  $MgO$  21,60;  $CaO$  0,64;  $Na_2O$  0,10;  $K_2O$  0,10; п.п.п. 0,39; сумма 100,36. По составу он должен быть отнесен к гортонолиту (по классификации Дира и Уэйджера) с железистостью 52,9.

Содержание рудных минералов в оливнивых диабазах достигает 6 %. Они представлены главным образом ильменитом, в подчиненном количестве присутствуют титаномagnetит и magnetит, в незначительных количествах наблюдаются сульфиды - пирротин и халькопирит.

Амфибол представлен обыкновенной буровато-зеленой роговой обманкой, реже актинолитом. Присутствует как продукт преобразования пироксена.

Лампрофиды по р. Ингул встречены ниже с. Седневка в двух обнажениях, которые вскрывают дайку мощностью около 1,5 м, секущую вкрест простирания ( $S3\ 305^\circ$ ) биотитовые гнейсы; падение дайки вертикальное.

Главными породообразующими минералами лампрофидов являются пироксен (39 %), амфибол и биотит (в сумме 20 %), оливин (6 %), плагиоклаз (17 %), рудные (18 %); в незначительных количествах присутствует апатит, содержание хлорита колеблется в зависимости от степени измененности породы. Структура породы лампрофидовая.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью. Он образует гломеропорфировые выделения и отдельные вкрапленники размером до 2 мм в поперечнике, а также мелкие резко идиоморфные по отношению к плагиоклазу зерна в основной массе. Окрашен в розовато-бурый цвет, во многих случаях имеет двойниковое строение;  $2V$  колеблется от  $+36$  до  $+52^\circ$ ;  $n_g = 1,734 \pm 0,0035$ ;  $n_p = 1,701 \pm 0,04$ .

Амфибол сложен красновато-бурой роговой обманкой, развиваю-

щейся в виде реакционных оторочек вокруг зерен пироксена, а также в виде идиоморфных призматических зерен, кое-где частично замещенных голубовато-зеленым актинолитом.

Биотит присутствует примерно в равных с амфиболом количествах. Образует густо окрашенные в красновато-бурый цвет, несколько корродированные по краям таблички и листочки;  $n_p = 1,6705 \pm 0,0035$ .

Оливина в лампрофире до 6%. Он слагает овальные и гипидиоморфные трещиноватые зерна с тонкими оторочками рудного минерала;  $n_g = 1,774 \pm 0,00195$ ;  $n_p = 1,7465 \pm 0,008$ .

Плагиоклаз ксеноморфен, заполняет промежутки между выделениями темноцветных минералов. Лишь в приконтактных слабо раскристаллизованных тонкозернистых участках вместе с пироксеном слагает микрофировые выделения удлиненно-призматической формы с ясно выраженным двойниковым строением. Состав его № 43 - 57, двойникование по альбитовому и карлсбадскому законам. Местами он частично альбитизирован.

Рудные минералы представлены ильменитом, титаномagnetитом, пирротинном.

Для всех дайковых пород бассейна р. Ингул характерна недосыщенность кремнекислотой (табл. 7).

Лампрофиры р. Ингул по химизму резко отличаются от оливиновых диабазов. Они носят более основной характер - кварцевое число достигает - 22,46. Для лампрофиров характерно значительно более высокое содержание  $TiO_2$ , что объясняется повышенной концентрацией в породе ильменита. Железистость их достигает 60,87.

Помимо главных породообразующих элементов в дайковых породах среднего протерозоя спектральным анализом установлены (в %):  $Ni$  0,001-0,01;  $Co$  0,003-0,006;  $V$  0,01-0,03;  $Cr$  0,01-0,08;  $Zr$  0,003-0,01 (в лампрофирах до 0,03);  $Nb$  0,001-0,002 (в лампрофирах до 0,004);  $Cu$  0,001-0,003;  $Pb$  присутствует спорадически - до 0,0005;  $Zn$  содержится лишь в отдельных разновидностях: в конгидиобазах Подгоровской аномалии его до 0,03, в лампрофирах до 0,01;  $Ga$  0,001-0,003;  $Be$  0,0001 (до 0,001);  $Sc$  0,0002-0,002;  $La$  0,003-0,005;  $Y$  0,0003-0,001;  $Yb$  0,0001;  $Ba$  0,02-0,03, в подгоровских конгидиобазах до 0,1-0,2.

Для дайковых пород среднего протерозоя, в частности для оливиновых диабазов р. Ингул, характерна постоянная примесь лантана, встречающегося в дайковых породах первых двух мегациклов очень редко.



Таблица 7. Химический состав дайковых пород бассейна р.Ингул, %

| Компонент   | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      |
|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| $SiO_2$     | 48,40  | 48,44  | 48,55  | 50,88  | 51,00  | 47,67  | 48,38  | 43,45  | 40,79  |
| $TiO_2$     | 1,01   | 0,83   | 1,05   | 1,17   | 1,12   | 1,00   | 1,03   | 4,25   | 4,47   |
| $Al_2O_3$   | 16,90  | 19,88  | 17,26  | 15,77  | 15,72  | 16,59  | 16,60  | 14,40  | 13,13  |
| $Fe_2O_3$   | 0,50   | 0,12   | 0,74   | 1,10   | 0,91   | 0,40   | 3,61   | 3,05   | 4,24   |
| $FeO$       | 10,34  | 10,78  | 9,77   | 10,34  | 10,34  | 11,06  | 7,54   | 13,07  | 11,64  |
| $MnO$       | 0,23   | 0,25   | 0,25   | 0,23   | 0,25   | 0,25   | 0,16   | 0,28   | 0,25   |
| $MgO$       | 8,02   | 8,01   | 7,80   | 5,97   | 5,95   | 7,89   | 7,68   | 5,79   | 8,30   |
| $CaO$       | 11,04  | 11,04  | 10,50  | 9,59   | 9,48   | 10,02  | 10,36  | 7,70   | 10,01  |
| $Na_2O$     | 2,40   | 2,40   | 2,40   | 2,65   | 3,00   | 2,30   | 2,40   | 3,78   | 3,00   |
| $K_2O$      | 0,50   | 0,50   | 0,60   | 1,10   | 1,20   | 0,60   | 0,50   | 1,90   | 1,50   |
| $P_2O_5$    | 0,12   | 0,12   | 0,12   | 0,24   | 0,25   | 0,10   | 0,10   | 0,40   | 0,25   |
| $H_2O$ гитр | 0,05   | 0,07   | 0,10   | 0,01   | 0,05   | 0,30   | 0,20   | 0,14   | 0,10   |
| $H_2O$      | 0,51   | 0,18   | 0,65   | 0,55   | 0,83   | 0,25   | 1,08   | 0,63   | 0,83   |
| F           | 0,02   | 0,02   | 0,01   | 0,03   | 0,03   | 0,01   | 0,01   | 0,08   | 0,08   |
| $SO_3$      | 0,07   | 0,04   | 0,05   | 0,06   | 0,04   | 0,05   | 0,01   | 0,08   | 0,19   |
| $CO_2$      | 0,27   | 0,54   | 0,48   | 0,51   | 0,20   | 1,78   | 0,44   | 1,16   | 1,26   |
| Сумма       | 100,38 | 100,22 | 100,33 | 100,20 | 100,37 | 100,27 | 100,10 | 100,16 | 100,04 |

Примечание: 1 - 6 - оливиновый диабаз: 1 - левый берег р.Ингул, в километре ниже с.Константиновка; 2 - то же, в 0,75 км ниже с. Константиновка; 3 - то же, правый берег р.Сугоклея, юго-западная окраина с.Надеждовка; 4 - то же, левый берег р.Ингул, в 500 м ниже устья р.Сугоклея, ниже с.Еленовка; 5 - то же, левый берег р.Сугоклея, в 200 м выше устья; 6 - то же, правый берег р.Березовка, в километре выше устья; 7 - диабаз, р.Березовка, правый склон балки Кавуновая; 8-9 - лампрофир, правый берег р.Ингул, ниже с.Седневка.

Анализы выполнены в лаборатории ИГФМ АН УССР, аналитик Б.В.Мирская.

Исследование породообразующих минералов показало, что пироксены из диабазов р.Ингул отличаются от пироксенов базавлукских диабазов более высокими содержаниями  $FeO$  и  $SiO_2$ , меньшими  $CaO$ , подобными -  $MgO$ .

В породообразующих минералах р.Ингул спектральным анализом обнаружен ряд элементов-примесей. В пироксенах установлены (в %):  $Ni$  до 0,006;  $Co$  до 0,002;  $Cr$  до 0,06;  $Sc$  до 0,04;  $Zn$  до 0,01;  $V$  до 0,06;  $Cu$  до 0,0003; иногда встречаются  $Sr$  до 0,0004;  $Y$  до 0,0008;  $Yb$  в до 0,0001. В плагиоклазах обнаружены  $V$  до 0,1;  $Mo$  0,0001, реже 0,0003;  $Zr$  до 0,002;  $Cu$  до 0,0006;  $Pb$  до 0,0003;  $Fa$  до 0,003;  $Be$  0,0001;  $La$  до 0,003;  $Ba$  до 0,008, иногда  $Sr$  0,0001;  $Nb$  0,001.

Титаномagnetиты и ильмениты содержат одинаковые элементы-примеси, но в различных количествах. Так,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Zn$  и  $Cu$  в магнетите и титаномagnetите больше, чем в ильмените,  $Zr$ ,  $Sc$  в магнетите меньше, чем в ильмените,  $V$  и  $Y$  в магнетите и ильмените равные количества. В единичных случаях в магнетите и ильмените зафиксированы незначительные количества  $Nb$  (0,001 %).

Таким образом, породообразующие минералы дайковых пород среднего протерозоя обладают избирательной способностью концентрировать те или иные элементы. Концентраторами  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cr$ ,  $So$ ,  $Y$  являются пироксен и рудные минералы (титаномagnetит, магнетит, меньше ильменит); наибольшие содержания  $Ni$  и  $Cr$  характерны для магнетитов, а  $Sc$  и  $Y$  - для пироксенов;  $V$ ,  $Zr$  и  $Cu$  присутствуют во всех породообразующих минералах (пироксене, плагиоклазе, рудных), но наибольшие содержания  $V$  (до 0,1 %) в магнетитах, а  $Zr$  (до 0,03 %) - в ильменитах;  $Mo$ ,  $Pb$ ,  $Fa$ ,  $Be$ ,  $La$  и  $Ba$  зафиксированы почти исключительно в плагиоклазе; в единичных случаях в пироксене и магнетите обнаружены  $Mo$  и  $Fa$ ;  $Zn$  приурочен к рудным минералам, главным образом к магнетиту и титаномagnetиту (от 0,03 - до 0,1 %), меньше - к ильмениту (0,01-0,02 %), спорадическое присутствие его в пироксене, очевидно, связано с тонкими рудными включениями;  $Yb$  в виде постоянной незначительной примеси встречен только в пироксенах,  $Sr$  обнаружено в виде ничтожной примеси (0,0001-0,0004 %) в единичных случаях во всех минералах.

При сопоставлении геохимических особенностей породообразующих минералов дайковых пород среднего и нижнего протерозоя видны довольно четкие различия и в содержании элементов-примесей. Так, пироксены дайковых пород бассейна р.Базавлук (нижний протерозой) содержат  $Ni$  и  $Cr$  больше, чем пироксены р.Ингул (средний протерозой).



зой); в первых присутствуют  $Ca$  и  $Ag$ , которых нет во вторых. В плагиоклазах диабазов р.Базавлук больше  $Ps$  и встречен  $Li$  (до 0,001 %), отсутствующий в плагиоклазах диабазов бассейна р.Ингул.

Титаномагнетиты бассейна р.Базавлук отличаются от рудных минералов р.Ингул большими содержаниями  $V$  (до 0,4 против 0,1 %),  $Ca$  (тысячные против десятитысячных долей процента),  $Zn$  (до 0,3 против 0,1 %) и отсутствием  $Sc$ , установленного в магнетитах и титаномагнетитах диабазов р.Ингул.

### ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

С позднпротерозойским временем связано становление дайковых формаций, образовавшихся в эпоху овручского орогенеза. К этому этапу приурочено появление на территории Ущ наиболее многочисленной группы дайковых пород, изотопный возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, 1550 - 1200 млн.лет. Они развиты на большой территории и представлены различными по составу разновидностями, относящимися к трем дайковым формациям: диабазовой, ортофир-кварц-порфировой и лампрофировой.

Дайковые породы протерозойского возраста известны в северо-западной (волинской), центральной (приднепровской) и юго-восточной (приазовской) частях Ущ. Дайки северо-западной части секут все породы этого района, в том числе гранитоиды кировоградско-житомирского, осницкого и коростенского комплексов, а также породы гнейс-мигматитовой толщи. Изотопный возраст их колеблется от 1550 до 1200 млн. лет (табл. 8): Дайковые породы этой части щита представлены габбро-диабазами, диабазами, диабазовыми порфиритами, ортофирами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами. Все они должны быть отнесены к позднему протерозою и, по-видимому, формировались одновременно после становления Коростенского плутона.

Несколько южнее северо-западного дайкового поля намечается сравнительно небольшое по протяженности Верхнебугское дайковое поле, вытянутое по простиранию даек в северо-западном направлении. В пределах его ограничено развиты дайковые породы, сконцентрированные в виде полосы, проходящей через г.Хмельник. Представлены они габбро-диабазами; изотопный возраст их 1320 - 1220 млн. лет.

Дайковые породы этого возраста встречены и в центральной части щита в виде единичных даек в пределах Ингулецкого среднепротерозойского дайкового поля. Так, севернее г.Кировоград можно

Т а б л и ц а 8. Изотопный возраст верхнепротерозойских даек Украинского щита

| Место взятия образца  | Порода              | К, % | $^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$ , г/г | Возраст, млн. лет |
|---|---------------------|------|-------------------------------------|-------------------|
| Северо-западная часть Украинского щита  |                     |      |                                     |                   |
| С.Осницк (ЦКТИЭ, 1968)  | Диабаз              | -    | -                                   | 1670              |
| С.Карпиловка (ЦКТИЭ, 1968)  | Габбро-диабаз       | -    | -                                   | 1550              |
| Там же (А.Я.Хатунцева, ИГН АН УССР)   | Диабаз              | 0,56 | 0,534                               | 1070              |
| С.Дровяной Пост (ЦКТИЭ, 1968)   | Габбро-диабаз       | 2,25 | 2,82                                | 1285              |
| С.Гладковичи (ЦКТИЭ, 1968)  | То же               | 4,26 | 5,87                                | 1380              |
| Там же  | Порфирит            | 5,09 | 5,39                                | 1140              |
| С.Боровино (А.Я.Хатунцева, ИГН АН УССР)                                       | Кварцевый порфир    | 4,71 | 4,735                               | 1100              |
| Район г.Новоград-Волынский (А.Я.Хатунцева, ИГН АН УССР)                       | Диабаз              | 2,35 | 3,45                                | 1440              |
| Р.Случь, западнее г.Новоград-Волынский (Н.П.Шербак, ИГФМ АН УССР)             | "                   | 2,50 | 3,061                               | 1260              |
| С.Рудня Ивановская  | Габбро-диабаз       | 1,31 | 2,365                               | 1320              |
| С.Пугачевка (ЦКТИЭ, 1968)   | Волынит             | 1,96 | 2,43                                | 1280              |
| С.Суховоля  | Ортофир             | 4,15 | 5,233                               | 1300              |
| Емельчинский район, С.Покашево (П.М.Рудницкий)                                | Кварцевый порфир    | 3,65 | 4,628                               | 1300              |
| Р.Южный Буг, г.Хмельник   | Габбро-диабаз       | 1,20 | 1,476<br>1,527                      | 1200<br>1235      |
| Там же  | То же               | 1,20 | 1,727                               | 1320              |
| С.Малая Смелянка  | Диабазовый порфирит | 2,77 | 3,827                               | 1450              |
| Юго-западная окраина с.Полоховка (Среднее Побужье), скв. 16629 (Г.Х.Димитров) | Диабаз              | -    | -                                   | 1100              |
| С.Устиновка (ЦКТИЭ, 1968)   | Кварцевый порфир    | 4,12 | 5,10                                | 1275              |
| С.Нагоряны (ЦКТИЭ, 1966)  | То же               | 3,4  | 5,07                                | 1460              |
| Южный контакт овручской серии (Н.П.Шербак, ИГФМ АН УССР)                      | Диабаз              | 2,87 | 3,827                               | 1340              |
| То же   | Кварцевый порфир    | 4,56 | 5,126                               | 1190              |
| " "   | Порфирит            | 4,00 | 4,04                                | 1100              |



## Продолжение табл. 8

| Место взятия образца   | Порода   | К, % | $^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$ ,<br>г/г | Возраст,<br>млн. лет |
|--|--|------|--|----------------------|
| Южный контакт овражской<br>серии (Н.П. Щербак, ИГЧМ ПН<br>УССР)            | Порфирит                                       | 4,50 | 5,00                                   | 1170                 |
| То же  | "  | 3,80 | 3,862                                  | 1100                 |
| С. Рудня-Переброды (Н.И. Поле-<br>вая)                                     | Кварцевый<br>порфир                            | -    | -                                      | 1300                 |
| Там же   | То же  | 4,35 | -                                      | 1310                 |
| С. Обертасово (ЦКТЭ, 1968)   | Дайковая<br>порода                             | 0,85 | 0,76                                   | 1000                 |
| Центральная часть Украинского щита   |  |      |  |                      |
| Р. Ингулец, Орлиное гнездо   | Диабаз   | 1,04 | 1,56                                   | 1460                 |
| Р. Саксагань, с. Оболонька   | "  | 0,42 | 0,59<br>0,60                           | 1395<br>1416         |
| Р. Ингулец, левый склон ниже<br>ж/д моста                                  | Оливиновый<br>диабаз                           | 0,65 | 0,75                                   | 1140                 |
| Центральный Саксаганский<br>район, скв. 13451, гл. 202,5 м<br>(В.Л. Бойко) | То же  | "    | "                                      | "                    |
| " " " " " " " "  | "  | 0,90 | 1,530                                  | 1600                 |
| " " " " " " " "  | "  | 0,90 | 1,580                                  | 1610                 |
| " " " " " " " "  | "  | 0,97 | 1,739                                  | 1650                 |
| Р. Базавлучек  | Диабаз   | 0,90 | 1,116                                  | 1270                 |
| С. Мошарино (Н.К. Коваленко)   | Габбро-<br>диабаз                              | 0,92 | 1,35                                   | 1445                 |
| То же  | Диабаз   | 1,38 | 1,76                                   | 1310                 |
| Северо-восточнее с. Лелековка,<br>скв. 6146, гл. 99,0 м                    | "  | 0,67 | 0,852                                  | 1300                 |
| С. Елизаветовка, скв. 1637   | "  | 1,25 | 1,586                                  | 1280                 |
| Приазовская часть Украинского щита   |  |      |  |                      |
| Балка Камышеватка,<br>с. Андреевка   | Диабаз   | 0,8  | 1,18                                   | 1450                 |
| Р. Каратыш, правый берег, вы-<br>ше с. Новокарповка                        | "  | 2,64 | 3,586                                  | 1333                 |
| Там же, с. Боевое  | Диабаз,<br>частично<br>амфиболизи-<br>рованный | 3,10 | 4,00                                   | 1314                 |
| Правый берег р. Берестовая,<br>южнее пос. Выбоєво                          | Диабаз   | 1,16 | 1,21                                   | 1214                 |
| Р. Лозоватка, в 1 км выше<br>с. Дрєвка                                     | "  | 0,69 | 0,800                                  | 1210                 |
| Р. Обиточная, вблизи г. Салтычя  | "  | 1,12 | 1,31                                   | 1220                 |

Окончание табл. 8

| Место взятия образца                           | Порода               | К, % | $^{40}\text{Ar}-^{10}\text{Ar}$<br>г/г | Возраст,<br>млн.лет |
|--|----------------------|------|--|---------------------|
| Р.Кальчик, балка Грузская                      | Диабаз               | -    | 2,331                                  | 1200                |
|  |                      | 2,00 | 2,314                                  | 1200                |
| Р.Обиточная, в 3,5 км выше<br>ж/д моста        | Оливиновый<br>диабаз | 0,91 | 1,05                                   | 1200                |
| Р.Кальчик, балка Калмыцкая                     | "                    | 2,16 | 2,527                                  | 1200                |
|  |                      | -    | 2,705                                  | 1280                |
| р.Кальчик                                      | "                    | 0,70 | 0,765                                  | 1160                |
| Р.Сухие Ялы, выше с.Ново-<br>млиновка          | Конга-<br>диабаз     | 4,50 | 4,592                                  | 1100                |
|  |                      |      | 4,556                                  | 1100                |
| р.Кальчик, балка Вали-Тарама<br>у с.Знаменовка | Лампрофир            | 1,52 | 2,260                                  | 1450                |
| Р.Каратыш, левый берег, выше<br>с.Украинка     | Кварцевый<br>порфир  | 4,31 | 6,28                                   | 1418                |
| Там же   | То же                | 3,32 | 4,796                                  | 1420                |
| Выше с.Украинка                                | " "                  | 4,40 | 5,66                                   | 1310                |
| Р.Каратыш, левый берег                         | " "                  | 4,21 | 5,251                                  | 1280                |
| Балка Водяная                                  | " "                  | 4,90 | 5,12                                   | 1125                |
| Р.Кальчик, балка Грузская                      | " "                  | 3,90 | 4,610                                  | 1230                |
|  |                      | -    | 4,432                                  | 1200                |
| С.Каменные Могилы (В.П.Куп)                    | " "                  | 2,70 | 3,668                                  | 1360                |

выделить Верхнеингульское дайковое поле, где скважинами вскрыты диабазы изотопного возраста 1300 млн. лет. Юго-восточнее г.Новоукраинка в бассейне р.Черный Ташлык вскрыты диабазы возрастом 1280 млн.лет, которые можно ограничить Верхнеташлыкским дайковым полем. К породам этой группы относятся диабазы и оливиновые диабазы рек Ингулец и Саксагань возрастом 1460 - 1140 млн.лет, слагающие Южно-Криворожское дайковое поле.

Для многочисленных дайковых пород приазовской части щита можно выделить два поля: Бердинско-Кальчикское (в бассейнах рек Лозоватка, Обиточная, Кильтичия, Берда, Каратыш, Кальчик и их притоков) и Кальмиусское.

В первое входят дайковые породы различного состава: диабазы р.Камышевка у с. Андреевка (1450 млн.лет), р.Каратыш у с.Новокараповка (1333 млн.лет), с. Боевое (1314 млн.лет), р.Берестовая у пос.Выбоево (1214 млн.лет), р.Лозоватка у с.Кривка (1210 млн.лет) р.Обиточная вблизи Могилы Салтычья (1220 млн.лет), балки Грузская по р.Кальчик (1200 млн.лет); оливиновые диабазы р.Обиточная (1200 млн.лет) и р.Кальчик (1160 млн.лет); лампрофиры р.Кальчик



(1450, 1500 млн.лет); кварцевые порфиры р.Каратыш (1280, 1310, 1418, 1420 млн.лет) и р.Кальчик (1200, 1230 млн.лет); в подчиненном количестве присутствуют дайки лампрофиров.

Состав даек второго (Кальмиусского) дайкового поля в общем аналогичен таковому Бердинско-Кальчикского. В нем также преобладают диабазы, наряду с которыми встречаются дайки кварцевых порфиров и в меньшем количестве – лампрофиров. Определений изотопного возраста дайковых пород Кальмиусского поля нет, но, судя по их составу, эти породы должны быть разновозрастны с дайковыми породами Бердинско-Кальчикского поля.

Из приведенных данных видно, что большинство дайковых пород верхнего протерозоя сосредоточено в двух частях Ущ: в северо-западной (на Волыни) и в юго-восточной (в Призовье). На остальной площади они развиты ограниченно. Следовательно, активизации, связанной с овручским орогенезом, подверглись главным образом краевые части щита – волынская и призовская. На остальной территории щита дайкообразование носило мелкоочаговый характер и выразилось в формировании единичных даек.

#### СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Состав дайковых пород этой части щита довольно разнообразен. Здесь помимо преобладающих диабазов присутствуют волнисты, порфиристы, кварцевые порфиры, ортофиры, фельзиты и т.д. Все эти породы Л.Г.Ткачук [70] разделил на две генетические группы, резко отличающиеся петрохимически. Дайковые породы, залегающие среди оснических гранитов, увязываются с осническим комплексом, а дайковые породы, связанные территориально с образованиями коростенского комплекса, Л.Г.Ткачук, И.Л.Личак и другие исследователи относят к коростенскому комплексу.

В состав осницкого комплекса, выделенного Л.Г.Ткачуком, входят чередующиеся в виде полос различного состава гранодиориты с включениями многочисленных ксенолитов и пачек метаморфизованных кислых эффузивов.

Вулканогенные образования этого комплекса, детально исследованные в 1948 и 1970 гг. Л.Г.Ткачуком и А.Я.Хатунцевой, представляют собой значительно метаморфизованные и гранитизованные породы основного и кислого состава. А.Я.Хатунцева выделила их в кератофир-диабазовую формацию.

Дайковые породы, развитые в пределах осницкого комплекса, представлены преимущественно разновидностями основного состава:

габбро-диабазы, амфиболовыми и оливиновыми диабазы, реже кислыми породами (кварцевыми порфирами и кварцевыми порфиритами). Их детально исследовали И. Л. Личак [26], А. Я. Хатунцева и другие. Согласно данным И. Л. Личака, дайки, сопряженные с областью развития осницкого комплекса, развиты от северной границы кристаллической полосы до р. Случь на юге. Среди них наиболее распространены габбро-диабазы. Они обнажаются во многих пунктах. Известны выходы их в окрестностях сел Сновидовичи, Мухное, ст. Томашгород, Мочулянка, сел Осницк, Масевичи, Карпиловка, Александровка, Антолин, Поташка, Боровое, Млинка и др.

Простирания даек габбро-диабазов северо-восточные, близкие к субширотному, и северо-западные, близкие к субмеридиональному; они характерны и для других даек этого района. Предполагаемая мощность их достигает 50 - 100 м.

По минеральному составу габбро-диабазы мало отличаются от оливинового габбро и могут быть названы оливиновыми габбро-диабазы. Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз, пироксен, рудные минералы, оливин; вторичными - биотит, роговая обманка; в небольших количествах присутствуют калиевый полевой шпат и кварц.

Структура габбро-диабазов офитовая с переходами к габбро-офитовой.

Плагиоклаз представлен удлиненно-призматическими выделениями. Состав его, по данным И. Л. Личака, колеблется от № 50 - 60 до № 75 - 80, а по данным А. Я. Хатунцевой, от № 51 - 58 до № 64-65. Сдвойникован плагиоклаз преимущественно по альбитовому закону, реже, по карлсбадскому, иногда по периклиновому.

Пироксен представлен моноклинной и ромбической разновидностями, из которых первая преобладает. Обычно эти разновидности находятся в сростании. Ксеноморфные зерна заполняют промежутки между выделениями плагиоклаза. Для моноклинных пироксенов характерны такие параметры:  $2V$  от  $+40$  до  $+47^\circ$  (иногда снижается до  $+37^\circ$ );  $c/Mg = 37 - 42^\circ$ . И. Л. Личак отнес их к магнезиальным диопсидам и пикноитам. Ромбический пироксен представлен гиперстеном с обычными для него  $2V$  от  $-52$  до  $-70^\circ$  и  $c/Mg = 0 - 8^\circ$ .

Оливин присутствует почти во всех дайках в переменных количествах, местами составляя до 6% (по данным А. Я. Хатунцевой - до 14 - 16%). Он образует преимущественно неправильные, реже идиоморфные выделения размером до 2,5 мм,  $2V$  колеблется от  $-73$



Т а б л и ц а 9. Химический состав габбро-диабазов и диабазов, %

| Компо-<br>нент | 1      | 2      | 3     | 4      | 5                   | 6     | 7      | 8      |
|----------------|--------|--------|-------|--------|---------------------|-------|--------|--------|
| $SiO_2$        | 45,22  | 47,44  | 48,40 | 50,20  | 46,33               | 48,95 | 52,81  | 47,88  |
| $TiO_2$        | 1,38   | 1,03   | 1,23  | 1,02   | 0,82                | 0,46  | 1,19   | 0,92   |
| $Al_2O_3$      | 16,92  | 17,30  | 16,40 | 14,98  | 17,35               | 19,17 | 11,70  | 18,38  |
| $Fe_2O_3$      | 3,76   | 3,09   | 0,56  | 0,25   | 2,96                | 2,23  | 1,58   | 1,79   |
| $FeO$          | 10,79  | 9,95   | 10,39 | 11,03  | 8,97                | 7,43  | 8,64   | 8,43   |
| $MnO$          | 0,15   | 0,17   | 0,24  | 0,19   | 0,19                | 0,10  | 0,17   | 0,13   |
| $MgO$          | 7,99   | 7,03   | 6,77  | 7,96   | 9,17                | 5,12  | 8,74   | 8,60   |
| $CaO$          | 9,91   | 11,01  | 11,09 | 9,90   | 11,04               | 12,14 | 10,78  | 10,60  |
| $Na_2O$        | 2,21   | 1,66   | 2,38  | 3,44   | 1,64                | 2,55  | 2,64   | 2,43   |
| $K_2O$         | 0,41   | 0,45   | 0,80  | 0,21   | 0,34                | 0,50  | 0,48   | 0,44   |
| $SO_3$         | 0,12   | 0,06   | 0,09  | 0,17   | 0,10 <sup>(5)</sup> | 0,17  | 0,16   | 0,18   |
| $P_2O_5$       | 0,46   | 0,22   | 0,33  | -      | 0,27                | 0,15  | 0,44   | 0,14   |
| $CO_2$         | 0,30   | 0,22   | 0,17  | -      | 0,38                | 0,35  | 0,52   | -      |
| $H_2O$         | 0,16   | 0,08   | 0,16  | 0,23   | 0,10                | 0,01  | 0,10   | -      |
| П. п. п.       | 0,39   | 0,01   | 1,14  | 0,99   | 1,01                | 0,16  | 0,47   | 0,29   |
| Сумма          | 100,17 | 100,72 | 99,85 | 100,57 | 100,67              | 99,49 | 100,42 | 100,21 |

Примечание. Габбро-диабазы: 1 - с. Мухное, 2 - с. То-машгород, урочище Купье, 3 - с. Масевичи, урочище Гороховка, 4 - с. Александровка, 5 - с. Мочулянка, левый берег р. Виля, 6 - в 2,5 км на северо-запад от с. Карпиловка; диабазы: 7 - с. Сновидови-чи, 8 - с. Анатолин (анализы 1 - 5 - по данным И. Л. Личака, 6 - 8 - по данным А. Я. Хатунцевой)

до  $-86^{\circ}$ , что соответствует содержанию 52 и 24 % фаялитовой состав-ляющей (по данным И. Л. Личака).

Рудные минералы представлены магнетитом, титаномagnetитом, ильменитом, изредка сульфидами (преимущественно пиритом). Они образуют неправильные, часто скелетные выделения.

Роговая обманка и биотит являются вторичными минералами, развивающимися как продукты замещения пироксена.

Химический состав габбро-диабазов осницкого комплекса приведен в табл. 9.

Отношение  $FeO/MgO$  в оливиновых габбро-диабазов осницкого комплекса близко к единице, иногда с небольшими колебаниями в сторону увеличения  $MgO$ . По химизму оливиновые габбро-диабазы приближаются к среднему составу оливинового диабаза Дали.

Кварцевый порфирит обнажается в виде небольших глыб на правом берегу р. Бобер. Полевой шпат вкрапленников представлен плагиоклазом, состав которого колеблется от андезина (№ 40) до альбита. Обычно плагиоклаз частично соскритизирован. Основная мелкозернистая масса кварцевого порфирита складывается микропегматитовыми сростаниями калиевого полевого шпата и кварца.

Химический состав кварцевого порфирита, по данным Л. Г. Ткачука и А. Я. Хатунцевой, следующий (в %):  $SiO_2$  68,10;  $TiO_2$  0,56;  $Al_2O_3$  13,78;  $Fe_2O_3$  1,05;  $FeO$  5,94;  $MnO$  0,10;  $MgO$  1,33;  $CaO$  3,11;  $Na_2O$  3,39;  $K_2O$  1,63;  $SO_3$  0,13;  $P_2O_5$  0,046;  $H_2O^+$  0,71;  $H_2O^-$  0,18; сумма 100,06. По химическому составу он близок к среднему дациту Дали.

Кварцевый порфир встречается в обнажении Ст. Малковским (описан Л. Г. Ткачуком в 1948 г.) только у с. Боровино на правом берегу р. Рокита. Это светло-серая тонкозернистая порода с порфиристыми вкрапленниками кварца размером от 2-3 до 5-6 мм в поперечнике. Основная мелкозернистая масса состоит из полевых шпатов, кварца, биотита, мусковита, иногда серицита и редких зерен циркона. Полевые шпаты преимущественно калиевые, в подчиненном количестве находится кислый плагиоклаз типа альбит-олигоклаза (№ 15).

Химический состав кварцевого порфира, по данным Л. Г. Ткачука, следующий (в %):  $SiO_2$  75,14;  $TiO_2$  0,12;  $Al_2O_3$  12,75;  $Fe_2O_3$  1,10;  $FeO$  1,12;  $MnO$  0,06;  $MgO$  0,48;  $CaO$  0,48;  $Na_2O$  3,28;  $K_2O$  4,79;  $P_2O_5$  0,13;  $CO_2$  0,07;  $H_2O^+$  0,57;  $H_2O^-$  0,08; сумма 100,11.

По химизму кварцевый порфир с. Боровино приближается к среднему составу кварцевых порфиров Дали.

Коростенский интрузивно-метасоматический комплекс объединяет большую группу генетически связанных, близких по возрасту габбро-анортозитовых и рапакиви-гранитоидных пород.

В северо-западной части щита, южнее и юго-восточнее области развития пород осницкого комплекса, среди пород коростенского комплекса широко развиты дайковые породы, которые, по единодушному мнению большинства исследователей этого района, генетически связаны с коростенским комплексом. Формирование их приурочено к завершающему этапу становления Коростенского плутона. Дайковые породы этого участка Волыни изучали В. Е. Тарасенко [69], В. И. Лучицкий [28], С. М. Рябоконт, В. И. Лебединский и др.

Развиты описываемые породы главным образом в Коростенском, Емельчинском, Городницком, Олевском, Володарск-Волынском районах. Здесь это самые молодые образования; они секут все разновидности



кристаллических пород в виде даек мощностью от 0,5 до 15 м. Простирание даек преимущественно северо-западное, реже - субмеридиональное. Наиболее крупной является вскрытая бурением Звездаль-Залесская дайка габбро-диабазов, простирающаяся в меридиональном направлении.

Представлены дайковые породы разновидностями как основного, так и кислого ряда. Среди дайковых пород основного состава выделяются диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты (вольфрамиты). Дайковые породы кислого состава представлены кварцевыми порфирами, микрогранитами или гранит-порфирами. Из разновидностей среднего состава присутствуют ортофиры и порфириты.

Диабазы преобладают над остальными разновидностями. Они развиты в окрестностях сел Анжелика, Яблонец, Рудня Ивановская, г. Коростышев в виде крутопадающих даек. Диабазы представляют собой темно-серые мелкозернистые породы с офитовыми структурами. Главными породообразующими минералами их являются пироксен, плагиоклаз, рудные, иногда оливин, вторичными - амфибол, пренит, серицит.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью типа авгита (по В.И. Лебединскому - пижонит). Он образует ксеноморфные зерна, окрашенные в буроватый цвет с сиреневым оттенком;  $2V$  колеблется от  $+40$  до  $+50^\circ$ ; с  $Mg = 38 - 41^\circ$ ; местами замещается бледно-зеленым амфиболом, реже биотитом.

Плагиоклаз слагает удлиненно-призматические кристаллы с ясно выраженным двойниковым строением. Представлен основной разновидностью типа андезин-лабрадора или лабрадора (№ 46 - 50 до № 71).

Рудные минералы представлены преимущественно ильменитом, титаномagnetитом и магнетитом, слагающими удлиненные и неправильной формы зерна, кое-где отороченные биотитом. Апатит присутствует постоянно в переменных количествах в виде короткостолбчатых и игольчатых кристалликов. Диабазы в отдельных дайках в значительной степени амфиболлизированы.

Габбро-диабазы образуют крупные дайки в окрестностях г. Житомир, в селах Рудня Ивановская, Сербы, Слободка, Городница и др. Это темно-серые крупнозернистые массивные породы. Среди них присутствуют оливиновые и безоливиновые разновидности.

Минеральный состав аналогичен составу диабазов: пироксен, плагиоклаз, оливин, рудные минералы, биотит, апатит, анортит. Структура офитовая, пойкилоофитовая с переходом к габбровой.

Пироксен представлен авгитом (по В.И. Лебединскому - пижони-

Т а б л и ц а 10. Химический состав дайковых пород основного состава, %

| Компонент | 1      | 2      | 3      | 4     | 5      |
|-----------|--------|--------|--------|-------|--------|
| $SiO_2$   | 49,74  | 52,67  | 47,17  | 49,48 | 52,67  |
| $TiO_2$   | -      | 3,46   | 1,75   | 2,23  | 3,46   |
| $Al_2O_3$ | 14,88  | 13,00  | 15,04  | 12,48 | 13,00  |
| $Fe_2O_3$ | 3,08   | 5,13   | 5,41   | 5,01  | 5,13   |
| $FeO$     | 10,55  | 11,25  | 11,00  | 12,50 | 11,25  |
| $MnO$     | -      | -      | 0,14   | 0,17  | -      |
| $MgO$     | 5,73   | 1,25   | 5,10   | 3,31  | 1,25   |
| $CaO$     | 9,62   | 6,25   | 7,89   | 6,33  | 6,25   |
| $Na_2O$   | 2,56   | 4,35   | 2,39   | 3,50  | 4,35   |
| $K_2O$    | 1,34   | 2,32   | 2,35   | 2,18  | 2,32   |
| $P_2O_5$  | -      | -      | 1,22   | 0,98  | -      |
| $SO_3$    | -      | -      | 0,62   | -     | -      |
| $CO_2$    | -      | -      | -      | -     | -      |
| $H_2O^+$  | 3,10   | -      | 0,06   | 0,17  | 0,60   |
| $H_2O^-$  | -      | 0,60   | 0,13   | -     | -      |
| П. п. п.  | -      | -      | -      | 1,36  | -      |
| Сумма     | 100,60 | 100,28 | 100,27 | 99,70 | 100,28 |

П р и м е ч а н и е: 1 - габбро-диабаз, Восточная Волянь, с. Слободка (данные М.И. Ожеговой); 2 - диабаз, с. Анжелика (данные В.Н. Чирвинского); 3 - оливиновый диабаз, с. Рудня Ивановская (бывшая Янча-Рудня) (данные Г.М. Коровиченко); 4 - оливиновый диабаз, с. Губково (данные И.Л. Личака); 5 - оливиновый диабаз, с. Красногорка (данные В.Н. Чирвинского).

том), слагающим буроватые ксеноморфные зерна; 2V от +57 до +67 °; с  $Mg = 54$  °. Оливин присутствует в подчиненном количестве, обычно в виде изометричных зерен в пироксене; 2V от -69 до -70 °. Плаггиоклаз образует крупные призматические кристаллы, нередко с ясно выраженным зональным строением. Состав его соответствует андезин-лабрадору или лабрадору (№ 45 - 70) с полисинтетическим двойникованием преимущественно по альбитовому и карлсбадскому законам.

В интерстициях часто присутствует анортоклаз, зачастую с пертитовыми вростками; иногда пертит окаймляет выделения плаггиоклаза.

Рудные минералы представлены ильменитом и титаномагнетитом, иногда присутствуют сульфиды (табл. 10).

Диабазовые порфириты (воляниты) также широко развиты в пре-



делах Волыни. Впервые они описаны Г. Осовским в 1871 г., давшим им название "вольниты".

Дайки вольтитов известны во многих пунктах: вблизи г. Овруч, в с. Ушомир, Глумче, Бобрице, Симаковка, Васьковичи, Михайловка, Белка, Крук, Сушка, Пугачевка, Яблонец. Они секут серые житомирские граниты.

Вольтит представляет собой темно-серую или светлую зеленовато-серую мелкозернистую породу со светлыми порфировыми выделениями плагиоклаза, достигающими 3-4 см по длинной оси. Главными минералами основной массы вольтита являются плагиоклаз, пироксен, титаномагнетит, ильменит, изредка калий-натриевый полевой шпат и кварц, вторичными - амфибол и биотит; из аксессуарных присутствует апатит, иногда пирит и пирротин.

Плагиоклаз порфировых выделений в большинстве случаев замещается серицитом и сосюритом, принадлежит к основной разновидности с колебаниями от № 41 - 48 до № 63.

Плагиоклаз основной массы образует удлиненно-призматические зерна с ясно выраженным полисинтетическим двойникованием, преимущественно по альбитовому закону, кое-где наблюдается зональное строение. По составу отвечает андезину или олигоклаз-андезину.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью типа авгита или энстатит-авгита (пижонита). Он слагает призматические и ксеноморфные зерна буроватого цвета. Местами замещается амфиболом.

Титаномагнетит и ильменит присутствуют в переменных количествах, первый - в виде неправильных зерен, второй - в виде шестобразных выделений. Спорадически наблюдаются пирротин и пирит.

Структура вольтитов порфитовая с диабазовой или интерсертальной структурой основной массы (табл. II).

Наряду с диабазовыми порфиритами (вольтитами) В.Н. Чирвинский и В.И. Лучицкий выделяют среди основных дайковых пород авгитовые порфириты, секущие красные граниты в окрестностях с. Ставки и выступавшие на дневную поверхность у с. Бараши близ левого берега р. Уж. Минеральный состав их близок к таковому диабазовых порфиритов, но отличается более кислым характером плагиоклаза.

Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином или олигоклазом, слагающим беспорядочно ориентированные, местами флюидально расположенные (с. Бараши) лейсты с двойниковым строением. Пироксен присутствует в подчиненном количестве, представлен моноклинной разновидностью типа авгита в виде мелких зерен или удлиненных кристаллов. Интерстиции заполнены слабо раскристаллизованным стеклом.

Т а б л и ц а II. Химический состав волынитов, %

| Компонент | I     | 2      | 3      | 4      |
|-----------|-------|--------|--------|--------|
| $SiO_2$   | 54,46 | 50,46  | 53,09  | 54,15  |
| $TiO_2$   | 3,09  | 2,22   | 2,21   | 2,15   |
| $Al_2O_3$ | 15,14 | 16,60  | 17,72  | 12,85  |
| $Fe_2O_3$ | 3,40  | 0,96   | 3,27   | 3,86   |
| $FeO$     | 8,25  | 11,18  | 10,24  | 10,10  |
| $MnO$     | -     | 0,18   | 0,21   | сл.    |
| $MgO$     | 2,04  | 4,25   | 1,41   | 2,53   |
| $CaO$     | 5,34  | 6,31   | 6,36   | 9,74   |
| $Na_2O$   | 4,36  | 3,66   | 2,12   | 1,39   |
| $K_2O$    | 2,12  | 1,91   | 2,70   | 3,12   |
| $P_2O_5$  | -     | 0,68   | -      | -      |
| $SO_3$    | -     | -      | 0,10   | 0,24   |
| $H_2O^+$  | -     | 1,68   | -      | -      |
| $H_2O^-$  | 1,10  | 0,24   | -      | -      |
| П. п. п.  | -     | -      | 1,30   | 0,81   |
| Сумма     | 99,30 | 100,33 | 100,73 | 100,94 |

Примечание: I - с. Бобрица, урочище Ужова Гора (данные В. Н. Чирвинского); 2 - с. Михайловка (данные В. И. Лучицкого, М. И. Ожеговой); 3 - с. Бобрица, урочище Ужова Гора (данные С. И. Назаревич); 4 - с. Бобрица, урочище Вилы (данные С. И. Назаревич)

Рудные минералы в переменном количестве представлены ильменитом и титаномagnetитом.

Помимо дайковых пород основного состава в области развития пород коростенского комплекса встречены дайки, сложенные кварцевыми порфирами, ортофирами, фельзитами, гранит-порфирами, вулканическим стеклом. Эти породы исследовали В. Н. Чирвинский, В. И. Лучицкий, В. И. Лебединский, С. М. Рябоконь и др.

Ортофиры выступают среди гранитов в районе сел Чмаль, Сухая Воля, Степановка, Рудовель, Крук. Это темно-серая тонкозернистая порода с порфировыми выделениями розового полевого шпата, представленного анортотоклазом. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом анортотоклаза, плагиоклаза, бледно-зеленой роговой обманки, в меньших количествах присутствуют биотит и рудный минерал. Химический анализ ортофира приведен в табл. 12.

Дайковые породы наиболее кислого состава представлены фель-



Т а б л и ц а 12. Химический состав дайковых пород, %

| Компонент                      | 1     | 2     | 3     | 4      | 5     | 6     | 7      |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 59,67 | 64,05 | 75,91 | 70,54  | 72,03 | 72,95 | 74,50  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,89  | -     | -     | -      | 0,30  | 0,03  | 0,10   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,84 | 16,06 | 16,42 | 17,05  | 14,09 | 13,84 | 14,53  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,76  | 2,43  | 2,87  | 0,17   | 1,40  | 0,63  | 0,88   |
| FeO                            | 0,73  | 5,72  | 0,20  | 1,73   | 1,79  | 1,71  | 1,36   |
| MnO                            | -     | -     | -     | -      | -     | 0,03  | 0,11   |
| MgO                            | 1,80  | 0,34  | 2,26  | 0,33   | 0,67  | 0,15  | 0,18   |
| CaO                            | 4,75  | 3,15  | Следы | 0,90   | 0,70  | 0,79  | 0,41   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,22  | 2,64  | 1,23  | 5,62   | 2,68  | 3,80  | 4,16   |
| K <sub>2</sub> O               | 1,24  | 4,63  | 0,81  | 3,56   | 5,99  | 5,25  | 3,67   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,81  | -     | -     | 0,92   | -     | 0,50  | 0,18   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | -     | 0,55  | -     | -      | 0,22  | 0,12  | 0,24   |
| Сумма                          | 99,71 | 99,57 | 99,70 | 100,82 | 99,87 | 99,80 | 100,32 |

Примечание: 1 - порфирит, Восточная Волна, с. Горбово; 2 - ортофир, с. Крук; 3 - кварцевый порфир, с. Збранок, долина Ров; 4 - кварцевый порфир, Восточная Волна, с. Просека; 5 - биотит-амфиболовый гранит-порфир, с. Горбово; 6 - фельзит, с. Чмель; 7 - фельзит, с. Тегеницы, в вѐмке железной дороги. (Данные: 1, 6 - В.И. Лучицкого, 2 - В.Н. Чирвинского, 3, 5 - В.И. Лучицкого, М.И. Ожеговой, 4 - И.А. Морозевич, 7 - В.И. Лебадинского).

зитами и гранит-порфирами. Обнажения фельзитов наблюдаются в селах Чмель, Полоничево.

Фельзиты - это плотные темно-серые породы афанитового сложения с немногочисленными мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата. Полевой шпат вкрапленников представлен альбитизированным плагиоклазом (№ 3 - 10) и калиевым полевым шпатом. Основная масса сложена микрзернистым агрегатом кварца, калиевого полевого шпата и биотита.

Структура породы порфировая с микрзернистой структурой основной массы, переходящей местами в несовершенную сферолитовую, в приконтактных участках дайки - в фельзитовую. По химическому составу фельзиты аналогичны гранит-порфирам с. Горбово (табл. 12).

Гранит-порфиры встречаются в немногочисленных пунктах в виде жил, секущих граниты и породы гнейс-мигматитовой толщи. Они обнажаются в селах Горбово и Чмель. Это темно-серые с красноватым оттенком породы с вкрапленниками плагиоклаза и калиевого полевого шпата размером до 6 - 8 мм, а также амфибола и агрегатов биотита; изредка присутствует кварц.

Плагноклаз вкрапленников значительно серицитизирован, принадлежит олигоклазу (№ 28). Отдельные вкрапленники окаймляются оторочками микроклин-пертита.

Калиевый полевой шпат вкрапленников представлен микроклин-пертитом.

Амфибол вкрапленников, по определению В.И. Лебединского, представлен двумя разновидностями — арфведсонитом, характерным для рапакиви, и сине-зеленым амфиболом, близким к гастингситу.

Основная тонкозернистая масса сложена агрегатом кварца, микроклина с подчиненными выделениями альбит-олигоклаза, амфибола и биотита. В незначительном количестве встречаются апатит и магнетит. Структура основной массы микрогранитовая, участками аплитовая.

По химическому составу (см. табл. 12) гранит-порфиры с Горбово близки к коростенским гранитам.

По мнению И.Л. Личака [26] и других исследователей, дайковые породы Вольни генетически связаны с различными этапами формирования коростенского комплекса. Причем дайковые поля основного ряда одни исследователи (например, В.И. Лучицкий) относят к наиболее древним дайковым образованиям, проявившимся до внедрения коростенских гранитов, другие же приводят факты, свидетельствующие о том, что волнисты секут граниты плутона. Дайки кислого состава являются более молодыми относительно гранитов плутона.

Дайковые породы, залегающие среди осницких гранитов, петрохимически существенно отличаются от даек, связанных территориально с коростенским магматическим комплексом. Для них, как и для габбровых пород осницкого комплекса, характерна более высокая основность.

Дайковые породы коростенского комплекса характеризуются более высоким содержанием железа по отношению к магнию и кальцию, в дайках же осницкого комплекса отношение  $Fe : Mg : Ca$  примерно 1:1:1. О генетическом родстве дайковых и глубинных пород Коростенского плутона свидетельствуют повышенная железистость темноцветных минералов, сравнительно низкая основность плагноклаза и постоянное присутствие калий-натриевого полевого шпата, а также повышенные содержания калия и титана.

Во всех разновидностях обеих групп дайковых пород северо-западной части щита спектральным анализом (по данным А.Я. Хатуңцевой) установлены одинаковые элементы-примеси:  $Ni, Co, V, Cr, Zr, Cu, Ga, Ba, Sc, Y, Yb, Sr, Ba$ , в единичных образцах —  $Mo, Sr$ , содержания которых несколько превышают кларковые. Кроме



того, в некоторых образцах дайковых пород, секущих оснищие граниты, установлен  $La$ , не обнаруженный в дайках коростенского комплекса. Содержания всех этих элементов в основном не превышают кларковые, лишь в отдельных дайках содержания  $Co$ ,  $Zr$ ,  $Cu$ ,  $Ba$ ,  $Sc$ ,  $Y$  немного выше кларковых.

#### ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ШИТА

Позднедокембрийские дайковые породы в центральной части УЩ развиты менее, чем в северо-западной и приазовской частях. К породам этой возрастной группы относятся диабазы и оливиновые диабазы рек Ингулец и Саксагань, изотопный возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, 1460 - 1140 млн. лет (Южно-Криворожское дайковое поле). Заметим, однако, что для оливиновых диабазов из скважин Центрального Саксаганского участка [59] изотопный калий-аргоновый возраст определен в 1600 - 1650 млн. лет. Следовательно, в пределах Криворожской зоны имела место активизация как в позднем, так и в среднем докембрии.

Единичные дайки позднего докембрия встречаются в пределах Кировоградского блока, где основная масса даек формировалась в среднем докембрии. Так, дайка диабазы возрастом 1300 млн. лет вскрыта скважиной севернее г. Кировоград у с. Лелековка (Верхнеингульское дайковое поле). Еще одна дайка диабазы возраста 1280 млн. лет вскрыта юго-восточнее г. Новоукраинка у с. Елизаветовка (Верхнеташлыкское дайковое поле).

Дайковые породы Криворожского района детально описал И. С. Усенко [72], который выделил среди них две группы. К первой отнесены метаморфизованные дайковые образования - амфиболитизированные диабазы (эпидиабазы), секущие в субмеридиональном направлении плагиоклазовые граниты по р. Саксагань, и мигматиты по р. Ингулец. Эти породы, по мнению И. С. Усенко, древнее пород саксаганского комплекса. Они близки к покровным метабаазитам р. Саксагань, существенно отличаясь от диабазов р. Базавлук и Ингуло-Ингулецкого водораздела.

Дайки эпидиабазов более развиты по р. Ингулец в районе Карачунской плотины. По р. Саксагань встречаются их отдельные выходы.

Среди амфиболитизированных диабазов выделяются две разновидности. В первой амфибол представлен бледноокрашенной роговой обманкой типа актинолита. Плагиоклаз, присутствующий в виде призматических и таблитчатых зерен размером 0,6х0,22 мм, представлен лабрадором (№ 47 - 60). Он интенсивно замещается цоизитом. Кроме биотита, хлорита и цоизита из второстепенных минералов в заметных

Т а б л и ц а 13. Химический состав диабазов, %

| Компонент | 1      | 2      | 3     | 4      | 5      | 6      |
|-----------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| $SiO_2$   | 52,36  | 53,20  | 53,48 | 53,28  | 51,40  | 51,58  |
| $TiO_2$   | 0,48   | 0,70   | -     | -      | 0,60   | 1,22   |
| $Al_2O_3$ | 14,17  | 14,30  | 14,64 | 15,26  | 13,84  | 14,89  |
| $Fe_2O_3$ | 1,69   | 0,73   | 2,53  | 3,04   | 0,76   | -      |
| $FeO$     | 7,43   | 7,39   | 6,89  | 11,37  | 10,58  | 9,18   |
| $MnO$     | 0,19   | -      | -     | -      | 0,24   | -      |
| $MgO$     | 8,11   | 9,76   | 7,16  | 4,33   | 6,04   | 7,81   |
| $CaO$     | 8,50   | 8,96   | 9,89  | 8,46   | 0,87   | 10,97  |
| $Na_2O$   | 3,78   | 2,60   | 2,93  | 2,68   | 3,98   | 1,84   |
| $K_2O$    | 1,56   | 0,42   | 1,02  | 0,86   | 0,99   | 0,59   |
| $F$       | 0,02   | -      | -     | -      | 0,02   | -      |
| П. п. п.  | 2,27   | 2,49   | 1,08  | 1,13   | 2,18   | 2,07   |
| Сумма     | 100,56 | 100,55 | 99,62 | 100,41 | 101,50 | 100,15 |

Примечание: 1 - левый склон р. Саксагань, выше пос. Соколовка; 2 - пос. Соколовка, левый склон р. Саксагань; 3 - средняя часть жили у с. Соколовка; 4 - левый берег р. Саксагань, выше владения в нее балки Сухая; 5 - левый склон р. Ингулец; 6 - р. Ингулец, выше с. Карачаны (Данные: 1, 3, 4, - И.С.Усенко, 2, 5 - В.Е.Тарасенко, 6 - Л.Г.Бернадской).

количествах отмечается титанит; изредка присутствуют апатит и кварц. Структура эпидиабазов большей частью офитовая.

Амфиболизированные диабазы второй разновидности более перекристаллизованы. Амфибол в них представлен интенсивно окрашенной обыкновенной роговой обманкой;  $2V$  равно  $-78^\circ$ , с  $Ng = 18^\circ$ . Форма зерен коротко- и длиннопризматическая. Амфибол частично замещается биотитом и хлоритом. Плагноклаз образует таблитчатые, реже призматические зерна, местами он полностью эпидотизирован и альбитизирован. В заметных количествах присутствует кварц.

Отличительной особенностью этой разновидности является значительное количество рудного минерала и апатита. Структура породы гранобластовая, реже бластодиабазовая.

Как видно из табл. 13, химический состав амфиболизированных диабазов не стабилен. Самые большие колебания наблюдаются в содержаниях  $Fe_2O_3$  (0,73 - 3,04 %),  $FeO$  (6,89 - 11,37 %),  $MgO$  (4,33 - 9,76 %) и  $CaO$  (0,87 - 10,97 %), что зависит от степени изменения диабазов.



Ко второй, более молодой, группе дайковых пород отнесены и оливковые диабазы, секущие в широтном направлении породы саксаганского комплекса и мигматизированные плагиоклазовые граниты, что обнаружено И.С.Усенко по р.Саксагань между селами Оболонька и Соколовка. Установлено также, что именно эти дайковые породы, по данным изотопного калий-аргонового метода, образовались в позднем докембрии.

Оливковые диабазы обнаружены в многочисленных пунктах по рекам Саксагань и Ингулец. По р.Ингулец они секут кристаллические сланцы саксаганской свиты в виде субширотных даек мощностью от нескольких десятков сантиметров до 15 м и более. Оливковые диабазы р.Саксагань (в шахтах и обнажениях) отмечены в виде субширотных даек мощностью от 10 см до 15 м, секущих мигматиты, граниты и породы саксаганской свиты. Это в различной степени измененные темно-серые мелкозернистые образования с офитовой и пойкилоофитовой структурой.

Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз и пироксен, второстепенными — оливин, рудные минералы; к вторичным относятся амфибол, биотит, илдингсит, серицит, карбонат.

Плагиоклаз образует редкие вкрапления, обычно с зональным строением, состав которых (по данным И.С.Усенко) от центра к периферической части зерна меняется от № 75 до № 90; в основной массе он также находится в виде идиоморфных удлиненно-призматических зерен с четко выраженным двойникованием. Состав его колеблется от № 64 до № 72.

Пироксен образует ксеноморфные буроватые зерна; представлен моноклинной разновидностью типа авгита;  $2V$  от  $+48$  до  $+58$ ;  $n_g = 40^\circ$ .

Оливин присутствует в довольно значительных количествах (в среднем до 4 %) в виде корродированных зерен, частично замещенных илдингситом.

Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом, образующими идиоморфные и неправильные зерна.

Данные химических анализов оливковых диабазов Криворожского района (анализы 1, 2) и аналогичных по изотопному возрасту даек оливинсодержащих диабазов Кировоградского блока (скв. 6146 и 1637), (анализы 3, 4) приведены в табл. 14.

Как видно из таблицы, оливинсодержащий диабаз с.Лелековка (скв. 6146) по химическому составу очень близок к диабазам Криворожского района (анализы 1, 2). Оливинный же диабаз с.Елизаветов-

Т а б л и ц а 14. Химический состав оливиновых диабазов, %

| Компонент  | 1     | 2     | 3      | 4      |
|------------|-------|-------|--------|--------|
| $SiO_2$    | 47,74 | 48,55 | 49,28  | 45,43  |
| $TiO_2$    | 0,86  | 0,13  | 1,20   | 3,60   |
| $Al_2O_3$  | 16,11 | 13,04 | 15,78  | 16,07  |
| $Fe_2O_3$  | 2,56  | 6,07  | 2,58   | 5,66   |
| $FeO$      | 9,94  | 8,92  | 9,05   | 10,27  |
| $MnO$      | 0,11  | 0,07  | 0,19   | 0,26   |
| $MgO$      | 7,78  | 7,73  | 6,92   | 4,55   |
| $CaO$      | 10,06 | 10,22 | 9,52   | 5,74   |
| $Na_2O$    | 2,22  | 3,37  | 2,06   | 3,24   |
| $K_2O$     | 0,49  | 0,75  | 0,68   | 1,15   |
| $B_2O_5$   | -     | 0,13  | 0,23   | 0,82   |
| $H_2O^+$   | 1,80  | 0,79  | 0,26   | 0,31   |
| $H_2O^-$   | 0,32  | -     | -      | -      |
| П. п. п.   | -     | -     | 2,37   | 2,77   |
| $SO_3$     | -     | -     | 0,27   | 0,25   |
| Сумма      | 99,99 | 99,77 | 100,34 | 100,12 |
| F          | -     | -     | 0,06   | 0,10   |
| $CO_2$ общ | -     | -     | 0,78   | 0,82   |

П р и м е ч а н и е: 1 - левый склон р. Саксагань между селами Ободоновка и Соколовка (данные И. С. Усенко); 2 - левый склон р. Ингулец, ниже железнодорожного моста; 3 - северо-восточнее с. Делековка, скв. 6146, гл. 99,0 м; 4 - с. Елизаветовка, скв. 1637, гл. 67,0 м (2 - анализ В. Е. Тарасенко, 3, 4 - аналитик А. А. Стрыгина).

ка (скв. 1637) несколько отличается от криворожских - главным образом более высоким содержанием  $Ti$ ,  $Fe$ ,  $K$  и более низким  $Ca$  и  $Mg$ .

От эпидиабазов оливиновые диабазы отличаются пониженными содержаниями  $SiO_2$  и повышенной железистостью за счет более высокого содержания  $Fe_2O_3$ , фиксирующегося в рудном минерале.

#### ПРИАЗОВСКАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Приазовская часть УЩ - область самого широкого развития дайковых образований. Дайковые породы этого района издавна привлекали внимание исследователей и были предметом изучения многих геологов. Так, с большей или меньшей степенью детальности их описывали И. А. Морозевич, Б. Ф. Мефферт, Л. Ф. Айнберг, В. И. Луцицкий и П. И. Ле-



бедев, Б.М.Куплетский, С.Г.Шавло, В.Г.Кривенко, И.С.Усенко, В.А.Слипченко, Н.В.Бутурлинов и другие.

В Приазовье, как и на других участках Ущ, дайковые породы являются самыми молодыми. Они секут образования метаморфической толщи, гранитоиды и щелочные породы. Исключение составляют кварцевые порфиры, дайки которых, обнажающиеся по р.Каратыш, вблизи Каменных Могил и с.Екатериновка, секутся розовыми гранитами соответственно каменномогильского и екатериновского типов. Оба массива гранитов приурочены к участкам максимальной густоты даек.

В ряде участков дайки наблюдаются в виде густых роев, слагающих пояса преимущественно северо-западного простирания, приуроченные к тектонически ослабленным трещиноватым зонам. Наибольшая густота даек в бассейнах рек Кальмиус, Кальчик, Каратыш (приток р.Берда) и Конка [62, 64]. Характер размещения даек свидетельствует о том, что формирование их контролировалось глубинными разломами северо-западного простирания.

Дайковые породы приазовской части щита, независимо от их состава, имеют северо-западное простирание, совпадающее с направлением наиболее развитой трещиноватости -  $\angle 310 - 340^{\circ}$  (реки Берда, Каратыш, Конка). Менее развиты дайки субширотного простирания -  $\angle 270 - 290^{\circ}$ , что характерно преимущественно для западной части Приазовья (реки Берда, Каратыш, Конка), а также северо-восточного (реки Берда, Конка и др.), заполняющие, очевидно, поперечные трещины, оперяющие разломы северо-западного простирания.

Мощность даек Приазовья колеблется в очень широких пределах - от первых десятков сантиметров до 50 м и более, но у большинства даек мощность составляет 1 - 5 м.

Отличительная черта дайкового комплекса Приазовья - значительная пестрота состава. На этой части щита существенно преобладают дайки, сформировавшиеся в позднем докембрии. Здесь отмечены породы щелочноземельного и щелочного ряда, а также различные дайковые породы промежуточного состава.

Среди дайковых образований позднего докембрия в приазовской части щита преобладают породы диабазового ряда и кварцевые порфиры. Они развиты на обширной территории, в пределах которой выделяются два основных поля дайковых пород, связанных с активизацией приазовской части щита в позднем докембрии: Бердинско-Кальчикское, включающее бассейны рек Лозоватка, Юшанлы, Обиточная, Кильтичия, Берда с притоками, Кальчик, и Кальмиусское, охватывающее бассейн р.Кальмиус с притоками.

Больше всего в Приазовье дайковых пород основного состава. Среди них по минеральному составу можно выделить несколько разновидностей: оливиновые диабазы, конгидиабазы, диабазовые порфириты и обычные афировые диабазы. Наиболее распространены афировые диабазы, реже - диабазовые порфириты и оливиновые диабазы.

Оливиновые диабазы обнаружены в Западном Приазовье, в бассейнах рек Обиточная, Кильтичия и Конка. Они слагают дайки, секущие обычно вкрест простирания породы докембрия преимущественно в субширотном направлении с отклонениями на СЗ 300 - 305°. Мощность даек оливиновых диабазов колеблется от нескольких десятков сантиметров до 40 м и более.

Главными породообразующими минералами оливиновых диабазов являются плагиоклаз и пироксен, в меньших количествах постоянно присутствуют рудный минерал и оливин. Вторичные минералы представлены амфиболом, биотитом, хлоритом, пренитом, клиноцоизитом, тальком. Из аксессуарных известен апатит. Структура оливиновых диабазов офитовая, ближе к контактам переходит в субофитовую, кое-где с элементами флюидалности.

Плагиоклаз образует идиоморфные удлиненно-призматические зерна размером от 2,15 до 2,5 мм, с ясно выраженными полисинтетическими двойниками. Состав плагиоклаза колеблется от № 50 до № 77, т.е. от лабрадора до битовнита. Как правило, более основными являются плагиоклазы микрофировых выделений, в которых содержание анортитового компонента увеличивается до 77%. Плагиоклазы двойникованы преимущественно по альбитовому закону, реже по альбит-карлсбадскому и карлсбадскому. Повсеместно наблюдаются триады.

Во многих случаях плагиоклаз оливиновых диабазов в значительной степени замещен вторичными минералами. Наиболее развитый вид замещения - пренитизация; реже как продукты преобразования плагиоклаза присутствуют эпидот, карбонат, серицит, хлорит.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью и обычно образует гипидио- и ксеноморфные зерна размером до 2-3 мм, слабо окрашенные в буроватый цвет. Кое-где он замещается обыкновенной роговой обманкой, бурым биотитом и хлоритом.  $2V$  пироксена варьирует от +26 до +56°. Величина  $n_g = 38 - 43$ °. Показатели преломления пироксена изменяются в незначительных пределах:  $n_g = (1,720 \pm 0,002) - (1,729 \pm 0,001)$ ;  $n_p = (1,690 \pm 0,003) - (1,6945 \pm 0,0015)$ ;  $n_g - n_p = 0,028 - 0,029$ . Плотность пироксена, выделенного из оливинового диабаза верховьев р. Обиточная,



3,417. Химический состав его следующий (в %):  $SiO_2$  50,34;  $TiO_2$  0,55;  $Al_2O_3$  3,36;  $Fe_2O_3$  1,58;  $FeO$  11,08;  $MnO$  0,29;  $MgO$  15,74;  $CaO$  15,71;  $Na_2O$  0,39;  $K_2O$  0,07;  $P_2O_5$  0,11;  $H_2O_{расч}$  0,10; п.п.п. 1,04; сумма 100,36 (аналитик С.А.Панченко). Согласно номенклатуре Палдерварта и Хесса, по отношению энстатитовой, ферросилитовой и волластонитовой молекул ( $En:Fs:Wo = 45,5 : 21,9 : 32,6$ ) он попадает в поле авгита. Железистость его равна 34,8 %.

Помимо главных минералообразующих элементов в пироксене спектрально установлены (в %):  $Cr$  0,1;  $Ni$ ,  $Y$  и  $Sc$  по 0,03;  $Zr$  0,003;  $Cu$  и  $V$  по 0,001. Количество оливина в породе не превышает 4-5 %. Он, как правило, наблюдается в виде трещиноватых бесцветных изометричных зерен. Размер зерен изменяется от долей миллиметра до 0,6-0,7 мм;  $2V$  колеблется от  $-74$  до  $-90^\circ$ . Показатели преломления изменчивы:  $n_g = (1,729 \pm 0,001) - (1,761 \pm 0,002)$ ;  $n_m = 1,712 \pm 0,002$ ;  $n_p = (1,687 \pm 0,002) - (1,7255 \pm 0,0025)$ ;  $n_g - n_p = 0,036 - 0,042$ . Железистость оливина, определенная по показателям преломления на диаграмме А.Н.Винчелла, колеблется от  $\sim 29$  до 42,5 %. Оливин часто замещен вторичными минералами: тремолитом, минералами группы серпентин - хлорит, тальком.

Рудный минерал в оливиновых диабазах представлен титаномагнетитом, образующим скелетные и неправильной формы зерна размером до 0,5 мм.

По данным химического анализа, состав титаномагнетита из оливинового диабаза р.Обиточная следующий (в %):  $TiO_2$  24,59;  $Fe_2O_3$  42,71;  $FeO$  30,05;  $MnO$  0,94;  $MgO$  1,71; сумма 100,00 (аналитик А.А.Стеценко). В титаномагнетите спектрально установлены (в %):  $Zn$  0,5;  $Ni$  и  $Cr$  по 0,02;  $V$  0,08;  $Co$ ,  $Zr$  и  $Cu$  по 0,003;  $Pb$  менее 0,001.

Индивидуализированные зерна ильменита в породе встречаются очень редко в виде тонкоигльчатых форм.

Амфиболы представлены буровато-зеленой обыкновенной роговой обманкой и актинолитом. Обыкновенная роговая обманка, как правило, разбивается по моноклинному пироксену. Амфибол типа маложелезистого актинолита или тремолита, слабо окрашенный в зеленый цвет; образует гомоосевые псевдоморфозы по оливину.

Химический анализ оливиновых диабазов (табл. 15) показал, что они по составу являются наиболее основными из всех дайковых пород диабазовой формации (рис. 1).

Помимо главных породообразующих элементов, определенных хи-

Т а б л и ц а 15. Химический состав оливиновых диабазов Приазовья, %

| Компонент     | 1      | 2      | 3     |
|---------------|--------|--------|-------|
| $SiO_2$       | 47,14  | 47,32  | 47,19 |
| $TiO_2$       | 0,94   | 1,53   | 1,49  |
| $Al_2O_3$     | 16,46  | 15,01  | 16,05 |
| $Fe_2O_3$     | 3,55   | 4,81   | 2,10  |
| $FeO$         | 9,90   | 9,02   | 10,33 |
| $MnO$         | 0,21   | 0,19   | 0,08  |
| $MgO$         | 6,91   | 6,54   | 7,13  |
| $CaO$         | 9,66   | 9,32   | 9,93  |
| $Na_2O$       | 2,57   | 2,23   | 2,08  |
| $K_2O$        | 1,08   | 1,04   | 0,83  |
| $P_2O_5$      | 0,18   | 0,38   | 0,17  |
| $SO_3$        | 0,07   | 0,17   | 0,18  |
| $H_2O_{гипр}$ | 0,11   | 0,21   | 0,08  |
| П. п. п.      | 1,32   | 2,40   | 1,85  |
| $CO_2$        | 0,28   | 2,08   | 0,20  |
| F             | 0,19   | -      | 0,26  |
| Сумма         | 100,57 | 102,25 | 99,95 |

Примечание: 1 - р. Кильтичия, с. Ревен; 2 - р. Обиточная выше ж.д. моста; 3 - р. Обиточная, выше с. Обиточное (1, 3 - аналитик С.А. Панченко, 2 - аналитик Услонцева)

мическим анализом, спектральным анализом установлены небольшие содержания  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ,  $Cr$ ,  $Si$ ,  $Pb$ ,  $Zr$ ,  $Zn$ ,  $Ag$ ,  $Sn$ ,  $Ga$ ,  $Sc$ ,  $Y$ ,  $Sr$ ,  $U$ .

Конгадиабазы распространены в пределах Приазовья довольно ограниченно. Они образуют около полутора десятков даек, обнажающихся по берегам рек Берда, Каратыш, Берестовая, Обиточная, Кильтичия, Конка, Сухие Ялы, Юшанлы. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 30 м.

Вмещающими породами, как правило, являются мигматиты, реже - розовые граниты. Чаще всего дайки секут их вкрест простирания. Простирание даек СВ 40 - 80° и СЗ 280 - 340°.

Главными составными частями конгадиабазов являются плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, микропегматит, рудные минералы. Из вторичных в переменных количествах присутствуют амфибол, биотит, эпидот, хлорит. Акцессорные минералы представлены апатитом.



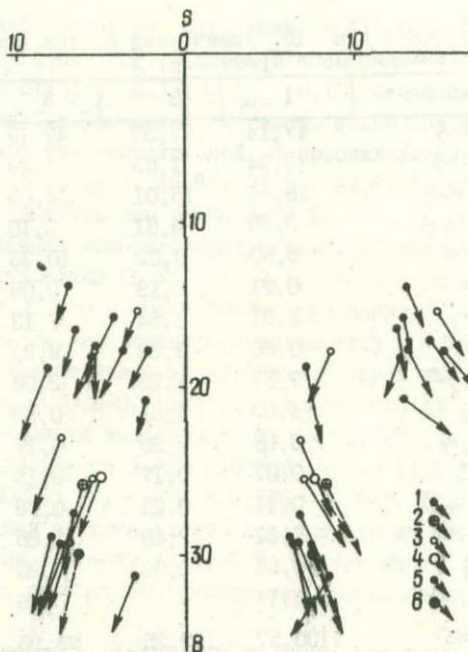


Рис. 1. Векторная диаграмма диабазов Западного Приазовья:

1 - диабаз, 2 - средний диабаз, по Дали, 3 - конгидиабаз, 4 - средний конгидиабаз, по Дали, 5 - оливиновый диабаз, 6 - средний диабаз оливиновый, по Дали

Структура конгидиабазов обычно офитовая или субофитовая.

Плагиоклаз представлен удлиненно-призматическими зернами с четко выраженным двойниковым строением. Состав его колеблется от № 40 до № 78, т.е. от андезина до битовнита. В некоторых дайках плагиоклаз частично или полностью альбитизирован. В таких случаях состав его отвечает № 4 - 9. Наиболее распространено двойникование по карлсбадскому, альбит-карлсбадскому и альбитовому законам, реже - по манебахскому и в единичных случаях - по эстерельскому и бавенскому.

Пироксен, как указывалось, представлен двумя разновидностями - моноклинной и ромбической; моноклинная существенно преобладает. Обычно он резко ксеноморфен по отношению к выделениям плагиоклаза, реже образует гипцидио- или идиоморфные, почти бесцветные зерна;

Т а б л и ц а 16. Химический состав конгидриабазов, %

| Компонент          | 1      | 2      | 3      | 4       |
|--------------------|--------|--------|--------|---------|
| $SiO_2$            | 54,31  | 54,46  | 53,02  | 55,04   |
| $TiO_2$            | 0,78   | 1,76   | 0,87   | 2,42    |
| $Al_2O_3$          | 13,87  | 14,89  | 15,97  | 15,30   |
| $Fe_2O_3$          | 2,22   | 5,28   | 1,88   | 3,27    |
| $FeO$              | 8,23   | 4,45   | 7,32   | 7,89    |
| $MnO$              | 0,17   | 0,15   | 0,24   | 0,15    |
| $MgO$              | 5,81   | 2,17   | 5,74   | 2,72    |
| $CaO$              | 9,66   | 4,07   | 9,45   | 4,27    |
| $Na_2O$            | 2,34   | 4,57   | 2,23   | 3,62    |
| $K_2O$             | 1,27   | 2,82   | 1,17   | 0,12    |
| $P_2O_5$           | 0,18   | 1,18   | 0,19   | 0,78    |
| $SO_3$             | 0,02   | 0,12   | 0,29   | 0,36    |
| $H_2O_{\text{св}}$ | 0,07   | 0,91   | 0,24   | 0,42    |
| П. п. п.           | 1,24   | 2,89   | 1,27   | 3,83    |
| $CO_2$             | 0,21   | 2,54   | 0,21   | Не обн. |
| F                  | -      | 0,10   | 100,09 | -       |
| Сумма              | 100,38 | 102,36 | -      | 100,19  |

Примечание: 1 - р.Обиточная, против с. Сахно, у м.Салтычя; 2 - р.Обиточная, против с.Коца; 3 - правый берег р.Камышеваха, с.Андреевка; 4 - правый берег р.Берестовая (1 - аналитик Р.Л.Левина, 2 - аналитик Услонцева, 3, 4 - аналитик С.А.Панченко)

$2V$  колеблется от  $+33^\circ$  до  $+52^\circ$ ; с  $Mg = 39 - 42^\circ$ ;  $n_g = (1,712 \pm 0,002) - (1,720 \pm 0,002)$ ;  $n_p = (1,6785 \pm 0,0015) - (1,685 \pm 0,005)$ . По оптическим свойствам он должен быть отнесен к авгиту. Продуктами преобразования моноклинного пироксена являются бледно-окрашенная роговая обманка, биотит, хлорит.

Ромбический пироксен присутствует в подчиненном количестве в виде бесцветных гипидио-, реже идиоморфных выделений, иногда с прерывистыми оторочками моноклинного пироксена. Местами частично или полностью он псевдоморфно замещается светлым зеленовато-буроватым серпентиноподобным минералом типа бастита;  $2V$  ромбического пироксена меняется от  $-70^\circ$  до  $-80^\circ$ ;  $n_g = 1,690 \pm 0,003$ ;  $n_m = 1,6785 \pm 0,0015$ ; с  $Mg = 0 - 2^\circ$ .

Рудные минералы представлены титаномagnetитом, ильменитом, гематитом, лимонитом, пиритом, пиротином, халькопиритом.



Характерная особенность конгидиабазов – постоянное присутствие в интерстициях микропегматитовых выделений.

Амфибол является продуктом замещения пироксена. Представлен он обыкновенной зеленой роговой обманкой и бледно-зеленой разновидностью типа актинолита;  $2V$  изменяется от  $-63$  до  $-66^\circ$ ,  $n_y = 1,726 \pm 0,003$ ;  $n_o = 1,7065 \pm 0,0015$ .

Химические анализы конгидиабазов, приведенные в табл. 16, фиксируют повышенные содержания калия, частично железа и титана, что приближает их к синхронным дайковым породам Волны аналогичного состава.

Помимо главных породообразующих элементов в конгидиабазах спектрально установлены постоянные элементы-примеси (в %):  $Ni$  0,001–0,007;  $Co$  – 0,001–0,006;  $V$  – 0,001–0,02;  $Cr$  – 0,001–0,03;  $Zr$  – 0,001–0,06;  $Cu$  – 0,0006–0,1;  $Ga$  – 0,001–0,005;  $Be$  0,0003–0,0006;  $Sc$  0,002–0,003;  $Y$  – 0,002–0,01;  $Sr$  – 0,03–0,2;  $Yb$  – 0,0003–0,0006; реже встречаются  $Pb$  0,003–0,01;  $Zn$  0,1–0,2;  $Sn$  0,005–0,01;  $La$  0,01;  $Ba$  0,05–0,07.

В титаномагнетите, выделенном из конгидиабаза, кроме главных элементов, спектрально установлены (в %):  $Ni$  – 0,01;  $Co$  – 0,001;  $Zr$  – 0,02;  $Zr$  – 0,003;  $Cu$  – 0,003.

Диабазы и диабазовые порфириды в приазовской части щита среди основных пород верхнего докембрия наиболее распространены (фото I, см. вклейку). Они встречаются в бассейнах всех крупных рек Приазовья – Берда, Каратыш, Обиточная, Кильтичия, Лозоватка, Юанлы, Конка, Кальчик, Кальмиус и других, более мелких.

Диабазы секут все кристаллические породы Приазовья. Они слабают дайки мощностью 0,1 – 20 м преимущественно СЗ 286 – 340°; реже встречаются дайки северо-восточного, субширотного и субмеридионального простирания.

Минеральный состав диабазов довольно постоянен: главные породообразующие минералы – плагиоклаз, моноклинный пироксен и рудные минералы; с вторичными изменениями связаны биотит, хлорит, серицит, карбонат, кварц, содержание которых прямо пропорционально степени пресобразования диабазов. Из аксессуарных постоянно присутствует апатит.

Структура диабазов в основном офитовая с элементами пойкилофитовой, диабазовых порфиритов – порфирированной или микрофировой с офитовой структурой основной массы.

Плагиоклаз образует удлиненно-призматические кристаллы с полисинтетическим двойникованием главным образом по альбитовому,

карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам. Состав его в афир-  
 вных разновидностях колеблется от лабрадора до лабрадор-битовнита  
 (№ 52 - 78). Нередко плагиоклаз альбитизирован (№ I - IO). В диа-  
 базовых порфиритах он имеет более кислый состав; в основной мас-  
 се - от андезина до лабрадора (№ 44 - 67) с полисинтетическим  
 двойникованием преимущественно по альбит-карлсбадскому и карлсбад-  
 скому законам; во вкрапленниках представлен теми же вариациями от  
 андезина до лабрадора (№ 37 - 70); двойникование по альбитовому,  
 карлсбадскому, бавенскому, альбит-эстерельскому и манебахскому  
 законам. Химический анализ плагиоклаз вкрапленников из диабазово-  
 го порфирита р. Каратыш следующий (в %):  $SiO_2$  61,02;  $TiO_2$  0,07;  
 $Al_2O_3$  23,68;  $Fe_2O_3$  0,13;  $FeO$  0,20;  $MnO$  0,003;  $MgO$  0,41;  $CaO$  6,58;  
 $Na_2O$  6,58;  $K_2O$  1,32;  $H_2O_{\text{св}}$  0,05; п. п. п. 0,35;  $8aO$  0,04; сум-  
 ма 100,433. Спектральным анализом в этом плагиоклазе установле-  
 ны элементы-примеси:  $V$  0,001;  $Mo$  0,001;  $Zr$  0,003;  $Cu$  0,01;  
 $Pb$  0,04;  $Ag$  0,0003;  $Ga$  0,003;  $La$  0,006;  $Sr$  0,3 (анали-  
 тик Б.В. Мирская, лаборатория ИГЧМ АН УССР).

Пироксен принадлежит к моноклинной разновидности преимущест-  
 венно типа авгита, в отдельных дайках он приближается к титан-авгит-  
 у. Обычно образует гипидиоморфные, удлиненно-призматические зерна,  
 слабо окрашенные в буроватый цвет; в некоторых разновидностях ти-  
 тан-авгит гуще окрашен в сиреневато-бурый цвет;  $2V$  колеблется  
 от +43 до +54°;  $n_g = 1,718$ ;  $n_o = 1,690$ . Нередко пироксен частич-  
 но или полностью замещается амфиболом, биотитом, хлоритом, кар-  
 бонатом.

Рудные минералы представлены преимущественно титаномagneти-  
 том и ильменитом, в меньших количествах присутствуют гематит, ли-  
 монит, иногда наблюдается тонкая сульфидная вкрапленность пирроти-  
 на, пирита, халькопирита.

Из табл. I7 видно, что химизм диабазов несколько различен.  
 Так, если в одной группе отношения  $Fe : Mg : Ca$  приближаются к  
 I : I : I, то в другой  $Fe$  существенно больше, чем  $Mg$ , и несколь-  
 ко увеличивается содержание  $K$ . Все это дает возможность предпо-  
 лагать генетическую разнородность пород этих групп.

Помимо главных породообразующих элементов в диабазах спектраль-  
 но обнаружен постоянный ряд элементов-примесей (в %):  $Ni$  0,001-  
 0,01;  $Co$  0,001-0,006;  $V$  0,001-0,03;  $Cr$  0,003-0,03;  $Zr$  0,006-  
 0,1;  $Cu$  0,0001-0,03;  $Pb$  0,003-0,006;  $Ga$  0,001-0,01;  $Be$  0,001-  
 0,0006;  $Sc$  0,001-0,003;  $La$  0,003-0,01;  $Y$  0,001-0,006;  $Sr$   
 0,03-0,007;  $Ba$  0,01-0,3;  $Yb$  0,003-0,0006. В отдельных дайках



Таблица 17. Химический состав диабазов и диабазовых порфиритов, %

| Компонент     | I      | 2      | 3      | 4       | 5      | 6     | 7     | 8     | 9      | 10     | 11    |
|---------------|--------|--------|--------|---------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| $SiO_2$       | 53,70  | 45,65  | 47,30  | 54,02   | 54,76  | 53,86 | 54,56 | 52,36 | 51,27  | 51,35  | 50,90 |
| $TiO_2$       | 1,00   | 2,92   | 1,95   | 3,65    | 2,00   | 2,30  | 2,08  | 1,56  | 1,03   | 2,19   | 1,42  |
| $Al_2O_3$     | 16,70  | 14,90  | 14,44  | 13,51   | 15,39  | 15,28 | 14,67 | 18,94 | 17,88  | 17,99  | 18,01 |
| $Fe_2O_3$     | 3,97   | 7,98   | 10,99  | 9,89    | 4,22   | 7,15  | 4,00  | 4,54  | 4,63   | 3,70   | 3,84  |
| $FeO$         | 5,10   | 7,25   | 5,39   | 5,59    | 7,40   | 4,88  | 7,62  | 5,24  | 6,32   | 7,77   | 8,76  |
| $MgO$         | 4,52   | 6,84   | 5,10   | 2,29    | 2,65   | 2,07  | 2,19  | 1,72  | 2,08   | 2,49   | 2,24  |
| $MnO$         | 0,13   | 0,26   | 0,16   | 0,06    | 0,18   | 0,07  | 0,08  | 0,14  | 0,15   | 0,06   | 0,18  |
| $CaO$         | 7,70   | 7,70   | 7,50   | 6,30    | 4,95   | 4,02  | 4,54  | 6,38  | 6,44   | 5,81   | 4,38  |
| $Na_2O$       | 2,18   | 1,98   | 2,46   | 4,64    | 3,97   | 3,84  | 4,45  | 4,00  | 5,11   | 3,98   | 3,78  |
| $K_2O$        | 1,29   | 1,09   | 0,67   | 2,04    | 2,93   | 2,54  | 3,67  | 2,30  | 1,71   | 1,98   | 2,45  |
| $P_2O_5$      | 0,17   | 0,20   | 0,34   | 0,16    | 0,30   | 0,35  | 0,85  | 0,88  | 1,12   | 0,33   | -     |
| $SO_3$        | 0,12   | 0,15   | 0,04   | Не обн. | 0,11   | 0,07  | Нет   | 0,04  | 0,09   | 0,21   | -     |
| $H_2O_{гипр}$ | 1,04   | 0,60   | 0,92   | 0,38    | 0,66   | 1,34  | 0,38  | 0,10  | 0,33   | 0,40   | 0,79  |
| П.п.п.        | 2,21   | 2,80   | 2,92   | 0,14    | 0,82   | 1,91  | 0,88  | 1,25  | 2,09   | 2,40   | 2,94  |
| $CO_2$        | 0,21   | -      | 2,13   | -       | -      | -     | -     | 0,07  | 0,14   | -      | -     |
| F             | -      | -      | -      | -       | -      | -     | -     | 0,22  | -      | -      | -     |
| Сумма         | 100,04 | 100,32 | 102,31 | 100,67  | 100,31 | 99,68 | 99,97 | 99,74 | 100,37 | 100,66 | 99,69 |

Примечание. Диабазы: I - р.Каратыш; 2 - правый берег р.Сухая Конка, балка Волчья; 3 - левый берег р.Конка; 4 - балка Андреев Яр; 5 - балка Бельманка; 6 - р.Сухие Ялы, балка Восточная; 7 - р.Каратыш, ниже балки Каменная; диабазовые порфириты: 8 - биотитизированные, р.Каратыш; 9 - р.Каратыш; 10 - р.Берда, с.Захарьевка; 11 - р.Берда, в 600 м выше устья р.Каратик (данные И.С.Усенко) (I - аналитик Б.В.Мирская, 2, 8 - аналитик С.А.Ланченко, 3 - аналитик А.А.Стеценко, 4, 5 - 7, 10 - данные В.А.Слипченко, 9 - аналитик Р.Л.Левина)

отмечены  $Sr$  0,001-0,01 (р. Обиточная);  $Zr$  0,03-0,1 (реки Сухая Конка и Каратыш).

Минеральный состав диабазов приазовской части щита неоднороден. Наибольшую основность имеют оливиновые диабазы.

Кварцевые порфиры широко распространены в пределах приазовской части щита. Они локализируются преимущественно в бассейнах рек Каратыш, Кальчик и Кальмиус (Бердинско-Кальчикское и Кальмиусское дайковые поля). По р. Каратыш дайки кварцевых порфиров сконцентрированы вблизи гранитного массива Каменные Могилы. Кварцевые порфиры р. Кальчик приурочены к Екатерининскому гранитному массиву. В обоих районах они секутся жильной фацией гранитов. На периферических частях гранитных массивов встречаются ксенолиты кварцевых порфиров, что свидетельствует о более раннем формировании даек.

Кварцевые порфиры слагают многочисленные дайки северо-западного простирания ( $290 - 330^\circ$ ), мощность их 0,8 - 28 м. Это буровато-розовые, плотные, тонкозернистые породы с порфировой структурой. Порфировые выделения сложены кварцем и розовым полевым шпатом. По структурным особенностям и количеству вкрапленников среди них выделяются фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры.

Минеральный состав кварцевых порфиров довольно однообразен. Различия выражаются главным образом в степени их раскристаллизации и структурных особенностях основной тонкозернистой массы. Эта масса неоднородна по структуре - в ней сочетаются элементы сфералитовой, микрогранитовой, микропегматитовой, микрофельзитовой и такситовой структур.

Главными породообразующими минералами являются полевые шпаты, кварц, биотит; в подчиненных количествах отмечены амфибол, рудные, апатит, флюорит, циркон; из вторичных наблюдаются хлорит, серицит, карбонат, эпидот.

Полевые шпатовые вкрапленники представлены плагиоклазом и ортоклазом. Плагиоклаз вкрапленников образует идиоморфные и частично корродированные зерна размером 2 - 10 мм, представлен андезином и олигоклаз-андезином ( $\# 32 - 48$ ), сдвойникованными по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам. Плагиоклаз основной массы сложен альбитом и андезитом, образующими мелкие удлиненные и неправильные зерна, сдвойникованные по карлсбадскому, альбит-карлсбадскому и эстерельскому законам.

Калиевый полевой шпат во вкрапленниках находится в подчиненном количестве. В основной тонкозернистой массе ортоклаз образует мелкие, неправильной формы зерна в микропегматитовом сростании с



Т а б л и ц а 18. Химический состав кварцевых порфиров, %

| Компонент     | 1     | 2      | 3      | 4      | 5     | 6           | 7           |
|---------------|-------|--------|--------|--------|-------|-------------|-------------|
| $SiO_2$       | 64,57 | 72,33  | 71,47  | 68,08  | 72,09 | 67,33       | 69,82       |
| $TiO_2$       | 0,83  | 0,31   | 0,37   | 0,58   | 0,37  | 0,41        | 0,25        |
| $Al_2O_3$     | 13,13 | 12,23  | 12,36  | 13,09  | 11,88 | 13,26       | 12,79       |
| $Fe_2O_3$     | 2,98  | 1,94   | 2,08   | 3,43   | 1,21  | 1,49        | 1,16        |
| $FeO$         | 5,02  | 2,38   | 3,16   | 3,06   | 2,88  | 4,91        | 3,66        |
| $MnO$         | 0,08  | 0,02   | 0,06   | 0,05   | 0,54  | 0,06        | 0,04        |
| $MgO$         | 0,49  | 0,36   | 0,54   | 0,54   | 0,03  | 1,26        | 1,19        |
| $CaO$         | 2,62  | 1,02   | 0,84   | 1,76   | 1,40  | 2,03        | 1,40        |
| $Na_2O$       | 2,90  | 2,92   | 2,88   | 2,65   | 2,36  | 2,22        | 2,70        |
| $K_2O$        | 4,33  | 5,52   | 4,99   | 5,46   | 5,14  | 5,20        | 5,27        |
| $P_2O_5$      | 0,22  | 0,17   | 0,19   | 0,20   | 0,11  | 0,15        | 0,23        |
| $SO_3$        | 0,11  | 0,03   | 0,02   | 0,02   | 0,13  | 0,05        | 0,05        |
| $H_2O_{гипр}$ | 0,20  | 0,22   | 0,17   | 0,33   | 0,26  | 0,12        | 0,04        |
| П.п.п.        | 1,37  | 0,85   | 1,11   | 1,06   | 0,98  | 1,18        | 0,91        |
| $CO_2$        | 0,38  | 0,21   | 0,24   | 0,06   | 0,14  | 0,07        | 0,32        |
| F             | 0,62  | 0,03   | 0,07   | 0,04   | -     | -           | -           |
| Сумма         | 99,59 | 100,52 | 100,51 | 100,38 | 99,62 | 99,74       | 99,83       |
|               |       |        |        |        |       | <u>0,02</u> | <u>0,02</u> |
|               |       |        |        |        |       | 99,72       | 99,81       |

Примечание: 1 - р.Каратыш, правый берег балки Водяная; 2, 4 - р.Каратыш, выше с.Украинка; 3 - р.Каратыш, ниже с.Каменные Могилы; 5 - 7 - р.Каратыш.

Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН УССР: 1 - С.А.Панченко, 2 - 7 - аналитик Б.В.Мирская

кварцем. В сферолитовых выделениях он присутствует в виде тонких радиально-лучистых сростаний с кварцем.

Кварц - главная составная часть и вкрапленников, и основной массы. Вкрапленники его образуют идиоморфные и оплавленные зерна.

Биотит присутствует в основной тонкозернистой массе в виде мелких темно-зеленых и бурых листочков.

Рудные минералы представлены мелкими идиоморфными и неправильными зернами частично маргитизированного магнетита и титаномагнетита, игольчатыми и мирмекитовыми выделениями ильменита, пылеватыми включениями пирротина. Из аксессуарных присутствуют апатит, циркон, флюорит.

Химический состав кварцевых порфиров не стабилен (табл. 18). Наиболее непостоянны содержания  $SiO_2$  (64,57 - 72,33 %),  $Fe_2O_3$

Т а б л и ц а 19. Изотопный возраст даек Приазовья

| Место взятия образца  | Порода   | К, % | $^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$ ,<br>г/г | Возраст,<br>млн. лет |
|---|--|------|--|----------------------|
| Р. Кальчик, балка Безымянка   | Диабаз   | 2,00 | 1,940                                  | 1070                 |
| Р. Конка, ниже с. Тухий Гай   | "  | 1,61 | 0,587                                  | 468                  |
| Р. Обиточная (верховье), 300 м выше с. Обиточное  | Диабаз оливиновый (частично пренититизированный) | 0,65 | 0,584                                  | 930                  |
| Р. Обиточная, с. Коза   | Конгидиабаз                                      | 2,90 | 1,513                                  | 646                  |
|   |  | -    | 1,691                                  | 700                  |
| Р. Каратыш, ниже с. Каменные Могилы   | Кварцевый порфир, контакт                        | 4,40 | 3,720                                  | 1000                 |
| То же   | Кварцевый порфир, средняя часть дайки            | 4,28 | 4,183                                  | 1070                 |
| " "   | Кварцевый порфир, контакт с гранитным прожилком  | 3,30 | 3,222                                  | 1060                 |
| Р. Кальчик, балка Грузская  | Кварцевый порфир                                 | 4,40 | 4,218                                  | 1060                 |
| Р. Кальчик, балка Вали-Тарама   | " "  | 4,16 | 3,951                                  | 1040                 |
|   |  |      | 3,999                                  | 1070                 |
| Р. Кальчик, балка Грузская  | Ортофир  | 4,70 | 4,300                                  | 1000                 |
|   |  |      | 4,396                                  | 1030                 |
| Р. Сухие Ялы, выше с. Новомиленовка   | Конгидиабаз                                      | 4,50 | 4,592                                  | 1100                 |
|   |  |      | 4,556                                  | 1100                 |
| С. Карпиловка (ИГН АН УССР)   | Габбро-диабаз                                    | 0,56 | 0,534                                  | 1070                 |
| С. Боровино (А. Я. Хатунцева)   | Кварцевый порфир                                 | 4,71 | 4,735                                  | 1100                 |
| С. Обертасово (Н. К. Ковальско, А. Журавлев)  | Дайковая порода                                  | 0,85 | 0,76                                   | 1000                 |
| Юго-западная окраина с. Полоховка (Среднее Побужье), скв. 16 629, (А. Я. Каневский, Г. Х. Димитров) | Диабаз   | -    | -                                      | 1000                 |
|   |  | -    | -                                      | 1100                 |



(I,16 - 3,43%), FeO (2,33 - 5,02%), MgO (0,03 - 1,26%) и CaO (0,84 - 2,62%) что обусловлено различным количеством темноцветных минералов в основной массе породы.

В кварцевых порфирах спектрально обнаружен ряд элементов-примесей (в %): Ni 0,001-0,002; V 0,001-0,003; Cr 0,001-0,003; Zr 0,01-0,1; Nb 0,006-0,02; Cu 0,0002-0,002 (иногда 0,1-0,2); Pb 0,003-0,01; Sn 0,001-0,003 (иногда 0,01); Ga 0,001-0,008; Se 0,0003-0,0006; La 0,003-0,01; Y 0,003-0,02; Sr 0,03-0,06; Ba 0,01-0,2 (реже 0,6); U 0,0003-0,001; в единичных образцах встречены Ag 0,0003-0,0004; Zn 0,03-0,1.

Территориальная сопряженность даек кварцевых порфиров с массивами молодых гранитов, сходство их химических составов, постоянное наличие в тех и других флюорита, а также близкий возраст свидетельствуют в пользу их генетического родства.

К позднему докембрию тоже должны быть отнесены развитые в Восточном Приазовье дайковые породы щелочного ряда - дайковые нефелиновые сиениты, а также микронордмаркиты, мончикиты, камптониты, сельвсбергиты, тингуаиты, микрофойяиты, микролаурдалиты. Они обнажаются по рекам Кальчик, Кальмиус в пределах Бердинско-Кальчикского и Кальмиусского дайковых полей.

По данным Н.А.Елисеева, В.Г.Кушева и Д.П.Виноградова, для дайковых пород лампрофирового ряда, развитых в Восточном Приазовье, калий-аргоновым методом установлен изотопный возраст (1200 - 1500) ± 300 млн.лет. Возраст лампрофиров р.Кальмиус оказался равным 1230 - 1240 млн.лет, а кварц-порфиров балки Вали-Тарама - 1450 - 1500 млн. (табл. 19).

#### ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Н.П.Семененко установил, что складчатые формации позднего докембриа возрастом 1100 - 550 млн. лет обрамляют Ущ с запада и юга, образуя Галицийский складчатый пояс. Отложения этого возраста залегают в фундаменте Карпат и Крыма. Времени раховского цикла Галицийской складчатости соответствуют проявления траппового вулканизма возрастом 630 - 550 млн.лет в области западного обрамления Ущ и ДДВ.

Дайковые породы позднепротерозойского возраста на территории Ущ пока известны в немногочисленных пунктах (см. табл. 19). Отнесение их к этому периоду базируется только на данных определений изотопного возраста калий-аргоновым методом. Наибольшее количество

изотопных дат, укладывающихся в рамки позднего докембрия, получено для дайковых пород приазовской части щита. Участок их развития выделен в Кальчикско-Обиточненское дайковое поле.

Более молодой возраст определен для диабазов р.Кальчик (1070 млн.лет), для ортофира балки Грузская по р.Кальчик (1000, 1030 млн.лет), для кварцевых порфиров р.Кальчик (балка Грузская - 1060 млн.лет, балка Вали-Тарама - 1040, 1070 млн.). Такие же цифры получены для кварцевых порфиров р.Каратыш ниже с.Каменные Могилы, дайка которых сечется жилой розового гранита, очевидно, каменноугольного типа. Возраст кварцевых порфиров здесь определен в 1000, 1070 млн. лет, для секущего их гранита - 1150 млн.

Изотопный возраст 1070 - 1100 млн. лет определен для единичных даек диабазов и кварцевых порфиров крайней северо-западной части щита, где предположительно выделено позднедокембрийское Клевосское дайковое поле.

Проблематичное Южно-Бугское дайковое поле выделено на участке среднего течения р.Юж.Буг. Здесь бурением у с.Полуховка вскрыта дайка диабазов, изотопный возраст которого установлен в 1100 млн.лет (А.Я.Каневский, Г.Х.Димитров). Интересно, что на этом же участке для амфиболитов (по роговой обманке) получено несколько изотопных определений в 1100 млн.лет (данные А.Я.Древина - для амфиболитов с.Могильное, скв. 12 086; данные А.Б.Фомина - для амфиболитов массива Демов Яр, скв. 10 334).

Среди диабазов Приазовья встречены породы, возраст которых, установленный калий-аргоновым методом, моложе 950 млн.лет. Так, для оливиновых диабазов верховья р.Обиточная определен возраст 940 млн.лет. Близкий возраст имеют диабазы из дайки, секущей граниты анадольского типа в Каранском карьере -  $980 \pm 40$  млн.лет.

Возраст конгидиабазов из окрестностей с.Коза по р.Обиточная, определенный этим же методом, 646, 700 млн.лет. Самый молодой возраст диабазов, обнажающихся ниже с.Тихий Гай по р.Конка, 468, 510 млн.лет.

Имеющийся материал пока недостаточен для выделения этих пород в самостоятельную группу, однако на основании его можно предположить, что на территории Ущ дайковые породы такого возраста не единичны.

Данные определения возраста пород позволяют предположить, что некоторая часть дайковых пород Ущ могла появиться в позднедокембрийское время. По локализации даек I - 12 определенных участках щита можно условно выделить три предполагаемых поля развития



дайковых пород позднего докембрия: Кальчикско-Обиточненское, Кжно-Бугтское, Клесовское. Вполне естественно допустить, что УЦ мог реагировать на тектонические движения Галицийской складчатости, четко проявившейся в структурах обрамления щита образованием разломов; последние сопровождалась формированием даек.

Большинство определений возраста дайковых пород, приведенных в табл. 19, укладывается в рамки раннегалицийской (черноморской) фазы (1100 - 700 млн.лет); единичные данные соответствуют позднегалицийской (раховской) фазе (700 - 550 млн.лет) Галицийской складчатости, либо каледонского орогенеза. Так, диабазы р.Конка у с.Тихий Гай возрастом 468, 510 млн. лет должны быть связаны с верхним кембрием или даже ордовиком, но если учесть возможную ошибку опыта, то их можно синхронизировать с породами трапшовой формации юго-западного склона УЦ, Припятского вала и ДДВ, т.е. отнести к раховской фазе Галицийской складчатости.

#### ПАЛЕЗОЙСКИЕ ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ

Породы фанерозойских платформенных вулканических формаций наиболее развиты в структурах обрамления УЦ и незначительно - на участках щита, примыкающих к этим структурам.

С позднепалеозойским этапом декратонизации платформенного режима УЦ сопряжено появление дайковых пород, генетически связанных с герциновскими магматическими формациями, проявившимися в северном и восточном обрамлении щита - в ДДВ, зоне сочленения щита с Донбассом и в Донбассе. Дайковые породы этого периода развиты главным образом в приазовской части щита. Помимо Приазовья, в пределах щита магматические породы этого возраста известны пока только в одном пункте - в окрестностях с.Ровное вблизи г.Новоукраинка.

Дайковые породы позднепалеозойского возраста в Приазовье развиты преимущественно в бассейнах рек Конка, Каратыш, в Покрово-Киреевской структуре, по рекам Мокрая Волноваха, Кальчик, Еланчик и др. Представлены они производными нормального субщелочного и щелочного рядов, различного состава лампрофирами, андезитами.

Генетическое родство этих пород с герциновскими магматическими формациями Донбасса и ДДВ подтверждается как петрохимическими особенностями, так и определениями изотопного возраста. Например, получены такие сходные данные: 376 - 180 млн.лет для дайковых пород Приазовья и 390 - 180 млн.лет для эффузивных пород зоны сочленения щита с Донбассом, ДДВ и собственно Донбасса.

Из табл. 20 видно, что диапазон колебаний определений изотопного возраста дайковых и эффузивных образований Приазовья и зоны сочленения его с Донбассом соответствует интервалу от девона до ранней юры. Самые большие цифры получены для эффузивных пород щелочно-базальтоидной формации Покрово-Киреевской структуры и андезитов р.Каратыш (Западное Приазовье) - 390 - 350 млн.лет. Они полностью укладываются в границы девона (405 - 350 млн.лет). Часть же излившихся и дайковых пород Покрово-Киреевской структуры по возрасту соответствует карбону (340 - 285 млн.лет).

Таким образом, возраст производных щелочно-базальтоидной формации из зоны сочленения приазовской части щита с Донбассом колеблется от 390 до 285 млн.лет, т.е. охватывает полностью девонское и карбоновое время.

Наибольшее количество определений укладывается в интервал 285 - 230 млн.лет, который соответствует пермскому времени. В этот отрезок попадает изотопный возраст щелочных дайковых пород Восточного Приазовья и части лампрофиров р.Конка. Возраст же части лампрофиров, монцитит-порфиров р.Конка и некоторых андезитов из Покрово-Киреевского участка определен в 230 - 180 млн.лет., т.е. укладывается в границы мезозойских периодов: триас - ранняя юра.

Лампрофиры р.Конка относятся к диоритовой группе и представлены несколькими разновидностями. Пироксенсодержащие типа одинитов, как правило, моложе амфиболовых разностей промежуточного типа между спессартитом и вогезитом. Для пироксеновых разностей определен возраст 180, 195, 200 млн.лет, для амфиболовых 235, 260 млн.

Изотопный возраст амфиболовых лампрофиров балка Гусарка (правый приток р.Конка) определялся также по амфиболу. Как видно из табл. 20, возраст, определенный по амфиболу, моложе возраста, определенного по породе (соответственно 200 и 235 млн.лет).

В бассейне р.Конка встречены лампрофиры и промежуточного состава: биотит-амфиболовые - типа, переходного от спессартита к керсантиту (изотопный возраст 237, 270, 280 млн.лет), а также пироксен-амфиболовые, переходные от одинитов к спессартитам (изотопный возраст 210 млн.лет).

Более молодой возраст пироксеновых лампрофиров по сравнению с другими разновидностями подтверждается и геологическими данными. Так, на левом берегу балки Драгунская (правый приток р.Конка) против северной окраины с.Верхнедрагунское дайка амфиболовых лампрофиров сечется дайкой пироксенсодержащих разностей.



74 Таблица 20. Изотопный возраст палеозойских даек

| Место взятия образца              | Порода                                  | K, % | $^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$ ,<br>г/г | Возраст,<br>млн. лет |
|-----------------------------------|---|------|--|----------------------|
| <u>Западное Приазовье</u>         |   |      |  |                      |
| Р. Каратыш                        | Роговая обманка из андезита             | 0,40 | 0,105                                  | 340 <sub>±40</sub>   |
| Там же                            | То же                                   | 0,52 | 0,178                                  | 430                  |
| " "                               | Андезит                                 | 1,30 | 0,356                                  | 376                  |
| " "                               | "                                       | 1,15 | 0,20                                   | 270                  |
|                                   |   | -    | 0,15                                   | 224                  |
| Р. Конка (И. Д. Царовский)        | Шонкинитовый монцонит                   | 3,78 | 0,765                                  | 276                  |
|                                   |   | -    | 0,828                                  | 296                  |
| Там же                            | Шонкинитовый монцонит (монцонит-порфир) | 3,40 | 0,48                                   | 220                  |
| Р. Конка                          | То же                                   | 3,40 | 0,569                                  | 230                  |
| "                                 |   | -    | 0,551                                  | 225                  |
| "                                 | Лампрофир                               | 3,56 | 0,733                                  | 280                  |
| "                                 | "                                       | -    | 0,73                                   | 270                  |
| "                                 | "                                       | 4,10 | 0,712                                  | 237                  |
| Р. Конка, балка Гусарка           | Лампрофир                               | 4,30 | 0,729                                  | 235                  |
|                                   |   | -    | 0,729                                  | 235                  |
| Там же                            | Роговая обманка из лампрофира           | 1,24 | 0,160                                  | 200                  |
| " "                               | Лампрофир                               | 4,23 | 0,80                                   | 260                  |
| Р. Конка, выше с. Конские Раздоры | "                                       | 3,80 | 0,587                                  | 210                  |
| Р. Конка, выше с. Драгунское      | "                                       | 2,82 | 0,391                                  | 195                  |
| Там же                            | "                                       | 2,35 | 0,285                                  | 180                  |
|                                   |   | -    | 0,356                                  | 200                  |

} 247<sup>±</sup>} 286<sup>±</sup>} 227<sup>±</sup>} 275<sup>±</sup>} 190<sup>±</sup>

Восточное Приазовье

С.Покрово-Киреево, скв. 518,  
гп. 108,5 м (В.И.Гоньшакова)

Там же, скв. 136, гп. 76,5 м  
" " скв. 176, гп. 164 м

Р.Кальмиус, с.Раздольное  
(В.И.Гоньшакова)

С.Новотроицкое, скв. I,  
гп. 589,3 м (В.И.Гоньшакова)

Там же, скв. I, гп. 782,3 м

Покрово-Киреевская структура  
(Л.В.Комлев)

Там же (И.Д.Царовский)

Покрово-Киреевская структура  
(Л.В.Комлев)

С.Покрово-Киреево (В.И.Скаржин-  
ский)

Там же

" "

" "

Покрово-Киреевская структура  
(Л.В.Комлев)

Там же

" "

" "

Р.Еланчик (Л.В.Комлев)

Балка Каменка (ниже с.Октябрьское  
(И.Д.Царовский)

С.Кумачево скв. 187, гп. 85,0 м  
(И.Д.Царовский)

Слюдяной пикрит

Лимбургит  
Автитит щелочной

Базальт

Щелочный базальт

" "

Кварцевый порфир

Стекловатая порода типа шхлунита

Андезит

Лампрофир

Фонолит

Андезит

"

Дайковый эгириновый сиенит

Альбитофир

Ортофир

Дайковый эгириновый порфир  
(гпрорудит)

Дайка гпрорудита

Малиньит-квит

0,96 0,282 390

1,74 0,502 384

1,14 0,328 382

2,6 0,697 358

1,75 0,463 356

1,56 0,384 334

- - 290<sub>+45</sub>

4,34 1,121 340

- - 220<sub>+30</sub>

3,50 0,730 260

4,50 0,847 250

3,80 0,655 240

2,16 0,285 180

- - 280<sub>+45</sub>

- - 260<sub>+40</sub>

- - 285<sub>+40</sub>

- - 230<sub>+35</sub>

- - 280<sub>+45</sub>

4,377 0,851 276

8,40 1,84 297<sub>+20</sub>



| Место взятия образца                            | Порода            | K, % | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ <sup>7</sup> ,<br>г/г | Возраст,<br>млн. лет |
|---|-------------------|------|---|----------------------|
| С. Кумачево, 103, скв. 146<br>(И. Д. Царовский) | Малиньят          | 5,25 | 1,130   | 270                  |
| Там же, скв. 9, пл. 85,0 м                      | "                 | 5,28 | 1,213   | 289                  |
| Средняя часть Украинского щита                  |                   |      |   |                      |
| С. Ронное, скв. 1800, пл. 96,0 м                | Минетта           | 5,40 | 1,151<br>1,146  | 305<br>289           |
| Там же, скв. 1800, пл. 90,75                    | Вьютит из минетты | 4,05 | 1,263   | 406                  |
| Там же, скв. 1667                               | То же             | 5,70 | 1,139   | 273                  |
| " " " скв. 1883                                 | Минетта           | 6,50 | 1,300   | 273                  |
| " " " " "                                       | "                 | 4,92 | 0,932   | 260                  |

\* Средние значения.

Помимо лампрофиров в бассейне р. Конка встречены другие разновидности молодых дайковых пород. Это так называемые монцонит-порфиры, или шонкинитовые монцониты, вскрытые карьером против с. Драгунское. Изотопный возраст их определен в 220, 285, 230 млн. лет, а по данным И. Д. Царовского [76], - в 276, 296 млн. Все породы генетически связаны, и область их развития может быть выделена в Конкское дайковое поле. Для андезитов, обнажающихся по р. Каратыш, установлен возраст по породе 224, 270, 376 млн. лет, а по роговой обманке 340 ± 40 млн. лет, т. е. несколько древнее. Аналогичные определения получены и для андезитов Донбасса - изотопный возраст, определенный по амфиболу, древнее (320 млн. лет), чем возраст по породе (200, 210, 230 млн. лет). Это явление, очевидно, можно объяснить тем, что андезиты являются продуктом кристаллизации гибридной магмы, и амфибол в них может быть реликтовым минералом, сохранившим аргон ассимилированных ею пород (в частности, амфиболитов, встреченных в виде ксенолитов в андезитах).

Приазовские дайковые андезиты и лампрофиры диори-

того ряда р.Конка одновозрастны и генетически связаны с породами дацит-андезитовой формации Донбасса изотопного возраста 180 - 238 млн.лет, которые секут среднекаменноугольные отложения. Очевидно, образование пород этой формации синхронно горообразовательным движениям герцинской складчатости, приведшим к началу формирования складчатых структур Донбасса.

Палеозойские магматические породы щелочного ряда широко развиты в пределах Покрово-Киреевской структуры (Восточное Приазовье). Они представлены дайками гроссулитов, эгириновых сиенитов, малинитами, фонолитами, возраст которых колеблется от 250 до 297 млн. лет (данные И.Д.Царовского, В.И.Скаржинского и Л.В.Комлева).

Наиболее древний возраст (по данным И.Д.Царовского) получен для стекловатой породы типа шихлунита - 340 млн.лет. Близкие значения получены для основных эффузивных пород щелочно-базальтоидной формации зоны сочленения приазовской части щита с Донбассом: для базальта с.Раздольное (р.Кальмиус) 378 млн. и для щелочного базальта с.Новотроицкое (скв. I, пл. 589,30 м) 356 млн.лет.

Определения возраста дайковых и эффузивных пород приазовской части щита калий-аргоновым методом показывают, что формирование этих пород связано с двумя фазами герцинского тектогенеза. С первой, сопряженной во времени с периодом наибольших опусканий в области Днепровско-Донецкого авлакогена и собственно Донбасса, связано проявление девонской вулканической щелочно-базальтоидной формации в области сочленения приазовской части щита с Донбассом и Днепровско-Донецким авлакогеном. Со второй связано становление пород дацит-андезитовой, или трахиандезитовой, формации Донбасса, зоны сочленения его с УЩ и приазовской части щита. Появление их связано с периодом замыкания Днепровско-Донецкого авлакогена. Изотопный возраст пород, которые секут среднекаменноугольные отложения, колеблется от 180 до 200 млн.лет. В эти же рамки укладывается возраст дайковых андезитов, лампрофиров, монзонит-порфиров Приазовья, а также дайковых разновидностей щелочного и нормального ряда Покрово-Киреевской структуры.

Магматические породы герцинского этапа платформенной активизации, аналогичные по возрасту лампрофирам р.Конка, помимо Приазовья, встречены пока еще в одном пункте УЩ, в его средней части. Здесь у с. Ровное (вблизи г.Новоукраинка) среди гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса обнаружены слюдяные лампрофиры (минетты), слагающие интрузивное тело предположительно штокообразной формы с маломощными апофизами, а также дайку мощностью до 120 м; все они



приурочены к пересечению Ровненской и Ворошиловградской зон разломов.

Для минетты из дайки (скв. 1800) по биотиту установлен изотопный возраст 406 млн. лет, по породе - 305 и 289 млн. лет. Для минетты из штока возраст датирован в 273 млн. лет по биотиту и по породе (скв. 1667), а также 260 млн. лет - по породе (скв. 1883). Определения изотопного возраста минетты укладываются в основном в интервал перми, частично захватывая поздний карбон.

Структура минетты порфировая с галокристаллической или аллотриоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены преимущественно биотитом, редко амфиболом и пироксеном. Основная масса кварц-полевошпатового состава (калиевого полевого шпата до 80 %, плагиоклаза до 10, кварца до 2 - 10) с незначительным количеством биотита (3 - 5 %) и амфибола (до 1 %).

Биотиту вкрапленников обычно присуще зональное строение, обусловленное увеличением железистости от центра к периферии. Часто биотит замещается зеленым хлоритом.

Судя по результатам химических анализов (табл. 21), биотит из штока менее железистый, чем биотит из дайки, что подтверждается показателями преломления;  $n_m$  для биотита из штока  $1,620 \pm 0,001$ , для биотита из дайки  $1,561 \pm 0,002$ .

Из элементов-примесей в биотите спектральным анализом в незначительных количествах установлены *Ni, Co, V, Cr, Cu, Ga, Se, Sc, Y, Yb, Ba*.

Пироксен представлен моноклинной разновидью. Образует бледно-зеленые призматические зерна размером 0,3 - 2,7 мм по длинной оси, нередко корродированные карбонатом и хлоритом;  $n_g = 1,712 \pm 0,002$ ,  $n_p = 1,684 \pm 0,002$ ; плотность 3,249. Химический анализ пироксена приведен в табл. 21.

Амфибол вкрапленников - обыкновенная роговая обманка. По нему повсеместно развиваются псевдоморфозы хлорита и карбоната.

Калиевый полевой шпат - главный минерал основной массы породы. Он образует агрегаты зерен неправильной формы, нередко зерна таблитчатые, призматические и лейстовидные размером до 0,08 мм. По отношению  $K_2O/Na_2O$  калиевый полевой шпат массивных разновидностей, существенно калиевый ( $K_2O/Na_2O = 9,8$ ), а калиевый полевой шпат трахитовых разновидностей - калий-натриевый ( $K_2O/Na_2O = 2,9$ ).

Плагиоклаз основной массы представлен мелкими таблитчатыми зернами альбита. Кварц выполняет межзерновые пространства.

Апатит присутствует в значительных количествах. Химически-

Т а б л и ц а 21. Химический состав биотита и пироксена из минетты, %

| Компонент     | 1      | 2      | 3     | 4       |
|---------------|--------|--------|-------|---------|
| $SiO_2$       | 37,73  | 37,66  | 34,80 | 62,03   |
| $TiO_2$       | 3,21   | 3,21   | 2,36  | 0,18    |
| $Al_2O_3$     | 15,42  | 15,02  | 15,98 | 1,86    |
| $Fe_2O_3$     | 2,10   | 1,93   | 4,44  | 2,17    |
| $FeO$         | 8,90   | 9,05   | 10,00 | 5,60    |
| $MnO$         | 0,07   | 0,07   | 0,14  | 0,24    |
| $MgO$         | 20,15  | 19,87  | 19,40 | 14,81   |
| $CaO$         | 0,14   | 0,25   | 0,14  | 22,00   |
| $Na_2O$       | 0,80   | 0,80   | 0,40  | 0,60    |
| $K_2O$        | 8,00   | 7,70   | 4,84  | 0,10    |
| $F$           | 0,60   | 0,50   | 0,38  |         |
| $H_2O_{гипр}$ | 0,20   | 0,71   | 0,20  | Не обн. |
| П. п. п.      | 3,17   | 3,36   | 6,84  | 0,61    |
| Сумма         | 100,49 | 100,13 | 99,92 | 100,20  |

П р и м е ч а н и е: 1 - 3 - биотит, 4 - пироксен; 1 - с.Ровное, скв. 1667, гл. 62,0 м; 2 - там же, гл. 91,2 м; 3 - там же, скв. 1800, гл. 90,75 м; 4 - там же, скв. 1883, гл. 105,0 м. Аналитик Б.В.Мирская

ми анализами в нем установлены редкие земли: в трахитовых разностях до 0,27 %, в массивных до 0,96. В последних отмечается присутствие (в %): *La* 12,6; *Ce* 38,2; *Pr* 5,2; *Nd* 22,0; *Sm* 3,4; (*Gd+Eu*) 5,6; сумма *TR(I)* 13,0.

Из рудных минералов присутствуют магнетит, ильменит, сульфиды. Спектральный анализ магнетита и ильменита показал несколько повышенные содержания *Zr* и *Nb* (соответственно 0,06 и 0,02 %).

Среди сульфидов преобладают пирит и халькопирит, но, очевидно, есть и сульфиды кобальта, поскольку спектральный анализ выделенных из минетт сульфидов показал наличие (помимо 1-2 % меди) заметного количества кобальта - от 0,2 - до 1 %. Из аксессуарных минералов в минеттах установлены циркон, рутил, апатит, титанит, гранат, корунд, анатаз, монацит.

По химическому составу минетты массивной и трахитовой разностей мало отличаются друг от друга (табл. 22).

Кроме главных породообразующих элементов в минеттах Ровненского участка спектрально установлен ряд элементов-примесей (в %):



Т а б л и ц а 22. Химический состав минетты, %

| Компонент  | 1      | 2       |
|------------|--------|---------|
| $SiO_2$    | 60,19  | 61,91   |
| $TiO_2$    | 1,04   | 0,90    |
| $Al_2O_3$  | 14,77  | 11,81   |
| $Fe_2O_3$  | 2,28   | 2,31    |
| $FeO$      | 3,52   | 3,30    |
| $MnO$      | 0,03   | 0,04    |
| $MgO$      | 2,73   | 4,79    |
| $CaO$      | 3,67   | 1,37    |
| $Na_2O$    | 2,16   | 0,36    |
| $K_2O$     | 6,18   | 6,40    |
| $SO_3$     | 0,07   | 0,59    |
| $P_2O_5$   | 0,80   | 0,58    |
| F          | 0,13   | 0,185   |
| $CO_2$ общ | 0,43   | 0,15    |
| $H_2O$     | 0,12   | 1,51    |
| П. п. п.   | 2,05   | 0,11    |
| Сумма      | 100,17 | 100,315 |

Примечание:  
1 - с. Ровное, скв. 1800, гл. 96,0 м; 2 - там же, скв. 1667, гл. 91,2 м. Аналитик А. А. Стрыгина

Дайковые породы позднепалеозойского возраста локализованы в трех участках, которые можно выделить как дайковые поля - Волновахское, Кальмиус-Еланчикское и Конкское. Представлены дайковые породы этих полей производными щелочноземельного, субщелочного и щелочного ряда: пикрит-базальтами, базальтовыми порфиритами, андезит-базальтами, андезитами, трахиандезитами, трахидацитами, различного состава лампрофирами - мончикитами, камптонитами, спессартитами, одинитами, грорудитами, вогезитами и т. д.

Дайковые породы Волновахского и Кальмиус-Еланчикского полей, приуроченные к зоне сочленения УЩ с Донбассом, генетически связаны с герцинскими вулканическими формациями Донбасса и ДДВ. Так, дайки пикрит-базальтов, базальтовых порфиритов и лампрофиров синхронны и родственны девонским эффузивным образованиям щелочно-базальтоидной формации р. Мокрая Волноваха и Покрово-Киреевской структуры. Дайки же андезитов, трахиандезитов, трахидацитов генетически

$Ni$  - 0,0003-0,01 (редко 0,1);  
 $Co$  - 0,0001-0,05;  $V$  - 0,001-0,01 (иногда 0,04);  $Cr$  - 0,001-0,02 (иногда 0,04);  $Mo$  - 0,1001-0,0006 (в зоне брекчии иногда 0,006);  
 $Zr$  - 0,008-0,003 (реже 0,05);  $Sr$  - 0,003-0,1-0,5 (в единичных пробах больше 1);  $Pb$  - 0,0003-0,002 (редко 0,02-0,03);  $Zn$  - 0,01-0,03;  
 $Sc$  - 0,0003-0,003;  $Ba$  0,01-0,8; в единичных пробах обнаружены  $Ag$  - 0,00001-0,002;  $Bi$  - 0,0006-0,003 и  $Sr$  - 0,0001, а также  $Nb$ ,  $Ga$ ,  $La$ ,  $Y$ ,  $Yb$ ,  $Li$ ,  $Be$ .

Пробирным анализом в некоторых пробах обнаружено золото. Основными носителями  $Au$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Pb$ ,  $Ag$  и  $Zn$ , несомненно, являются сульфиды, что подтверждается их спектральным анализом.

Слюдяные лампрофиры Ровненского участка относятся к той же группе сиенит-трахитов, что и палеозойские лампрофиры Конкского дайкового поля (Приазовье).

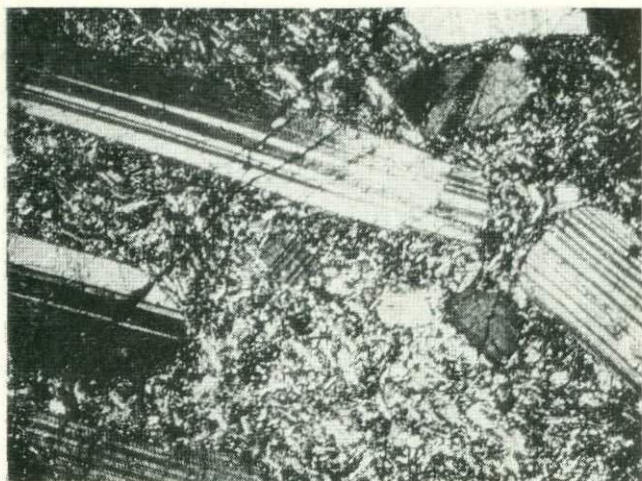


Фото 1. Диабазовый порфирит, р. Каратыш. Ник. X,  
ув. 25



Фото 2. Лампрофир амфиболовый, р. Кальчик. Ник. II,  
ув. 75



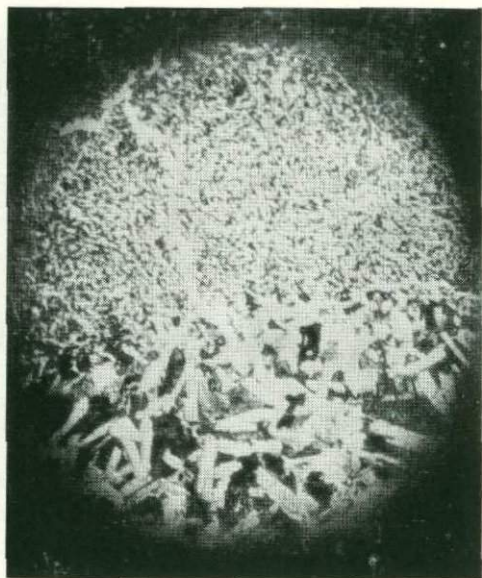


Фото 3. Контакт жилы долерит-базальта в покровном базальте венда. Припятский вал.

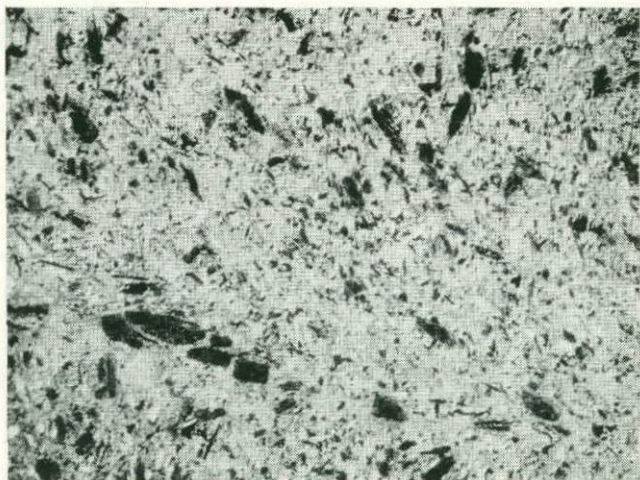


Фото 4. Деленит (дацит-липарит). Западный склон УЩ, с. Клинины, гл. 487,5 м. Ник. X, ув. 25

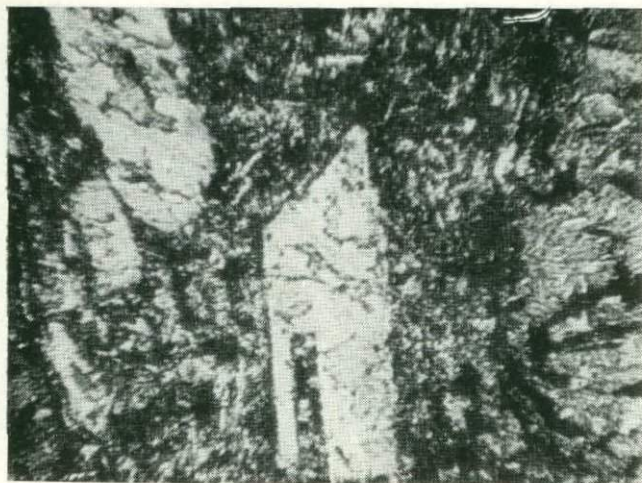


Фото 5. Позднепалеозойский щелочной мончикит. Припятский вал, зона Кухотско-Вольского разлома. Ник. X, ув. 40

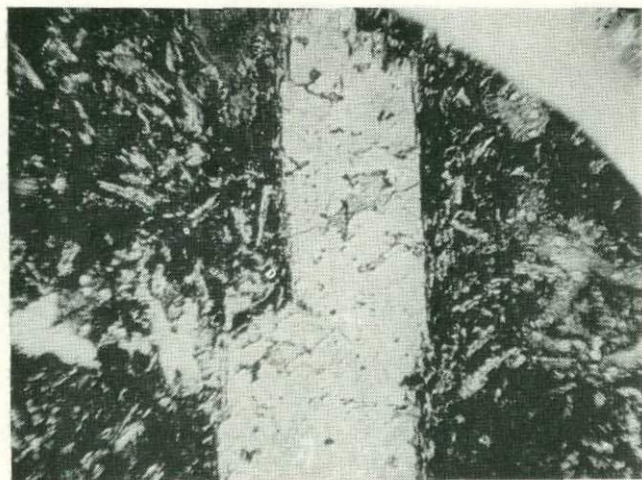


Фото 6. Позднепалеозойский щелочной базальтоид возрастом 305 млн. лет. Там же.





Фото 7. Обломок перидотита в брекчии. Состав: оливин, пироксен и магнетит. С. Покрово-Киреево, скв. 77, гл. 228,9 м. Ник. ||, ув. 42

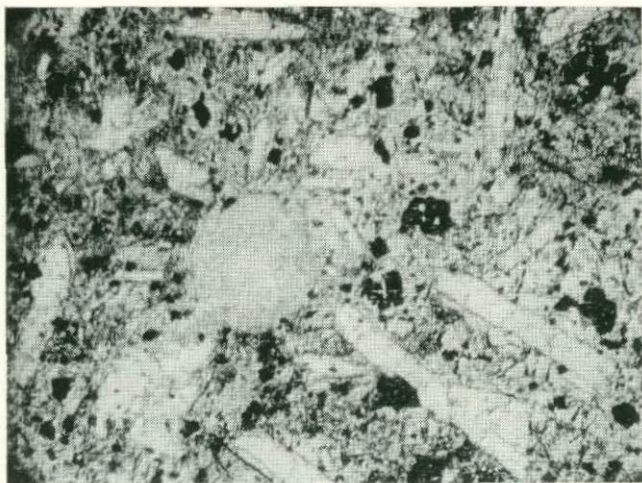


Фото 8. Авгитит с лейцитом, С. Покрово-Киреево, скв. 73, гл. 228,0 м. Ник. ||, ув. 42.

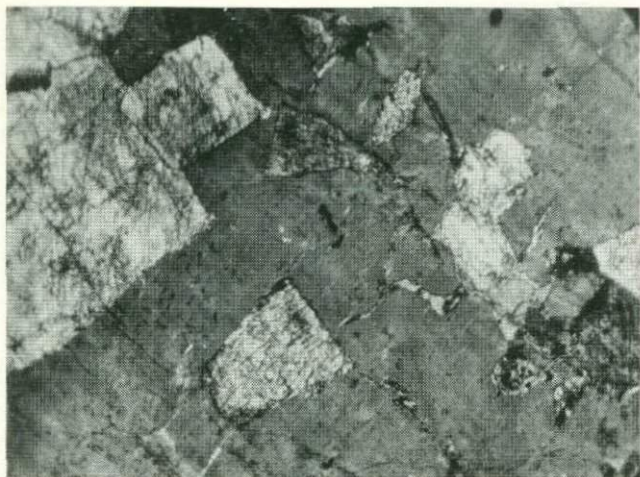


Фото 9. Нефелиновый сиенит. С. Покрово-Киреево, скв. 173, гл. 215,0 м. Ник. ||, ув. 20



Фото 10. Трахидацит. С. Новотроицкое, скв. 4, гл. 174,0 м. Ник. X, ув. 42



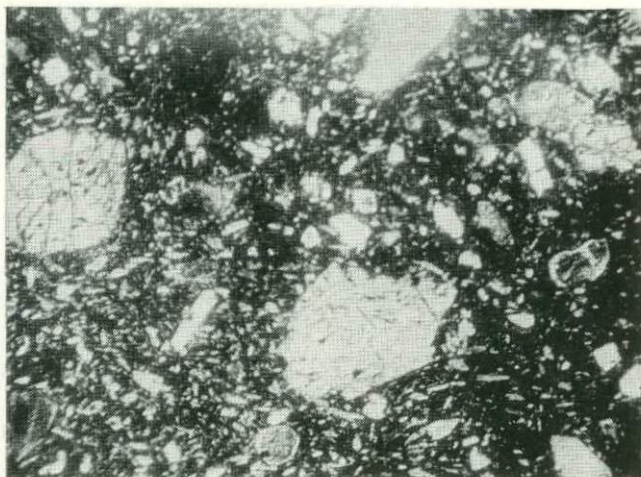


Фото 11. Лимбургит ДДВ, скв. Седневская-310. Ник.  $\times$ , ув. 12



Фото 12. Августит с линофировой микроструктурой, ДДВ, скв. Кинашевская-1. Ник.  $\times$ , ув. 8



Фото 13. Пикрит-порфирит. ДДВ, скв. Седневская-310.  
Ник.  $\times$ , ув. 20

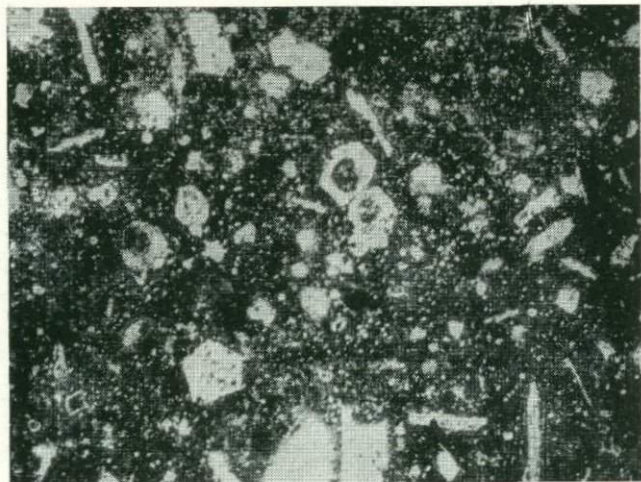


Фото 14. Меланеферинит. ДДВ, скв. Миргородская-238.  
Ник.  $\parallel$ , ув. 40





Фото 15. Ультракалиевый кварцевый трахит ( $K_2O = 10,70\%$ ). Западное Причерноморье. Ув. 21

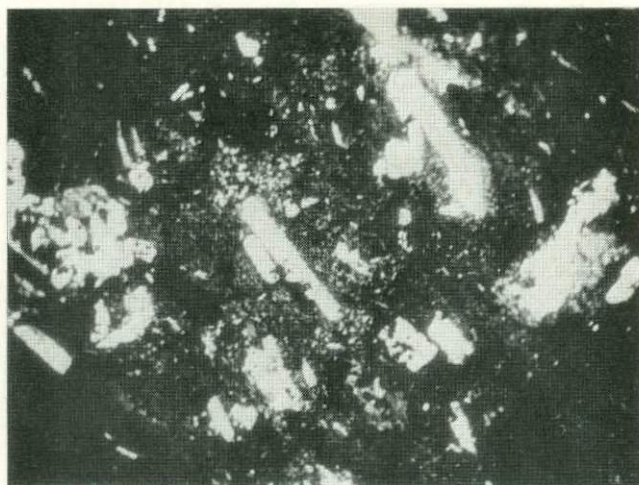


Фото 16. Ультракалиевый трахит ( $K_2O = 11,60\%$ ). Западное Причерноморье. Ув. 21

связаны с аналогичными породами дацит-андезитовой формации Донбасса, секущими среднекаменноугольные отложения, синхронны им и должны рассматриваться как дайковая фашия той же формации.

Среди позднепалеозойских дайковых пород Конкского дайкового поля встречены лампрофиры диоритовой и сиенитовой групп, представленные несколькими разновидностями: единитами, керсантитами и породами промежуточного между спессартитом и вогезитом, спессартитом и керсантитом, единитом и спессартитом состава. В этом же поле помимо лампрофиров размещается штокообразное тело субщелочных пород типа монционит-порфиров, или шонкинитовых монционитов; они также палеозойского возраста.

Лампрофиры обычно слагают дайки преимущественно северо-западного простирания. Мощность их колеблется от 0,25 до 3 м (фото 2). Микроскопически все лампрофиры р.Конки представляют собой темно-серые порфирового сложения породы, отличающиеся друг от друга составом вкрапленников темноцветных минералов. Из-за характерной порфировой структуры некоторые исследователи назвали их порфиритами. Вкрапленники принадлежат различным темноцветным минералам - пироксену, амфиболу, биотиту.

Основная масса имеет обычно тонкозернистое или афанитовое сложение, чаще с пилотакситовой и микролитовой структурой. Главными минералами основной массы являются полевые шпаты, представленные преимущественно плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом и теми же минералами, которые находятся и во вкрапленниках - темноцветными, присутствующими в различных комбинациях и соотношениях. Кроме того, в небольших количествах наблюдаются кварц, рудные минералы и апатит.

Пироксен вкрапленников представлен моноклинной разновидностью, образует короткостолбчатые кристаллы размером до 2 мм;  $n_g = 1,716 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,685 \pm 0,005$ ;  $2V = +46^\circ$ ; плотность 3,354. Химический состав его (аналитик А.А.Стеценко) следующий (в %):  $SiO_2$  51,26;  $FeO$  0,21;  $Al_2O_3$  2,80;  $Fe_2O_3$  2,20;  $F_2O$  5,62;  $MnO$  0,18;  $MgO$  16,01;  $CaO$  20,57;  $Na_2O$  0,38;  $K_2O$  0,06;  $P_2O_5$  0,11;  $H_2O_{total}$  0,09; п.п.п. 0,82; сумма 100,31. Судя по оптическим свойствам и химическому составу, пироксен представлен авгитом.

Амфибол вкрапленников сложен обыкновенной зеленой роговой обманкой, размер до 4 мм по длинной оси. В некоторых выделениях наблюдается двойниковое строение;  $2V$  изменяется от  $-68$  до  $-73^\circ$ ;  $n_g = 18-19^\circ$ ;  $n_g = (1,6765 \pm 0,0025) - (1,685 \pm 0,005)$ ;  $n_p = (1,658 \pm 0,001) - (1,667 \pm 0,002)$ ; плотность 3,20. Химический



Т а б л и ц а 23. Химический состав лампрофиров, %

| Компонент            | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6     | 7      | 8     | 9     |
|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|
| $SiO_2$              | 50,32  | 53,82  | 51,22  | 51,59  | 54,39  | 63,33 | 65,86  | 61,37 | 59,28 |
| $TiO_2$              | 0,89   | 0,61   | 0,62   | 0,78   | 0,77   | 0,50  | 0,33   | 0,45  | 0,46  |
| $Al_2O_3$            | 13,37  | 12,38  | 13,01  | 12,42  | 16,42  | 15,60 | 15,70  | 16,36 | 16,95 |
| $Fe_2O_3$            | 6,96   | 7,16   | 5,89   | 8,25   | 7,37   | 2,58  | 2,82   | 3,31  | 2,63  |
| $FeO$                | 4,52   | 2,75   | 5,03   | 3,44   | 2,15   | 1,82  | 1,29   | 2,44  | 2,23  |
| $MnO$                | 0,26   | 0,12   | 0,13   | 0,19   | 0,17   | 0,16  | 0,07   | 0,17  | 0,07  |
| $MgO$                | 6,96   | 4,88   | 6,90   | 6,31   | 3,23   | 1,00  | 1,61   | 1,50  | 3,80  |
| $CaO$                | 7,07   | 6,22   | 7,14   | 6,50   | 2,97   | 2,20  | 2,03   | 2,80  | 6,37  |
| $Na_2O$              | 2,59   | 1,72   | 3,61   | 3,80   | 6,00   | 4,65  | 3,93   | 4,60  | 3,56  |
| $K_2O$               | 3,16   | 5,20   | 2,90   | 2,40   | 3,08   | 4,73  | 4,12   | 4,03  | 1,29  |
| $P_2O_5$             | 0,32   | 0,67   | 0,40   | 0,54   | 0,60   | 0,22  | 0,25   | 0,31  | 0,31  |
| $SO_3$               | 0,24   | 0,21   | 0,18   | 0,05   | 0,21   | 0,02  | 0,24   | 0,43  | 0,77  |
| $H_2O_{\text{гипр}}$ | 0,45   | 0,95   | 0,64   | 1,25   | 0,88   | 0,37  | 0,33   | 0,47  | 1,95  |
| П.п.п.               | 2,64   | 2,88   | 2,66   | 2,34   | 1,83   | 1,15  | 1,31   | 0,49  | 0,04  |
| $CO_2$               | 0,71   | 2,3    | 0,07   | 0,02   | 0,07   | 0,14  | 0,18   | 0,10  | 0,07  |
| F                    | -      | -      | -      | -      | 0,16   | -     | -      | -     | -     |
| Сумма                | 100,46 | 100,87 | 100,40 | 101,88 | 100,23 | 99,76 | 100,07 | 99,83 | 99,76 |

Примечание: 1 - лампрофир пироксеновый, левый берег р.Конка, выше с.Драгунское; 2 - то же, левый берег балки Драгунская, против северной окраины с.Драгунское; 3 - лампрофир амфибол-пироксеновый, р.Конка, против с.Образцовое; 4 - лампрофир амфибол-сиотит-пироксеновый, р.Конка, левобережная балка выше с.Конские Раздор; 5 - лампрофир амфиболовый, р.Конка, левый берег балки выше с.Конские Раздор; 6 - то же, р.Конка, левый берег балки Драгунская, против северной окраины с.Верхнедрагунское; 7 - лампрофир сиотит-амфиболовый, левый берег р.Конка; 8 - лампрофир амфиболовый, р.Конка, правый берег балки Гусарка; 9 - андезит амфиболовый, р.Каратыш (1, 5, 7, 8 - аналитик С.А.Панченко; 2, 4 - аналитик Услонцева; 3, 6 - аналитик Р.Д.Левина; 9 - аналитик Б.В.Мирская)

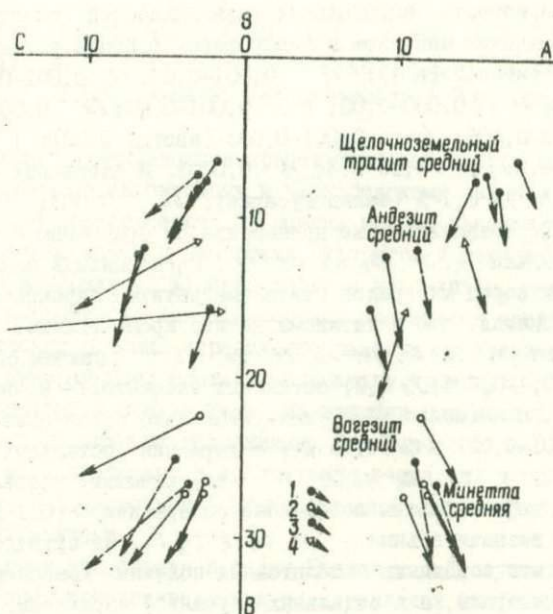


Рис. 2. Векторная диаграмма палеозойских дайковых пород:

1 - лампрофиты амфиболовые, р.Конка, 2 - лампрофиты пироксеновые, р.Конка, 3 - андезит, р.Каратыш, 4 - минетта, с.Ровное

состав амфибола (аналитик А.А.Стеценко) следующий (в %):  $SiO_2$  43,19;  $TiO_2$  1,54;  $Al_2O_3$  11,46;  $Fe_2O_3$  4,77;  $FeO$  8,18;  $MnO$  0,31;  $MgO$  14,83;  $CaO$  11,41;  $Na_2O$  1,68;  $K_2O$  1,18;  $P_2O_5$  0,23;  $H_2O_{\text{св}}$  0,09; п.п.п. 1,37; сумма - 100,24.

Биотит вкрапленников образует идиоморфные пластинки размером до 2 мм, светло-бурого или зеленовато-бурого цвета,  $n_{\gamma} = n_{\rho} = 1,624 \pm 0,001$ . В большинстве случаев он в определенной степени хлоритизирован.

Среди лампрофитов отчетливо выделяются две разновидности. Главные различия их заключаются в содержаниях  $SiO_2$  (53,82 - 65,86 %);  $Al_2O_3$  (13,37 - 16,36 %);  $Fe_2O_3$  (8,25 - 3,31 %);  $FeO$  (5,03 - 2,44 %);  $MgO$  (6,96 - 1,61 %);  $CaO$  (7,14 - 2,80 %) (рис. 2, табл. 23).

К первой группе относятся лампрофиты, в которых вкрапленники представлены преимущественно пироксеном. Вторую группу составляют лампрофиты с преобладающими амфиболовыми вкрапленниками.



Общая железистость амфиболовых разновидностей заметно выше.

Спектральным анализом в лампрофирах р.Конка установлен ряд элементов-примесей (в %):  $Ni$  0,001-0,01;  $Co$  0,001-0,004;  $V$  0,003-0,03;  $Cr$  0,003-0,02;  $Zr$  0,001-0,03;  $Cu$  0,0003-0,0006;  $Pb$  0,003-0,006;  $Ga$  0,001-0,003 (иногда 0,02);  $Y$  0,003;  $Sr$  0,03-0,2;  $Ba$  0,06-0,3;  $Yb$  0,0003. В единичных образцах встречены  $Zn$  до 0,1 % (балка Гусарка);  $Sn$  0,005;  $Be$  0,0003;  $Sc$  0,003. Незначительные превышения по сравнению с кларковыми установлены для  $V$ ,  $Zr$ ,  $Pb$ ,  $Sn$ ,  $Sc$ ,  $Ba$ . Спектральный анализ выделенных из этих пород минералов (титаномагнетита, пироксена, роговой обманки) показал, что в титаномагнетите кроме главных элементов присутствуют  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cr$ ,  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Ga$ ,  $Yb$ , причем содержание  $Cr$  достигает 0,4-0,6 %;  $Zn$  0,3; остальных элементов - незначительное количество. В амфиболе обнаружены несколько повышенные содержания  $Sc$  (0,01-0,02) и  $Ba$  (0,15 %); содержания остальных элементов ( $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ,  $Zr$ ,  $Cu$ ,  $Ga$ ,  $Be$ ,  $Sr$ ) не превышают кларковых. В пироксенах зафиксированы повышенные содержания  $Cr$  (0,1 %),  $Sc$  (0,01 %) и незначительные -  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ,  $Zr$ ,  $Cu$ . Из приведенных данных видно, что основными накопителями полезных компонентов являются рудные минералы, а в отдельных случаях - пироксены.

Дайки андезитов наиболее распространены в Восточном Приазовье в зоне сочленения Ущ с Донбассом. Данные об условиях залегания их, петрографическом составе и характеристика фанерозойских вулканических пород Донбасса приводятся Н.В.Бутурлиновым в соответствующем разделе этой книги.

В Западном Приазовье дайки андезитов развиты ограниченно. Они встречены здесь по р.Картыш, где предположительно залегают в виде тела штокообразной формы.

Андезиты представляют собой тонкозернистую породу с порфировой структурой. Структура основной массы полнокристаллическая микрозернистая. Состав основной массы полевошпатовый, с небольшим количеством кварца. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой и распределены в породе неравномерно. Размер вкрапленников роговой обманки колеблется от долей до 4 мм по длинной оси, плагиоклаза - 0,3 до 1 мм по длине.

Роговая обманка зеленовато-бурого цвета. Некоторые зерна sdвойнированы, часто наблюдается зональное строение;  $2V = -73^\circ$ , угол  $сMu = 18^\circ$ ;  $n_\gamma = 1,698$ ,  $n_\rho = 1,6765 \pm 0,0025$ . Химический состав роговой обманки (лаборатория ИГФМ АН УССР, аналитик А.А.Стеценко) следующий (в %):  $SiO_2$  43,12;  $TiO_2$  1,82;  $Al_2O_3$

$\text{CaO}$  13,36;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4,77;  $\text{FeO}$  8,18;  $\text{MnO}$  0,26;  $\text{MgO}$  13,44;  
 $\text{CaO}$  11,41;  $\text{Na}_2\text{O}$  1,72;  $\text{K}_2\text{O}$  0,48;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,20;  $\text{H}_2\text{O}_{\text{гипс}}$   
 0,10; п. п. п. 1,08; сумма 99,94; плотность 3,206. Общая железистость 35 %.

Плаггиоклаз вкрапленников представлен лабрадором № 55 - 64, сдвойникованным по альбитовому и карлсбадскому законам, хорошо выражено зональное строение. Во многих зернах плаггиоклаз в той или иной степени замещен целитами, хлоритом и серпичитом.

Рудные минералы (2 %) представлены ильменитом, магнетитом, лимонитом, пирротинном. Как акцессорный появляется апатит.

В верховьях р. Конка ограниченно развиты субвулканические породы, по минеральному составу занимающие промежуточное место между монцонитами и шонкинитами. Их изучали ряд исследователей и описали под различными названиями. И. А. Морозевич и В. Т. Кривенко отнесли их к диабазам, В. А. Слипченко назвал их монцонитовыми порфиритами, И. Д. Царовский - шонкинитовыми монцонитами, Л. Д. Юрьев - монцонит-шонкинитами.

Обнажаются эти породы в балке Гнилая у с. Драгунское в виде небольших глыб, прослеживающихся в направлении СВ 75 - 80° в виде полосы шириной до 30 - 35 м. Они вскрыты также карьером против восточной окраины с. Драгунское.

Предполагается, что монцонит-порфиры образуют здесь небольшие штокообразные тела, секущиеся двумя дайками кварцсодержащих микромонцонитов. Залегают тела монцонит-порфиров среди мигматитов и глиноземистых гнейсов с простиранием СВ 40°.

Монцонит-порфиры представляют собой темно-серые тонкозернистые породы с вкрапленниками пироксена; структура основной массы монцонитовая.

Порфировые выделения представлены главным образом пироксеном, реже оливином, иногда калиевым полевым шпатом.

Пироксен вкрапленников сложен двумя разновидностями - моноклинной и ромбической; первая преобладает. Моноклинный пироксен образует слабо окрашенные в зеленоватый цвет призматические зерна размером от десятых долей до 2-3 мм, часто с микропиклитовыми вростками лейст плаггиоклаза. Обычным является двойниковое и зональное строение вкрапленников. Для моноклинного пироксена характерны такие параметры:  $n_g = 1,714$ ;  $n_o = 1,685 \pm 0,005$ ;  $n_{\gamma} = 1,6$ ;  $n_{\gamma} - n_o = 0,029$ ;  $2V$  колеблется от +45 до +56°;  $\alpha_{\text{Mg}} = 40 - 45^\circ$ . По оптическим данным, моноклинный пироксен с равным правом можно отнести и к авгитам, и к пироксенам группы диопсид-геденбергита.



Ромбический пироксен присутствует в виде короткопризматических и гипидиоморфных зерен, обычно переполненных рудным минералом, представленным магнетитовым мирмекитом. Он слабо плеохроирует от бесцветного по  $N_g$  до бледно-розового по  $N_p$ ;  $2V$  колеблется от  $-58$  до  $-71^\circ$ ;  $n_g = 1,720 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,702 \pm 0,003$ ;  $n_g - n_p = 0,018$ . Показатели преломления соответствуют гиперстену с  $45\% FeSiO_3$ .

Оливин встречается в виде редких изометрических зерен размером до 1-2 мм. Продукты замещения его представлены серпентином, идингситом, хлоритом. Обычно оливин окаймлен реакционными оторочками, состоящими из агрегатных скоплений зерен ромбического пироксена;  $2V$  колеблется от  $-84$  до  $-88^\circ$ ,  $n_g = 1,702 \pm 0,001$ ;  $n_p = 1,660 \pm 0,001$ ;  $n_g - n_p = 0,042$ . Судя по оптическим свойствам, оливин представлен магниальной разновидностью с содержанием фаялита 13-15%.

Биотит приурочен преимущественно к выделениям гиперстена и рудного минерала; окрашен он в красновато-бурый цвет с резким плеохроизмом от желтого до красновато-бурого;  $n_m = 1,647 \pm 0,001$ .

Рудные минералы представлены титаномagnetитом, магнетитом (?), халькопиритом, пирротинном. Титаномagnetит образует изометричные зерна с ясно выраженными структурами распада. Magnetит (?) в индивидуализированном виде встречен в виде мирмекитовых выделений в гиперстене, что детально описано в статьях Л.Д. Юрвева.

Халькопирит и пирротин находятся в виде включений в нерудных минералах.

Основная ткань породы сложена полевыми шпатами, представленными плагиоклазом и анортоклазом, которые присутствуют примерно в равных количествах. Взаиморасположение их обусловило типично монцитовую структуру.

Анортоклаз отмечается в виде ксеноморфных выделений. Отдельные зерна его пертитизированы;  $2V$  колеблется от  $-42$  до  $-47^\circ$ ;  $n_g = 1,529$ ;  $n_p = 1,522$ ;  $n_g - n_p = 0,007$ . По оптическим данным (по диаграмме Д.С. Белянкина) его можно отнести к существенно калиевому анортоклазу с содержанием около 50% альбитовой составляющей.

Плагиоклаз образует удлиненно-призматические зерна размером до 0,2-0,3 мм по длинной оси, sdвойникованные по карлсбадскому, альбит-карлсбадскому, альбитовому, альбит-астерельскому и периклиновому законам; в отдельных зернах ясно видна зональность. Состав его колеблется от № 35 до № 56.



Т а б л и ц а 24. Химический состав шонкинитовых монцонит-порфиров, %

| Компонент          | 1     | 2      | 3     | 4      | 5     | 6      | 7      | 8      |
|--------------------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
| $SiO_2$            | 54,88 | 50,84  | 55,02 | 53,92  | 56,28 | 54,91  | 56,12  | 48,66  |
| $TiO_2$            | 0,72  | 1,04   | 0,57  | 0,60   | 0,88  | 0,54   | 1,10   | 0,97   |
| $Al_2O_3$          | 12,86 | 13,59  | 13,91 | 13,52  | 12,27 | 10,68  | 16,96  | 12,36  |
| $Fe_2O_3$          | 2,85  | 6,45   | 3,80  | 2,48   | 6,68  | 8,26   | 2,93   | 3,08   |
| $FeO$              | 7,11  | 5,75   | 6,18  | 5,10   | 4,92  | 3,59   | 4,01   | 5,86   |
| $MnO$              | 0,13  | 0,15   | 0,07  | -      | 0,15  | 1,40   | 0,16   | 0,13   |
| $MgO$              | 5,99  | 6,77   | 6,48  | 7,24   | 5,75  | 5,87   | 3,27   | 8,09   |
| $CaO$              | 6,90  | 8,54   | 6,57  | 8,30   | 6,85  | 7,35   | 6,50   | 10,46  |
| $Na_2O$            | 2,37  | 2,87   | 2,62  | 2,68   | 1,73  | 2,63   | 3,67   | 2,71   |
| $K_2O$             | 4,37  | 2,96   | 3,71  | 3,87   | 2,64  | 4,68   | 3,76   | 5,15   |
| $P_2O_5$           | 0,60  | 0,46   | 0,46  | 0,38   | 0,36  | 0,48   | 0,47   | 1,07   |
| $SO_3$             | 0,04  | Следы  | Нет   | 0,39   | Нет   | -      | -      | -      |
| $H_2O_{\text{св}}$ | 0,05  | 0,23   | 0,08  | 0,90   | 0,38  | 0,15   | 1,05   | 1,46   |
| П.п.п.             | 0,57  | 0,37   | 0,50  | -      | 1,45  | 0,24   | -      | -      |
| $CO_2$             | 0,21  | -      | -     | -      | -     | -      | -      | -      |
| F                  | 0,17  | -      | 0,016 | -      | -     | -      | -      | -      |
| Сумма              | 99,75 | 100,02 | 99,97 | 100,08 | 99,96 | 100,39 | 100,00 | 100,00 |

П р и м е ч а н и е. Шонкинитовые монцонит-порфиры: 1 - р.Конка, карьер против с. Драгунское; 2 - балка Гнилая, южная окрестность с. Драгунское; 3 - там же, карьер против с. Драгунское; 4 - Семеновский карьер; монцонит-шонкинитовые порфиры; 5 - с. Драгунское; 6 - с. Вальное; 7 - средний монцонит; 8 - средний шонкинит (1 - аналитик С.А. Панченко, 2, 3 - аналитик А.А. Стеценко, 4 - данные В.Г. Кривенко, 5, 6 - данные Л.Д. Юрьева; 7, 8 - по Дзели)

Из акцессорных минералов постоянно присутствует апатит.

Таким образом, по минеральному составу описанные породы представляют собой разновидность, промежуточную между монцонитом и шонкинитом, поскольку содержат значительное количество плагиоклаза, не характерного для шонкинитов. Следовательно, эти породы должны быть названы монцонит-порфирами.

По данным химического анализа (табл. 24) также видно, что состав породы в общем укладывается в границы, характерные для монцонитов, но несколько отличается от среднего монцонита Дали большим содержанием *Fe, Mg Ca*, меньшим содержанием щелочей и глинозема. Общая железистость шонкинитовых монцонит-порфиров постоянна — 36,4 — 54,55 %.

Помимо главных породообразующих элементов в монцонит-порфирах р.Конка спектральным анализом установлены незначительные примеси *Ni, Co, V, Zr, Pb, Sn, Ga, Be, Sc, Y, Vb*, а также *Cu* и *Sr* в количествах, значительно превышающих кларковые.

Несмотря на некоторые отличия в минеральном составе, монцонит-порфиры р.Конка и Донбасса имеют очень близкий химический состав, свидетельствующий о генетическом родстве этих пород. Одновозрастность монцонит-порфиров р.Конка и Донбасса подтверждается данными изотопного возраста, определенного калий-аргоновым методом, и геологическим положением.

Так, для монцонит-порфиров р.Конка установлен возраст 220 — 230 млн. лет (по данным И.Д.Царовского — 276 — 296 млн. лет). Предполагается, что внедрение монцонит-порфиров Донбасса происходило в конце пермского — начале триасового периода и приурочено к ифальской фазе варисского орогенеза, с которой связано формирование основных складчатых структур Донбасса.

\* \* \*  
\* \* \*

Вулканические процессы, приведшие к появлению дайковых и вулканических формаций, играют значительную роль в истории формирования платформенных структур Украины. Проявления вулканизма на УЩ связаны с периодическим нарушением кратонного режима платформы и приурочены к определенным этапам ее активизации.

Наиболее древняя дайковая диабазовая формация бассейна р.Базавлук возрастом 2700 — 2560 млн. лет завершает архейский этап развития УЩ и связана с магматизмом начальной фазы консолидации древнейшей Днепровской платформы (Базавлукское дайковое поле). Среди



диабазов этой формации четко выделяются метаморфизованные и свежие. Часть дайковых пород бассейна р.Базавлук возрастом 2440 - 2280 млн.лет предположительно можно связать с оживлением разломов в раннем протерозое.

Появление даек в этом районе возрастом 2270 млн.лет и моложе, по-видимому, приурочено к завершающему этапу магматической деятельности раннего протерозоя и связано с началом стабилизации Днепровско-Западно-Приазовской платформы.

Стабилизация Ущ, за исключением крайней северо-западной части, завершилась к концу раннего протерозоя. Таким образом, в среднем протерозое (1700 - 1500 млн.лет) Ущ полностью консолидировался и представлял собой платформу.

К среднему протерозою, с которым связаны проявления магматизма под влиянием вольнского орогенеза, относится формирование в южном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона дайковых пород диабазовой формации возрастом 1800 - 1600 млн. лет (Ингульское дайковое поле). Эти дайки синхронны породам коростенского комплекса и, очевидно, приурочены к разломам, возникшим в период внедрения интрузивных пород Корсунь-Новомиргородского плутона. Представлены дайковые породы преимущественно оливиновыми диабазами, реже диабазовыми порфиритами, диабазами и лампрофирами.

Дайковые образования аналогичного возраста встречены бурением в Приднепровье (Восточно-Кременчугское дайковое поле), где они представлены оливиновыми контадиабазами.

Дайковые породы позднего протерозоя формировались в конце овручско-вольнской эпохи. С этим этапом связано появление наиболее многочисленной группы даек, изотопный возраст которых укладывается в интервал 1550 - 1200 млн.лет. Они развиты на большой территории и в отличие от более древних дайковых образований характеризуются пестрым петрографическим составом. Дайковые породы этого возраста наиболее распространены в Приазовской (Бердинско-Кальчикское и Кальмиусское дайковые поля) и северо-западной (Северо-Западное дайковое поле) частях Ущ и в меньших масштабах - в средней его части (Верхнеташликское, Верхнеингульское, Южно-Криворожское дайковые поля). Состав их колеблется от оливиновых диабазов до кварцевых порфиров. Их можно выделить в две формации - диабазовую и ортофир-кварцпорфирную.

Рифейские разломы и вулканические проявления, отвечающие времени ранне- и позднегалицийской складчатости, развиты преимущественно в структурах обрамления щита. Дайковые же образования возрастом



1100 - 550 млн. лет пока обнаружены в немногочисленных пунктах Ущ. Наибольшее количество изотопных определений возраста, укладывающихся в рамки рифея, получено для дайковых пород приазовской части щита, где они слагают Кальчикско-Обиточненское дайковое поле, а также для дайковых пород в пределах Кировоградского блока. Единичные дайки диабазов и кварцевых порфиров северо-западной части щита, для которых установлен изотопный возраст 1070 - 1100 млн. лет, предположительно объединены в Клевосское дайковое поле. Проблематичное Южно-Бугское дайковое поле выделено в среднем течении р. Юж. Буг. Здесь бурением вскрыта дайка диабазов; изотопный возраст ее 1100 млн. лет.

Большинство изотопных определений дайковых пород рифейского возраста соответствует времени черноморской фазы (1100 - 700 млн. лет) Галицийской складчатости. Единичные определения возраста диабазов Приазовья (468, 510 млн. лет) можно отнести к раховской фазе той же складчатости и предположительно синхронизировать с породами воынской трапповой формации.

С позднепалеозойским временем сопряжено появление дайковых образований возрастом 390 - 180 млн. лет, генетически связанных с герцинскими вулканическими формациями, развитыми в ДДВ и зоне сочленения щита с Донбассом. Дайковые породы этого этапа наиболее распространены в приазовской части щита, в бассейне р. Конка. Здесь они слагают Конкское дайковое поле, а также отмечены по р. Каратыш, в пределах Покрово-Киреевской структуры, по рекам Мокрая Волноваха, Кальчик и Еланчик (Кальмиус-Еланчикское дайковое поле). В средней части щита дайки позднепалеозойского времени вскрыты в пределах Кировоградского блока, вблизи г. Новоукраинка (Ровненское дайковое поле). Представлены они производными как нормального, так и субалочного рядов (различного состава лампрофиры, андезиты).

С доскладчатой фазой герцинского тектогенеза, сопряженной во времени с периодом наибольших опусканий в области Днепровско-Донецкого авлакогена и собственно Донбасса, связано появление в этих структурах и в зоне сочленения щита с Донбассом девонской щелочно-базальтоидной формации. На щите проявление вулканизма этого возраста зафиксировано только в краевой восточной части в пределах Волновахского дайкового поля.

К более поздней, орогенной, фазе герцинского тектогенеза приурочено становление пород андезитовой формации Донбасса, зоны сочленения его с Ущ и приазовской частью щита. Образование их

связано с периодом замыкания Днепровско-Донецкого авлакогена. Изотопный возраст пород, секущих среднекаменноугольные отложения Донбасса, колеблется от 180 до 280 млн. лет. В этот же возрастной интервал попадают дайковые андезиты, лампрофиры и шонкинитовые монзонит-порфиры Приазовья, а также лампрофиры средней части Ущ, формировавшиеся в период активизации этих участков щита под влиянием герцинского орогенеза. Более молодые дайки в пределах Ущ не установлены.

Изучение дайковых пород Ущ показало, что они имеют очень разнообразный петрографический и химический состав. Пестрота состава увеличивается от древних дайковых комплексов к более молодым. Так, если в раннем протерозое выделяются только разновидности диабазов, то уже в позднем протерозое состав даек колеблется от кварцевых порфиров до оливиновых диабазов.

Для дайковых пород различного возраста характерны также отличия в химическом составе породообразующих минералов. Пироксены, хотя и представлены преимущественно авгитами, все же отличаются как железистостью, так и содержанием элементов-примесей. Наиболее высокая железистость (30 - 46 %) установлена для пироксенов из оливиновых диабазов бассейна р. Ингул, которые формировались в среднем протерозое и, очевидно, генетически связаны с коростенским комплексом. Менее железисты (22 - 29 %) пироксены из диабазов р. Базавлук. Самую низкую железистость (19 - 23 %) имеют пироксены из молодых дайковых пород Ущ - палеозойских лампрофиров.

Установлена специализация в накоплении элементов-примесей различными минералами дайковых образований. Концентраторами *Ni*, *Co*, *Cr*, *Sc*, *Y* являются пироксены и железистые рудные минералы (титаномагнетит и магнетит), причем в рудных минералах диабазов среднего протерозоя больше *Ni* и *Cr*, а в пироксенах *Sc* и *Y*. В диабазах Базавлукского дайкового поля *Ni*, *Cr* и *Sc* концентрируются в пироксенах. Наиболее высокие содержания *Y* и *Zn* зафиксированы в магнетитах, *Zr* - в ильменитах; *Yb* обнаружен только в пироксенах. Плаггиоклаз аккумулирует *Ba*, *Mo*, *Pb*, *Ag*, *Bg*, *Ca*.

Несмотря на изучение петрографических и геофизических особенностей дайковых пород Ущ, роль их как носителей или аккумуляторов рудных компонентов не ясна, хотя в некоторых случаях в них отмечаются повышенные содержания *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Ni*.

Дайковые поля зачастую контролируют размещение руд, поэтому значение их как носителей оруденения или как структурного фактора, определяющего размещение рудной минерализации велико.



## ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ПРИПЯТСКОГО ВАЛА И ЗАПАДНОГО СКЛОНА УКРАИНСКОГО ШИТА

В пределах Припятского вала и западного склона Ущ вулканогенные, субвулканические и субинтрузивные тела внедрялись (изливались) в позднем протерозое (рифее, венде), а в жильной фации — в раннем и позднем палеозое и мезозое.

### УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИПЯТСКОГО ВАЛА И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Стратиграфическое положение эффузивных, субвулканических и субинтрузивных тел региона в большинстве случаев установлено достаточно точно: они приурочены к рифейским, вендским и палеозойским образованиям. Однако и в настоящее время нет единого мнения относительно возраста и условий залегания пород многих разрезов (Горынская, Дубровицкая, Рафаловская, Старочарторийская, Кухотско-Вольская, Хотешовская, Ратновская, Медненская, Любомльская, Берестечковская площади).

Не менее сложны взаимоотношения магматических образований среднерифейской вулканоплутонической формации и древних (допалеозойских) осадочно-терригенных пород.

В пределах Припятской геохимической провинции в верхнем рифее можно выделить несколько типов разрезов: 1) в строении которых участвуют только песчаники полесской серии, а силы субвулканических пород отсутствуют. Это разрезы бассейнов рек Вилия и Цветоха (верховья бассейна р. Горынь), Дубровицкий, Клевовский и Томашгородский (в низовьях междуречья Случь — Горынь), Хотиславский на западном окончании Припятского вала; 2) сложенные песчаниками полесской серии с залегающими в них одним или двумя субинтрузивными телами, обычно представленными габбро-диабазами, разделенными аргиллитами; они отмечены в Гута-Степанском, Владимирецком, Рафаловском, Перекальском, Хотешов — Камень-Каширском, Овадновском, Владимир-Волинском и других районах; 3) в которых, кроме терригенных присутствуют карбонатные породы, сопровождавшиеся внедрением не только траппов, но и щелочных базальтоидов. Ори-



гинальными являются разрез, в которых габбро-диабазы участвуют в составе брекчий.

#### ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Рассмотрим Гута-Степанский разрез. Он находится на западном склоне Ущ. Характеризуется тем, что полесская серия содержит не только рифейские субинтрузивные габбро-диабазы, но и более поздние (позднепалеозойские) субвулканические тела щелочных базальтоидов (скв. 1 и 2). Последние пересекают субинтрузию габбро-диабазов и свидетельствуют о повторных тектонических подвижках вдоль шва Горынского глубинного разлома. В скв. 2 снизу вверх вскрываются (в м):

- 94,8-92,4 - песчаники серые гидрослюдистые полесской серии
- 92,4-91,4 - габбро-диабазы темно-серые, трещиноватые
- 91,4-87,2 - жила щелочного лампрофира (бурый мончикит) в силле
- 87,2-55,8 - габбро-диабазы темно-серые, трещиноватые
- 55,8-40,5 - песчаники серые полесской серии
- 40,5- 5,0 - мел пясчий туронского яруса Верхнего мела

Размеры субинтрузий, по-видимому, незначительные, так как уже на некотором удалении от нее (скв. 139) в интервале 90,7 - 130,0 м отмечаются только песчаники полесской серии.

Сарненский разрез. В нем преобладают серые кварц-полевошпатовые горизонтально- и косослоистые песчаники полесской серии с прослойками коричневых аргиллитов (1 - 3 мм). Мощность 100,0 м. Около с.Щецевичи (скв. 127, инт. 33,0 - 180,0 м) песчаники непосредственно залегают на кристаллическом фундаменте. На Сарненском водозаборе в скв. 5-г снизу вверх вскрываются (в м):

- 85,0-40,0 - песчаники кварц-полевошпатовые, бурные, сверху серые
- 40,0-15,0 - пясчий мел верхнего мела, перекрытый четвертичными породами

Вулканических тел в полесской серии нет.

Дубровицкий разрез. Верхнерифейские образования представлены только песчаниками полесской серии, которые через прослой конгломератов (скв. 354, инт. 199,9-200,9 м) сменяются гетитсодержащими бурными грубозернистыми песчаниками (средний рифей ?); последние на глубине 217,4 м залегают на сенигах фундамента. Суммарная мощность древних песчаников (инт. 70,1 - 217,4 м) 146,3 м; субвулканических пород в песчаниках полесской серии нет.

Верхнерифейские образования вдоль западного склона протягиваются к северному склону Ущ, где выполняют Клесовский и Томашгородский грабены. На Клесовском водозаборе полесская серия перекрыта туронским ярусом верхнего мела. Субинтрузивных тел нет!

Томашгородский разрез. Отложения верхнего рифея в нем представлены песчаниками полесской серии, которые по крутому сбросу контактируют с гранитоидами Ущ. В полесской серии выделяются пять литологических разновидностей. В нижней части толщи (скв. 259, гл. 284,0 м) отмечены полуокатанные обломки 2x3 см песчаников и аргиллитов, угловатая галька сидерита и кварца (1,5x2,0 см). Преобладают светло-серые кварц-полевошатовые песчаники (гл. 182,0 м), иногда каолинизированные (гл. 121,6 м) и гидрослюдистые (скв. 262, гл. 39,7 и скв. 263, гл. 71,3 м) с углами падения 3 - 5° к вертикальной оси керна. Прослой бурых аргиллитов развиты в скв. 266 на гл. 218,5 м. Субвулканических тел не обнаружено. Непосредственно под полесской серией (скв. 263, гл. 139,2 м) подсечены основные породы, однако они не похожи на силлы габбро-диабазов. Структурные условия их залегания также различные - они размещаются в гранитоидах Ущ.

Владимирецкий разрез. Расположен на юго-западном окончании Дубровицкого поднятия и осложняется разломом. На участке Островцы снизу вверх вскрываются (в м):

- 200,0-193,1 - песчаники кварц-полевошатовые, полесская серия
- 193,1-136,2 - силлы темно-серых габбро-диабазов мощностью 56,9 м
- 136,2-136,1 - маломощная жила (0,1 м) светло-коричневых щелочных базальтоидов; аналогичные есть на гл. 268,0 м в с. Перекалье
- 136,1- 96,6 - рифейские песчаники кирпично-красные, на контакте с субинтрузивной залежью габбро-диабазов бурные
- 96,6- 21,7 - отложения мела; мергель и песчаники верхнего мела

За пределами участка фундамент вскрыт на глубине 419,0 м в скв. 162.

На Владимирецком участке в два этапа внедрялась магма: на более раннем (поздний рифей) - субинтрузивные траппы (габбро-диабазы), а на позднем (в позднем палеозое) - щелочные базальтоиды в субвулканической фации.

На Конопотском участке прослеживается значительное погружение поверхности кристаллического фундамента, в связи с чем подошва полесской серии отмечена на глубине 610,0 м (скв. 110). Толща представлена кирпично-красными и серыми песчаниками, в кровле ее залегает субинтрузивная залежь долерит-базальтов (39,0 м); она перекрыта отложениями верхнего мела. Время внедрения субинтрузивной залежи остается пока не выясненным: возможно, она связана с вендскими (волынскими) расколами земной коры. Правда, полученные определения возраста 720 млн. лет (лаборатория ИГЧМ АН УССР) скорее всего свидетельствуют о рифейском времени образования. К за-



паду от с.Конотоп в с.Полища (скв. 131) песчаники полесской серии вскрываются с гл. 119,0 м под волинской серией.

Рафаловский разрез. Он находится в бассейне р.Стырь, образования верхнего рифея представлены песчаниками полесской серии (скв. 158, гл. 279,0 м), содержащими силлы габбро-диабазов (гл. 337,8 м). В скв. 270 снизу вверх отмечены (в м):

- 614,0-590,3 - песчаники полесской серии
- 590,3-493,5 - габбро-диабазы (силлы в песчаниках)
- 498,5-385,0 - песчаники полесской серии с прослойками туффицитов (?)
- 385,0-371,5 - гравелиты, песчаники горбашовской свиты
- 371,5- 91,8 - базальты волинской серии, перекрытые отложениями верхнего мела

Перекальский разрез. Он приурочен к Стырь-Стоходскому междуречью, которое является естественной границей западного склона Ущ с Припятским валом. Расположен на грабенообразном окончании Кухотско-Вольского разлома широтного простирания. В разрезе отмечены субинтрузивные, эффузивные и субвулканические породы (скв. 954):

- 464,0-348,0 - песчаники кирпично-красные полесской серии
- 348,0-296,0 - габбро-диабазы темно-серые, брекчированные, мощностью 52 м
- 296,2-272,9 - песчаники светло-розовые среднезернистые, горбашовские
- 272,0-268,0 - субвулканическая дайка светло-коричнево-желтых нефелиноидных фонолитов (4,9 м). Такие же породы отмечаются в с.Островцы Владимирецкого участка (скв. 2-г, инт. 136,1-136,2 м)
- 268,0-221,9 - светло-серые песчаники и аргиллиты горбашовской свиты
- 221,9-123,1 - туфы базальтовые, базальты, включения красной лавы
- 123,1- 54,30- базальты с жилами серо-зеленоватых щелочных базальтоидов (гл. 122,7; 81,9; 79,0; 68,3 м)
- 54,30- 0,5 - мергель верхнего мела; с гл. 15,6 м - третичные отложения

Между селами Перекалье и Кухотская Воля в скв. 78 Г.П.Шраменко и Т.А.Кленова в 1955 г. снизу вверх вскрыли (в м):

- 152,0-109,5 - силлы темно-серых габбро-диабазов мощностью 43 - 50 м
- 109,5- 98,50- песчаники полесской серии
- 98,5- 0,00- отложения верхнего мела, третичные и четвертичные образования

По-видимому, этот силл погружается на восток, где вскрывается скв. 954 в пределах вулканотектонической депрессии. Впервые субинтрузивное тело в этом районе проследил в 1964 г. В.И.Клушин методом магниторазведки.

Кухотско-Вольский разрез располагается в центральной части Припятского вала и приурочен ближе к западной части междуречья Стырь - Стоход. Образования полесской серии верхнего рифея залегают

на отдельных блоках сильно раздробленного кристаллического фундамента с перепадами глубин 400 - 800 м и более. Следует напомнить, что еще до постановки здесь глубокого бурения. Н.П.Семененко, В.И.Клушин, Н.А.Савченко в 1968 г. выдвинули идею о существовании в Стырском грабене крупного уступа по кровле фундамента с наклонным и опущенным западным крылом вдоль Большесобирского глубинного разлома. Неровность поверхности кристаллического основания очень сказывается и на строении полесской серии. Песчаники полесской серии разбиты на отдельные блоки, иногда эти блоки стоят "на головах", входя в состав брекчии. В лежачем боку зоны брекчирования полесские песчаники меньше или совсем не нарушены (скв. 4167 и др.). Самое раннее описание брекчированных пород проведено Г.П.Шраменко в с.Кухотская Воля из скв. 67, пробуренной в 1955 г. Залежей габбро-диабазов здесь не оказалось. В брекчии отмечены обломки песчаников полесской серии, алевролитов, разновозрастных доломитов, известняков и субвулканических и глубинных магматических пород щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации.

- На основании полевого материала Г.П.Шраменко в 1955 г., Г.А.Уженковым в 1961 г. и ревизионного изучения керна Н.А.Савченко в 1964 г. и др. описал разрез скв. 67 (снизу вверх, в м):
- 260,7-225,0 - песчаники полесской серии светло-коричневые с "лепешками" глинистых катунов
  - 225,0-171,5 - брекчия из обломков (3x5 см) песчаников и алевролитов
  - 171,5-167,8 - брекчия из красно-бурых аргиллитов, известняков
  - 167,8-162,0 - брекчия светло-розовых песчаников и красно-бурых аргиллитов полесской серии, а также тонкозернистого песчаника
  - 162,0-137,8 - брекчия из пестроцветных кварцевых песчаников, обломков известняка, мергеля и окатанных зерен кварца
  - 137,8-133,5 - брекчия из пестроцветных песчаников полесской серии, светло-коричневых косослоистых ( $\angle 45^\circ$ ) глинистых мергелей, слабо реагирующих с  $HCl$ ; на гл.127,4 м - красно-бурая брекчия, в глинистую массу которой включены обломки светло-коричневых кварц-полевошпатовых песчаников (2x8 мм), угловатых обломков серых тонкозернистых мергелей (1,5x2,0 см), обломков пепельно-голубовато-серых, сильно разложившихся глубинных магматических пород с гранатом и ильменитом (обломки кимберлита IXI см) и обломков мончикита и латита; частые включения окатанного и угловатого водянoproзрачного и дымчатого кварца, а также розового, лилового и оранжево-красного граната (пирропа) и ильменита. Встречается минерал травянисто-зеленого цвета
  - 127,4-116,8 - светло-серые "сахаровидные" известняки, местами пятнистые, мягкие (силурийские); обломки 6,5x17,0 см
  - 116,8-113,0 - светло-коричневые, сливной текстур, плотные доломиты (рифейские?); 4x6 см (гл. 113,0 м). Излом раковистый. Они похожи на доломиты участка Хотешов на



- Припятском валу (скв. 6-сп, инт. 433,9 - 431,7 м), где залегают среди песчаников верхнего рифея
- II3,0-III,0 - серые доломиты глинистые, силурийские (?)
- III,0-IO2,3 - брекчия зеленовато-серых известняков и мергелей; обломки субвулканических пород. Выше (инт. IO2,3 - 0,0 м) - породы мезо-кайнозоя

Кухотско-Вольский разрез дополнительно вскрыт в 70 - 80-х годах новыми многочисленными скважинами, пробуренными Волинской ГРП, Ровенской ГРЭ, гго Севукргеология МГ УССР. Здесь толща песчаников полесской серии и вулканические тела, в том числе палеозойские породы, интенсивно брекчированы, имеют следы тектонических перемещений. По новым материалам Б.Я.Воловник и др. [11] в составе брекчии присутствуют голубовато-серые щелочно-ультрасосновные породы, с пироповым гранатом, пикроильменитом, хромшпинелидом. Кроме того, отмечаются обломки траппов.

В скв. 4167, пройденной в с.Кухотская Воля в 80-х годах, Н.А.Савченко закартировал следующий разрез (снизу вверх, в м):

- 310,0-290,4 - песчаники кирпично-красные полесской серии, монолитные, иногда трещиноватые или перемятые (1-2 м)
- 290,4-271,8 - брекчия из обломков светло-коричневых песчаников, трахитов (трахи-долеритов?), сиренево-серых щелочных базальтоидов, сцементированных кварц-глинистым материалом
- 271,8-220,5 - брекчия из терригенно-карбонатного и вулканогенного материала: светло-коричневые песчаники и коричневые алевро-аргиллиты полесской серии (гл. 232,1 м); благодаря тектонике, пласты оказались заданными вверх под  $\angle 75^\circ$  к вертикальной оси керна; черные песчанники кварцевые (гл. 233,3 м); в полесской серии таких песчаников нет; они похожи на карбоновые песчаники Львовско-Волинского каменноугольного бассейна; не исключено, что они значительно древнее полесской серии; серые порфириовидные трахидолериты? (гл. 229,0 и 271,3 м); мандельштейны; туффиты. На гл. 229,0 м трахидолериты пересекаются под  $\angle 45^\circ$  прожилком 0,7 см черного вулканита
- 220,5-165,0 - брекчия из обломков светло-серых и пятнистых песчаников, жваво-бурых доломитов, темно-серых щелочных базальтоидов с порфиробластами калишпата (нефелина?), тингуаитов (гл. 201,5 м), сиреневых вулканитов (гл. 193,0 м), очень похожих на девонские вулканогенные образования Лоевской седловины Припятской впадины и ДДВ. На гл. 192,0 м сиреневого цвета вулканит эруптивной брекчии цементирует обломок (2 - 4 см) розового доломита.

По всему интервалу отмечаются зеркала скольжения, свидетельствующие о вертикальных и горизонтальных перемещениях. В инт. 194,0-195,0 м прослежены серые, рыхлые пески (песчаники) с включением (по предварительным данным) черных желваков - кремней. Последние обычно характерны для песков сеноманского яруса верхнего мела.

Если находки подтвердятся и по другим скважинам, то можно утверждать, что в зоне Кухотско-Вольского разлома существовали мезозойские (послесеноманские) тектонические движения (амплитудой 0,5 км).

- По генезису брекчия вторичная, переотложенная. В скв. 4167 обломков кристаллических пород фундамента не обнаружено.
- 165,0-159,0 - пачка (0,5 м) перемятых светло-коричневых осадочных пород. В ее основании - коричневая глина трения по верхнепалеозойским (?) вулканитам (гл. 163,7 м). Выше - карбонатная брекчия доломитов, причем в ней отмечаются монолитные блоки до 0,3 м (гл. 160,8 м)
- 162,5-159,0 - контакт между известково-доломитовой брекчией (внизу) и кирпично-красными песчанками полесской серии (вверху). В 3,5-метровой зоне контакта есть перемятые участки мощностью 0,1 м, в которых присутствуют угловатые обломки тех же доломитов
- 159,0- 68,00- песчанки полесской серии кирпично-красные, иногда с прослойками серых песчаников и коричневых аргиллитов. Толща частично разбита сетью трещин, иногда перемятая (I - 3 м), однако имеет вид монолита
- 68,00- 0,00- пески альбского яруса нижнего мела, глауконитовые пески палеогена и четвертичные образования, включая почвенный слой

За пределами зоны Кухотско-Вольского разлома отложения полесской серии (например, в скв. 690) залегают на коре выветривания (696,0 м) светло-серых биотитовых гранитов, а перекрыты они (гл. 83,0 м) песком и мергелем верхнего мела. Субинтрузивных тел в разрезе скв. 690 нет.

Лооненский разрез. Располагается к западу от с. Кухотская Воля. В скв. 827 снизу вверх наблюдается переслаивание субинтрузивных пород основного состава с субвулканическими телами щелочно-ультрасоснового - щелочно-базальтоидного состава. Вулканиды залегают в толще песчаников полесской серии.

- 287,0-252,1 - отложения верхнего рифея, песчанки полесской серии бурого цвета
- 252,1-251,9 - пикритовые габбро-диабазы темно-серые мощностью 0,2 м
- 251,85-251,30-щелочно-ультрасосновая порода (выщелоченный серпентинизированный кимберлит?) светло-желтовато-зеленоватого цвета
- 251,30-237,0- силл (гл. 245,5 м) темно-серых вязких пикритовых габбро-диабазов (114,3 м). На гл. 249,7 м с ними в контакте бурные пикритовые габбро-диабазы
- 237,0-231,0 - песчанки полесской серии, на контакте - гидрослюдистые
- 231,0-200,0 - отложения венда, волнская серия, горбашовская свита: гравелитистые песчанки с галькой до I см в перерыве (гл. 229,0 м)
- 200,0-45,00 - берестовицкая свита: бурные туфы базальтовые, псефитовые; поток базальтов 39,5 м (с включением бурой окисленной лавы)
- 45,0- 0,00 - верхнемеловые, третичные и четвертичные отложения.



Любешовский разрез. Он находится между бассейнами рек Стоход на востоке и Припять на северо-западе и севере. Характеризуется общей приподнятостью кристаллического фундамента. В с. Радовель на правом берегу р. Припять (скв. I4-г) мощность отложений полесской серии 302,0 м, причем силы габбро-диабазов не установлены. Снизу вверх вскрываются (в м):

476,3- 72,4 - песчаники полесской серии с прослоями аргиллитов  
72,4- 0,00- образования верхнего мела и кайнозоя

В большинстве точек вскрываются отложения волынской серии венда. К западу от с. ВыдERTA происходит наращивание палеозойских отложений, в том числе и силурийских известняков, среди которых залегают палеозойские ортофиры и слюдистые ортофировые туффиты возрастом 390 млн. лет.

К северу от г. Любешов на левом берегу р. Припять мощность полесской серии незначительна, так как в структурном отношении она приурочена к Пинской (Полесской) седловине. Субинтрузивных тел нет.

Хотешов-Камень-Каширский разрез. Расположен в бассейне р. Турья (приурочен к приподнятой части кристаллического фундамента). Здесь вскрывается 250 м песчаников полесской серии, среди которых присутствуют пакки карбонатных и две залежи вулканических пород. В скв. 6-сп силл габбро-диабазов сопровождается субвулканическим телом щелочных базальтоидов, которые разделены между собой паккой песчаников и доломитов верхнего рифея. В с. Мостище снизу вверх прослежены (в м):

519,0-498,0 - гравелитистые кварцевые песчаники полесской серии  
498,0-419,8 - бурные аргиллиты, кирпично-красные песчаники  
419,8-337,6 - силл темно-серых габбро-диабазов (82,2)  
337,6-333,5 - пятнистые песчаники, жила серых с белыми пятнами щелочных базальтоидов мощностью 4,1 м  
333,5-331,0 - светло-коричневые доломиты, известняки и кластобрекчия этих же пород с жилой коричнево-бурных фальзитов

Выше напластовываются конгломераты (2 м), гравелиты и песчаники (15,1 м) горбашовской свиты волынской серии венда. В связи с оригинальностью разреза рифейские образования на Хотешов - Камень-Каширском участке Припятского вала предложено выделить в самостоятельную "хотешовскую свиту". Выделение в стратотимической местности новой осадочно-карбонатной толщи с вулканитами позволяет с большей долей достоверности определять время проявления щелочного и ультраосновного вулканизма и внедрения эруптивных брекчий на Припятском валу.

Максимальная глубина залегания подошвы полесской серии на

участке - 702,0 м (скв. 5-сп). Ниже, по-видимому, залегают древние кварцевые (со слюдой) породы осадочного чехла.

Ратновский разрез. Приурочен к одноименному горсту, южное крыло которого оборвано субширотным Южно-Припятским разломом. Мощность песчаников без субинтрузивной залежи минимальна (42,1 м). В пачке аркозовых разностей мощность песчаников 19,5 м, а мелкозернистых 22,4. Как отмечали в 1952 г. П.Л.Шульга, а также Г.Х.Дикенштейн, в скв. 310 (за 1947 г.) на глубине 209,2 м выделяется пачка гравелитов (0,5 м), которая залегают на гнейсах фундамента. Однако в скв. 25, пройденной трестом Киевгеология в 1962 г. в с.Горники (к северо-западу от скв. 310), песчаников нет, и белый пясчий мел туронского яруса верхнего мела залегают (на глубине 162,8 м) непосредственно на коре выветривания биотит-роговообманковых гнейсов. Фундамент разбит на блоки с перепадом глубин до 50,0 м, что было зафиксировано Я.С.Сапужаком методом электроразведки. Н.А.Коряк и О.Г.Яненко выявили здесь узкую аномалию (6x12 км) северо-восточного простирания. По данным бурения А.Е.Бирклева, в фундаменте не отмечается ни даек, ни обрывков вулканических пород. Известны лишь жилы розовых амплитовидных гранитов, возраст которых по данным Н.А.Савченко, 1050 млн.лет (лаборатория ИГФМ АН УССР).

В юго-восточном крыле горста (скв. 14, инт. 166,4 - 199 м) наблюдается полесская серия песчаников (32,6 м), а силлы габбро-диабазов отсутствуют. На юго-западном борту полесская серия не вскрыта, однако отмечается (скв. 17, с.Конобель) очень крутое ( $\angle 45^\circ$ ) залегание вулканогенных пород воынской серии венда. Полесская серия погружается на юг, где она обрывается Южно-Припятским глубинным разломом с амплитудой до 1000 м.

Хотиславский разрез. Располагается он к северо-западу от г.Ратно, между Ратновским и Крымненским поднятиями фундамента. Характеризуется полным отсутствием субинтрузивных залежей в рифейских образованиях. В с.Хотислав (скв. 18) снизу вверх обнажаются породы (в м):

- 461,3-408,6 - песчаники кварц-полевошпатовые (в инт. 432,3 - 408,6 - на карбонатном цементе, крепкие) кирпично-красные, полесская серия
- 408,6-221,4 - такие же песчаники, перекрытые отложениями мезозоя.

Изотопный возраст детритусового циркона из этой толщи, определенный свинцовым методом (ИГФМ АН УССР), 1600 млн.лет. Выше, в инт. 221,4-211,3 м, - пески глауконитовые верхнего мела. В песке содержится пирит и галька (размером 7x8 см) рудных кварцитов со слюдой.



В промежутке между с. Хотислав (СССР) и г. Влодава (ПНР) в так называемом Домачевском грабене полесские песчаники и рифейские субинтрузивные тела не изучены. К юго-западу от с. Хотислав, в сторону с. Пища, до глубины 247,0 м прослеживаются породы, находящиеся не ниже уровня волынской серии. По данным В.И. Клушина, кристаллический фундамент находится на глубине 515,5 м. В направлении г. Радеж и Домачево (Брестская обл.) вулканогенная толща волынской серии погружается вместе с перекрывающей ее валдайской. По-видимому, вместе с ними погружается и полесская серия. Правда, при прослеживании на север полесская серия (пинская свита белорусской серии, по А.С. Махначу) в восточной части Брестской впадины (скв. 6-к с. Гирск, район г. Кобрин) мощностью 202,0 м перекрывает фундамент, а в западной — выклинивается, и на кристаллическое основание налегают гравелиты и базальты вильчанской серии венда.

Вижница-Лукувский (Славатчский) разрез. Находится он на западном окончании Припятского вала, к западу от бассейна р. Зап. Буг, в юго-восточной части ПНР. Аналогами полесской серии (66,6 м) является разнозернистые песчаники, вскрытые на глубине 1811,1 м скв. ИГ-1 (с. Каплонсы); тут они залегают на кристаллическом основании, а перекрываются 372-метровой пачкой эффузивных пород венда. Если полесская и волынская серии размыты, то на фундамент (с. Лукув) прямо ложатся осадки карбона. К северу от Славатчского горста в Подлясской впадине (западное продолжение Брестской впадины) полесская серия не установлена. В разрезе Мельник фундамент находится на глубине 1611,0 м, причем перекрыт он конийскими диабазами, а еще выше — эффузивами волынской серии венда. Образований верхнего рифея нет и в Надбужской впадине, расположенной вдоль границы ПНР и СССР, при этом неизвестно отлагались они там или нет, так как в 1964 г. Е. Зноско отметил, что эта структура с юга и севера ограничена субширотными девонско-карбонными разломами. Несмотря на то что в большинстве случаев на Вижница-Лукувском поднятии аналогов полесской серии с вулканитами нет, Т. Немчица в 1962 г. писала, что они здесь были, однако в результате поднятия территории в юре породы рифея оказались полностью смыты, о чем свидетельствуют обломки древних рифейских (эокембрийских) песчаников в осадках догтера.

Интересно было бы проследить распространение полесского комплекса с субинтрузивными телами в латеральном направлении, за пределами западного окончания Припятского вала. К сожалению, для этого имеется слишком мало данных. Так, только в юго-восточ-

ной части Польши есть одна уникальная скв. Лопенник ИГ-1, пройденная на погруженных склонах Вижница-Лукувского поднятия и вскрывшая на глубине 5567,5 м платформенные базальты волынской серии венда. Ниже - разрез не пройден бурением. Таким образом, пока остается загадочным положение полесской серии, однако не исключается ее продолжения к Свентокшинским горам, а затем фациального замещения ее метаморфическими образованиями рифея Польского Предкарпатья. К последним, по мнению Н.П.Семененко и С.Седлецкого, относятся метаморфизованные аспидные сланцы и вулканиты в районах гг.Краков, Ржешотар, Нечайны. Для них установлен рифейский возраст (500 - 800 млн.лет). Согласно структурным построениям, выполненным И.И.Чебаненко в 1972 г., рифейские и древнепалеозойские серии Келецко-Сандомирского кряжа закономерно продолжают в восточном направлении, вначале глубоко погружаясь, а затем вновь поднимаясь в пределах Львовского палеозойского прогиба.

За пределами южного крыла Припятского вала на территории рифейского Предгалицийского прогиба (или же наложенного Львовского палеозойского прогиба) полесская серия имеет полный разрез, что позволило В.А.Котыку и др. выделить в ее составе три свиты: луцкую, гороховскую, бродовскую и отнести субинтрузивные залежи габбро-диабазов к кровле луцкой. При этом предполагается, что южнее г.Перемышляны полесская серия не распространялась. Кровля полесской серии в с.Овадно залегает на 1000 м ниже, чем на Припятском валу. Еще южнее, в гг. Владимир-Волынский, Горохов, Берестечко, Новый Витков, эта разница достигает 3000 - 4000 м.

Овадновский разрез. Он располагается в пределах так называемого Буция-Ковельского поднятия фундамента меридионального направления, ограниченного на севере Южно-Припятским широтным глубинным разломом. Скв. Овадно-1, расположенной в 16 км на северо-запад от г.Владимир-Волынский, пройдены (в м):

|        |          |   |
|--------|----------|---|
| 2067,0 | -2017,0  | - породы кристаллического фундамента                          |
| 2017,0 | -1512,0  | - нижняя пачка песчаников полесской серии                     |
| 1512,0 | -1384,0  | - силл габбро-диабазов (нижняя залежь, 128,0 м)               |
| 1384,0 | -1358,0  | - песчаники, аргиллиты (26 м) полесской серии                 |
| 1358,0 | -1337,0  | - поздний силл субвулканических пород (верхняя залежь, 21 м)  |
| 1337,0 | -1175,0  | - песчаники, аргиллиты (162,0 м) полесской серии              |
| 1175,0 | -1146,0  | - венд, гравелиты, песчаники (29,0 м) горбашовской свиты      |
| 1146,0 | - 676,00 | - венд, берестовецкая свита волынской серии, базальты         |
| 676,00 | - 0,00   | - песчаники, алевролиты венда (валдай) и отложения фанерозоя. |

В разрезе Радовичи-2, смежном с Овадновским, вскрываются (в м):

1291,0 - кристаллический фундамент, ортогнейсы серии



- 1291,0 - 1087,8 - песчаники полесской серии (203,2 м)  
 1087,8 - 1050,8 - субинтрузивная залежь траптов (37,0 м)  
 1050,8 - 861,40 - песчаники кирпично-красные полесской серии  
 (189,4 м)  
 861,4 - 639,6 - габбро-диабазы (верхняя залежь) мощностью  
 221,8 м  
 639,6 - 546,8 - песчаники полесской серии (93,2 м), выше - отло-  
 жения венда, фанерозоя.

Овадно-Радовичский участок совпадает с Ковельским валообраз-  
 ным поднятием (Турийским валом) меридионального простирания, вы-  
 деленного в 1964 г. А.В.Хижняковым в структуре кристаллического  
 фундамента. По данным сейсмических исследований в 1970 г. А.В.Че-  
 кунова и др. и в 1966 г. М.С.Яриша и др., методом КМПВ, а также  
 параметрического бурения (В.Д.Скордули, С.П.Витрик, В.А.Котык,  
 И.И.Кык, В.М.Марковский, С.А.Маковский, В.В.Кузовенко, Н.И.Пар-  
 хомец и др.) удалось определить степень погружения восточного  
 крыла вала на 500 - 600 м к востоку (по отношению к изогипсе -  
 1500 м Оваднового и - 1400 м Буцинского максимумов), т.е. до  
 глубин 2000 - 2200 м. Это смещение связывается с северным оконча-  
 нием субмеридионального Радеховско-Рогатинского глубинного разло-  
 ма. Наоборот, к западу от Ковельского (Буцин-Оваднового) подня-  
 тия располагается Шацко-Любомльская зона понижения фундамента  
 (по М.С.Яришу, 1972) или Любомль-Брестская (Тераспольская) прираз-  
 ломная зона (по Н.А.Савченко, 1970) с глубиной залегания фундамен-  
 та около 2000 м. Так, скв. 2944 в с. Бережцы (к западу от г. Лю-  
 бомль Волынской обл.) в забое (1038,0 - 1210,0 м) вскрыла лишь  
 эффузивно-туфогенную толщу волынской серии венда. Что же касает-  
 ся нижезалегающих песчаников полесской серии, то они (если вообще  
 они здесь есть) могут быть встречены на глубинах свыше 1500 м.

С указанной приразломной зоной сопряжен Домачевский грабен  
 Припятского вала. По аэромагнитным данным А.В.Тесленко, В.В.Не-  
 чаева и др., вдоль западного крыла Ковельского поднятия так назы-  
 ваемый Поступельский разлом субмеридионального направления (на  
 севере) заходит на территорию Припятского вала, между Хотешовским  
 и Ратновским горстами. С зоной этого разлома совпадает Поступель-  
 ский грабен, в пределах которого располагается Бродовская, Рати-  
 шанская и Сирченская тектоно-вулканические депрессии, или воронки  
 взрыва. Таким образом, зона сочленения субмеридионального Буцин-  
 Оваднового и субширотного Припятского валов представляет собой  
 сложный тектонический узел, геологическое формирование которого  
 сопровождалось специфическими условиями развития магматизма и ме-  
 таллогении.

Владимир-Волынский разрез. Он совпадает с зоной одноименного разлома и характеризуется разновозрастностью вулканических тел, а также наличием в нижней части полесской серии экзотической глыбы гранитоидов; геологическая интерпретация этой глыбы остается пока неоднозначной. Мощность песчаников полесской серии 800,0 м, из них 190,0 м приходится на вулканические породы. В скв. I снизу вверх прослежены (в м):

- 3977,0-3915,0 - кварц-биотитовые гнейсы фундамента  
 3915,0-3520,0 - рифейские песчаники с прослоями гравелитов (гл. 3587 м) и флишеидных алевро-песчаников фиолетового цвета. В интервале 3646,1-3641,4 м среди полесских песчаников залегает биотитовый светло-розовый гранит; контактового воздействия на толщу он не оказывает. По данным Н.И. Пархомец, это гранитный валун размером 1x1 м; по данным Н.А. Савченко - тектонический клин пород фундамента (гл. 3642,1 м)
- 3520,0-3468,9 - габбро-диабазы темно-серые (51,1 м) с пироксеном  
 3468,9-3439,5 - песчаники кварцевые светло-серые; керн неполный  
 3439,5-3379,1 - габбро-диабазы пикритовые, темно-серые; керн не поднят
- 3379,1-3376,1 - рифейские песчаники кварцевые, светло-коричневые  
 3376,1-3374,7 - габбро-диабазы темно-серые (с плагиоклазом размером 0,4x0,8 см)
- 3374,7-3110,0 - рифейские песчаники кирпично-красные; на глубинах 3374,5 и 3372,4 м - бурые туфопесчаники (аналог пород участка Хотешов)
- 3110,0-3070,0 - отложения венда; горбашовская свита; в инт. 3070,0-3057,8 м нет керна
- 3070,0-2979,0 - серые щелочные базальтоиды (79,8 м)  
 2979,0-2772,0 - бурые туфы щелочных базальтоидов с цеолитом (206,0 м)
- 2772,0-2664,0 - слоистые алевро-песчаники, валдайская серия  
 2664,0 и выше - отложения палеозоя, перекрытые образованиями мезокайнозоя

Литовежский разрез. Он расположен к юго-западу от г. Владимир-Волынский, где под километровой толщей фанерозоя снизу вверх вскрываются (в м);

- 4164,2-4062,2 - песчаники, аргиллиты, полесская серия  
 4062,2-4058,0 - силл габбро-диабазов мощностью 46,0 м  
 4058,0-4011,5 - песчаники, висячем боку сила частично измененные
- 4011,5-3615,4 - отложения венда, волынская серия: песчаники горбашовской свиты, траппы эффузивные волынской серии (базальты пересекаются жилами щелочных базальтоидов на гл. 3850,0; 3820,0; 3816,5; 3770,0 м)
- 3615,4-3554,3 - валдайская серия, алевро-песчаники; выше - отложения фанерозоя

Гороховский разрез. Находится он к восток - юго-востоку от с. Литовеж, в прогнутой части рифейского Предгалицийского прогиба (Львовская впадина):



- 3477,0-3450,0 - гранитоиды фундамента (возраст 1393 млн.лет, по Г.Х.Чеджемову)
- 3450,0-2997,0 - отложения рифея, кирпично-красные песчаники полесской серии
- 2997,0-2980,0 - габбро-диабазы (710 млн.лет, по Л.Г.Бернадской, и 1041 млн.лет, по Г.Х.Чеджемову, О.В.Цюнь)
- 2980,0-2963,0 - коричневые алевро-песчаники ("хотешовского" типа)
- 2963,0-2951,0 - габбро-диабазы (760 млн.лет, по Л.Г.Ткачуку, и 1061 млн.лет, по Г.Х.Чеджемову и О.В.Цюнь)
- 2951,0-2676,0 - рифей, песчаники (возраст полевого шпата 770 млн.лет, по Н.А.Савченко и Б.Б.Зайдис, гл. 2827,0 м)
- 2676,0-2272,7 - отложения венда: песчаники горбашовской и эффузивы (базальты и их туфы) берестовецкой свит, последние пересекаются субвулканическими дайками и жилами щелочных базальтоидов возрастом 220 млн.лет
- 2272,0-2066,8 - аргиллиты, алевролиты валдайской серии, выше - отложения фанерозоя.

Берестёчковский разрез. Он расположен к юго-востоку от г.Горохов (в м):

- 3100,0-3098,0 - серые гранито-гнейсы фундамента
- 3098,0-2290,0 - граниты? аплитоидные (древние кварцит-песчаники)
- 2290,0-2654,0 - песчаники и гравелиты (внизу) полесской серии
- 2654,0-2653,9 - габбро-диабаз (5 см с гл. 2654,0 м)
- 2653,9-2488,0 - песчаники, на гл. 2601,2 м - туфо-песчаник, полесская серия
- 2488,0-2480,0 - габбро-диабазы, в залежках рассланцованные
- 2480,0-2267,0 - полесская серия: коричнево-красные и серые песчаники; на гл. 2475,0 м - плотная слабо метаморфозованная осадочная порода "хотешовского" типа; на гл. 2278,0 м - песчаники туфогенные (?)
- 2267,0-1820,0 - венд, волынская серия (по каротажу): базальты щелочные располагаются в инт. 2229,0-2075,0 м; их пересекают (?) в инт. 2075,0-2053,7 м пикритовые порфириты и меймечиты; выше - базальтоиды
- 1820,0-1568,0 - слюдяные алевро-песчаники валдайской серии, выше - отложения фанерозоя с залежью эпиклейцититов в аспидных сланцах силура

Луцкий разрез. Находится на резком изгибе изогипсы 2000 м по поверхности фундамента западного склона Ущ:

- 2441,8-2404,0 - темно-серые граниты фундамента
- 2404,0-1932,0 - отложения верхнего рифея, кирпично-красные песчаники (872,0 м)
- 1932,0-1922,0 - силл габбро-диабазов (по каротажу)
- 1922,0-1532,0 - песчаники бурные, пятнистые полесской серии
- 1532,0-1185,0 - отложения венда, песчаники (по каротажу) и базальты волынской серии
- 1185,0-960,00 - валдайская серия (по каротажу), выше - отложения фанерозоя с залежью ортофировых тел в известняках верхнего силура

Пелчанский разрез. Расположен он к юго-востоку от г.Луцк; в нем вскрыты (в м):

- 2145,0-2074,0 - кристаллические сланцы, иньектированные гранитами
- 2074,0-1591,1 - песчаники полесской серии (625 м), на гл.1660,0 м -

алевро-песчаники "хотешовского" типа бурне с фиолетовым оттенком

- I59I, I-I546, 5 - силл, обломки трапшов подняты с гл. I59I, 0 и I546, 0 м  
I546, 5-I449, 0 - песчаники полесской серии  
I449, 0-II57, 0 - отложения венда, волынская серия, горбашовская (песчаники?) и берестовецкая (базальты и их туфы; на гл. I202, 0 м - щелочные базальтоиды) свиты,  
II57, 0- 950, 0 - валдайская серия, выше - отложения фанерозоя

Нововитковский разрез. Расположен он к западу от скв. Берестечко. Снизу вверх вскрываются (в м):

- 4042, 0-3978, 0 - бурне и серне песчаники полесской серии; в инт. 3993, 8-3962, 2 м кэрн не поднят; силл не установлен. По Н.В.Веретенникову, бурне осадочные породы - это тиллиты, аналоги вильчанской серии Белоруссии  
3978, 0-3546, 0 - отложения венда, волынская серия: песчаники горбашовской и базальты с туфами берестовецкой свит  
3546, 0-3378, 0 - песчаники валдайской серии, выше - отложения фанерозоя

Бродовский разрез. Он находится на широте г. Львов к востоку от скв. Нововитков-I; в нем снизу вверх вскрываются (в м):

- 2574, 0-2560, 0 - отложения верхнего рифея, песчаники грубо- и мелкозернистые (гороховская и бродовская свиты, по В.А.Котыку и др.); трапшов нет  
2660, 0-2218, 0 - отложения венда, волынская серия: песчаники горбашовской и базальты с туфами берестовецкой свит; на гл. 2230, 2 м - серый щелочной базальтоид  
2218, 0-2018, 0 - слюдяные алевролиты и туфопесчаники валдайской серии

Кременецкий разрез. Расположен на западном склоне Ущ. В нем снизу вверх вскрываются (в м):

- I360, 2-I323, 4 - биотитовые сланцы и мигматиты фундамента  
I323, 4-I046, 2 - песчаники полесской серии; данных о положении силла габбро-диабазов нет (из инт. I077, 4 - I049, 9 м кэрн не поднят)  
I046, 2- 872, 00- волынская серия: песчаники горбашовской и аффузивы (базальты и их туфы) берестовецкой свит  
872, 00-585, 00- алевролиты и песчаники валдайской серии, выше - отложения фанерозоя

Заложский разрез. Располагается он на западном склоне Ущ и снизу вверх в нем вскрываются (в м):

- I858, 0-I675, 5 - биотитовые сланцы и граниты фундамента  
I675, 5-I660, 0 - обломки песчаников (?) полесской серии  
I660, 0-I493, 2 - отложения венда, песчаники, базальты, туфолава волынской серии  
I493, 2-I344, 0 - алевролиты валдайской серии, выше - отложения фанерозоя

К северу от Припятского вала (на территории Белоруссии) широко распространена полесская серия, в которой, по данным А.С.Махна-



ча и др. [44], субинтрузивных залежей нет. В пределах левобережной части бассейна р. Припять отмечаются несколько стратотипов разрезов.

Пинский разрез верхнедокембрийских образований. Прослеживается он на Полесской (Пинской) седловине; в г. Пинск в нем обнаружены (снизу вверх, в м):

- 457,3 - гранодиориты кристаллического фундамента, абсолютный возраст 1600-1700 млн. лет [50]
- 457,3-391,0 - белорусская (полесская) серия, пинская свита: песчаники
- 391,0-158,0 - алевролиты и песчаники гравийные (в подошве пачки)
- 158,0- 81,00- песчаники крупнозернистые и алевролиты

Субинтрузивные тела не обнаружены. В с. Плотница (к северу от г. Пинск) на песчаниках пинской свиты залегают туфы венда.

Аналогичные образования белорусской серии прослежены в разрезах Иваново, Козики, Озерница и др. В селах Мотале и Достоево выше песчаников пинской свиты залегают слои гравия (3-4 см) из окатанной гальки кварца. В скв. Лучки в песчаниках (инт. 539,15 - 127,65 м) находятся обломки кварцевых порфиров, поступавших за счет разрушения интрузии в фундаменте. В Белоруссии установлены доломиты (30 - 80 м), которые отнесены к лапичской свите верхнего рифея.

Старобинский разрез. Приурочен он к северо-западному опущенному блоку Припятской впадины. Снизу вверх в скв. Старобин-1Р вскрываются (в м):

- 1658,7 - кристаллический фундамент Припятской впадины
  - 1658,7-1346,0 - отложения рифея, песчаники
  - 1346,0-1326,0 - тиллиты вильчанской серии
  - 1326,0-1195,0 - волынская серия: гравелиты горбашовской и туффиты ратайчицкой свит (гл. 950,0 м)
  - 950,0- 0,00 - отложения палеозоя (среднего девона), мезо-кайнозоя
- Субинтрузивные тела в песчаниках рифея не встречены.

Оршанский разрез. В скв. Орша-2 снизу вверх вскрыты (в м):

- 1417,5-1410,0 - древняя кора выветривания (2,1 м) на фундаменте
- 1410,0-1375,5 - песчаная толща с щебеночной обречкой и гравелитами
- 1375,5- 757,00- белорусская (полесская) серия. В.Я. Бессонова выделяет руднянскую свиту песчаников и алевролитов и оршанскую свиту гравелитов и песчаников, а А.С. Махнач с соавторами (1976 г.) рассматривают рогачевскую серию как базальный горизонт пинской свиты
- 757,0- 572,0 - венд, тиллиты вильчанской и туффиты волынской серии
- 572,0- 538,0 - алевро-песчаники валдайской серии, выше - отложения фанерозоя. Субинтрузивных тел нет. Однако Е.П. Брунс (1957 г.) сообщила о находке обломка вулканита в песчаниках белорусской серии г. Орши

Руднянский разрез. В нем наиболее полно вскрыты рифейские отложения в западной части Восточно-Европейской платформы (скв. Рудня-опорная в Смоленской обл. на северо-западном окончании Оршанской впадины и переходе последней в юго-западное крыло Московской синеклизы). Снизу вверх вскрываются (в м):

- 1883,5-1862,0 - амфиболиты кристаллического фундамента  
1862,0-1842,0 - гравелиты бурые из слабоокатанных зерен кварца, калиевого полевого шпата. А.С.Махнач и др. В 1976 г. их отнесли к шервичской серии нижнего рифея  
1842,0-1617,0 - кварцит-песчаники розовые, бурые, пятнистые; они похожи на овручские кварциты, однако меньше перекристаллизованы

А.С.Махнач [45] сопоставляет их с кремво-розовыми песчаниками (с обломками кварцевых порфиров), вскрытых в г.Бобруйск. Предполагается, что кварцевые порфиры гг.Бобруйск и Глуск одновозрастны с нижнебраньковской подсвитой эффузивов овручской серии УЩ.

- 1617,0-1607,5 - красно-бурая ожелезненная порода на кварц-апатитовом цементе  
1607,5- 720,00- белорусская (полесская) серия, песчаники и гравелит-песчаники пинской свиты (303,0 м), кверху сменяющиеся красно-бурыми с пятнами каолина кварцевыми песчаниками сс.Богушевск, Рудня, г.Орша.

По данным А.С.Махнач, полесская серия Волни по объему соответствует только пинской свите белорусской серии и, таким образом, аналогов оршанской свиты в разрезах Украины может и не быть.

Среди пород шервичской, белорусской серий и лапичской свиты рифея в с. Рудня вулканиты не обнаружены. Возможно, они отсутствуют вследствие того, что в момент формирования Оршанского прогиба разломы северо-восточного простирания были закрыты, и поэтому поступление основной магмы было затруднено.

Документация разреза Рудня-опорная проведена Н.А.Савченко в г.Минске по керну, представленному В.И.Шкуратовым.

Каплоносский разрез. Он расположен на западном окончании Припятского вала к западу от г.Ратно. В структурном отношении (по данным К.Лендзен, Е.Зноско и др.) на территории ПНР приурочен к южному борту Славатычского горста. В скв. Каплоносы-ИГ снизу вверх залегают (в м):

- 1890,0-1877,1 - гранитоиды и амфиболиты фундамента  
1877,1-1811,1 - отложения рифея, песчаники полесской серии; силлы субинтрузивных тел не установлены  
1811,1-1117,0 - отложения венда, эффузивы славатычской и аргилли-ты валдайской серий



III7,0- 774,00- отложения кембрия (каплоноская, радзынская, костжинская свиты)

Еще выше залегают осадки среднего и верхнего палеозоя, включающие вулканические образования, что свидетельствует о происшедшей здесь тектоно-магматической активизации. Каплоносы - единственный разрез на Вижняца-Лукувском (Славатчском) поднятии западного окончания Припятского вала, вскрывший отложения полесской серии верхнего рифея. В других точках (г.г. Вижняца, Лукув, Радзынь) на кристаллический фундамент настилаются отложения венда и палеозоя. От наиболее высокого положения в г.Вижняца поверхность фундамента понижается на север в Подляскую впадину (1746,0 м в г.Мельник), на юго-запад (1669,0 м в г.Радзынь), юг (1877,0 м в г.Каплоносах) и еще южнее - в районе г.Красныстав, (по-видимому, не менее 6-7 км).

Анализ фактического геологического материала показывает, что верхнерифейские отложения полесской серии распространены на довольно обширной территории: от западной кромки УЩ (г.г. Славута, Сарны) до левобережной части бассейна р.Зап.Буг на западе; от широты г.г.Кременец и Перемышляны на юге и до бассейна р.Припять на севере и далее на территории Белоруссии и РСФСР вплоть до северного окончания Восточно-Европейской платформы. К югу от г.Перемышляны образования полесской серии, по мнению В.А.Котыка, выклиниваются, а на Подолии присутствие их в разрезах проблематично. Следы вулканизма этого времени могли сохраниться в виде некков в фундаменте УЩ в междуречье Юж.Буг (верховье) - Днестр.

#### ВЕНДСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ<sup>1</sup>

Вендские осадочно-терригенные и осадочно-вулканогенные образования (в объеме вильчанской, волынской и валдайской серий) широко распространены на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (Молдавское и Украинское Преднепровье, юго-западный склон УЩ - в пределах Подолии, западный склон - в пределах Волыни, рифейский Предгалицкий прогиб, Припятский вал, Славатчский горст, Припятская, Брестская и Подляская впадины). В пределах Припятской геохимической провинции на Украине выделяются две серии: волынская и валдайская, а в Белоруссии - и вильчанская.

Вендские вулканогенные образования здесь не составляют сплош-

<sup>1</sup> Исчерпывающие данные по стратиграфии осадочных вендских образований см. в монографии В.А.Великанова, Е.А.Асеевой и М.А.Федонкина "Венд Украины" (Киев: Наукова думка, 1983)

ного базальтового покрова (как, например, в Тунгусской синеклизе на Сибирской платформе, в Индостане, Карру), а развиты на изолированных участках. Тем не менее вдоль западного склона Ущ (в пределах Ровенской обл.) отражается главное (директивное) северо-западное направление в развитии эффузивно-пирокластической толщи волинской серии, что объясняется приуроченностью этой полосы к Изяслав-Ровно-Рафаловка-Перекалье-Любешовскому глубинному разлому того же направления. Об этом писали в 1924, 1933 гг. Ст. Малковский, в 1939 г. Я. Самсонович, в 1952 г. П. Л. Шульга, в 1964 г. В. И. Клушин, в 1950 г. В. С. Перельштейн, 1955 г. Н. Е. Стрелкова и Г. П. Шраменко, в 1956 г. О. В. Крашенинникова, в 1957 г. Е. П. Брунс, в 1959, 1962 г. З. Г. Ушакова, в 1964 г. Н. П. Семенов, в 1958 г. Л. Г. Бернадская, в 1959 г. В. Г. Бондарчук, в 1958 г. А. С. Махнач, в 1960 г. Е. К. Лазаренко и др., в 1964 г. А. Е. Бирилев, В. С. Анисимов, Г. А. Уженков, в 1966, 1969 гг. Н. А. Савченко и многие другие. На схемах Б. Я. Воловник, К. Э. Якобсона за 1972 и 1981 гг., Б. И. Власова за 1971 г. и В. С. Зайка-Новацкого за 1972 г. преобладающим направлением размещения верхнедокембрийских пород (включая эффузивную толщу) считается северо-восточное, связанное с поперечным Оршанско-Волинским прогибом (авлакогеном).

Ниже приводится описание геологических условий залегания вулканогенных пород по таким участкам: 1) Каменка - Городок-Подволочиск, 2) Изяслав - Берестовец - Рафаловка - Перекалье, 3) Любешов - Малорита (Бродятин) - Конобель (Ратно) - Хотешов - Камень-Каширский, 4) Любомль - Медное - Брест, 5) Берестечко - Горохов - Луцк, 6) Серхов - Перекалье, 7) Лукув - Мельник - Вижица. Это в общем плане совпадает со структурными элементами региона и его тектоническими единицами. Вулканогенная толща волинской серии известна также в среднем течении бассейна р. Припять (район г. Сталин), однако ее структурное положение остается пока не выясненным, поскольку нет надежных данных для отнесения ее к северному склону Ущ, либо к Припятскому прогибу (грабену).

В различных тектонических зонах мощность траппов и секущих их щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных пород (включая кимберлитоподобные породы и эруптивные брекчии) различна. Установлена также различная степень оруденения и вторичных метасоматических изменений.

Траппы юго-западного, западного и северо-западного склонов Ущ. На склонах Ущ (Винницкая, Хмельницкая, Тернопольская и Ровенская обл.) развиты породы как трапповой (эффузивной и субинтрузив-



ной) формации, так и щелочно-ультраосновой - щелочно-базальтоидной. В составе трапповой формации выделяются эффузивная и субинтрузивная фации.

По геологическим условиям залегания породы эффузивной фации (базальты и их туфы) образуют изолированные пласты и потоки или протягиваются в виде полосы северо-западного простирания, а дайки и силлы субинтрузивных пород (долерит-базальты), вероятно, пересекают толщу в узлах сопряжения разновозрастных разломов. Эта полоса располагается в волынской части западного склона Ущ, т.е. с северной стороны субширотной Шепетовско-Староконстантиновско-Збаражской зоны глубинных разломов древнего заложения; причем к югу от нее траппы известны только на отдельных изолированных участках.

Условия залегания пород эффузивной фации. Базальты и их туфы прослеживаются сначала узкой полосой (1 - 3 км) вдоль погруженной части западного склона Ущ по линии Изяслав - Тучин - Берестовец - Ст.Чарторийск - Рафаловка - Перекалье - Любешов (ширина 5 - 10 и более км) и далее на Пляскую седловину (ближе к Бресткой впадине) в Белоруссии. Их почти повсеместно подстилают гравелиты и песчаники горбашовской свиты. Площадь их развития составляет свыше 7800 км<sup>2</sup>. На юго-западном склоне Ущ траппы отмечаются на участках Подволочиск, Городок, Гусятин, Бучач, а еще южнее - в с.Каменка и Сороки. К северо-западному склону Ущ приурочен только один участок - Сталинский (в Белоруссии). Как уже отмечалось, здесь развиты туфы базальтовые.

В составе пород эффузивной фации выделяются два горизонта: туфогенный и эффузивный. Геологическое положение туфогенного горизонта различное. В одних случаях он подстилает эффузивы и перемежается с траппами, в других - перекрывает их. Не исключено, что туфы разновозрастны. Наблюдаются колебания как в мощности горизонтов, так и в глубинах их залегания (от 1 - 5 до 50 - 100 и 500 м). В пределах погруженной части склона Ущ и перехода его в Предгалицийский прогиб эти глубины измеряются тысячами метров, однако их мощность сохраняется и колеблется незначительно: десятки, первые сотни метров. Максимальная мощность (0,5 км) вулканогенной толщи отмечена в с.Конобель (г.Ратно). Следует заметить, что этот участок уже относится к южному борту Припятского вала. На различных участках западного склона Ущ одновременно присутствуют либо туфогенный и эффузивный горизонты, либо только один из них.

На юго-западном склоне Ущ ("Стратиграфия УРСР. Рифей - Венд", 1971) вулканогенные породы вскрываются в селах Каменка, Бронница

(скв. 504), Голошница (скв. 86, 96, 97), Сороки (скв. 55, 69), Михайловка (скв. I259I, I2592). По данным П.Л.Букатчука за 1965 г. в Молдавском Приднестровье разновозрастные эффузивы образуют дугообразную полосу шириной 4 - 7 км и длиной 100 км от с.Бронница Винницкой обл. до с. Флора Одесской обл. на юго-востоке. В с.Каменка Т.Ф.Евсеев впервые под гравелитами могилевской свиты (серии) вскрыл туфы базальтовые (II,0 м), ниже которых (до забоя) залегают диабазы (I2,0 м). В скв. 96 с.Голошница пройдены (в м):  
 I29,5-I17,8 - гравелиты (грушкинская свита, по данным В.С.Заика-Новацкого), залегающие на кристаллическом фундаменте  
 I17,8- 85,0 - диабазы каменной свиты  
 85,0- 42,5 - гравелиты и песчаники могилевской свиты

В скв. 504 с.Бронница снизу вверх вскрываются (в м):  
 240,2 - кристаллический фундамент  
 240,2-215,0 - диабазы каменной свиты  
 215,0-191,7 - песчаники и алевриты могилевской свиты

В скв. 55 с.Сороки вскрываются снизу вверх(в м):  
 304,7 - грушкинская свита (?), гравелиты  
 307,7-288,0 - диабазы (мощность 16,7 м), каменная свита  
 288,0-238,4 - гравелиты и песчаники могилевской свиты

В скв. 69 г.Сороки (задокументированной нами в 1963 г.) снизу вверх вскрываются (в м):  
 295,0 - кристаллический фундамент (включая кальцифиры)  
 295,0-293,0 - гравелиты и песчаники, залегающие на гранитоидах  
 293,0-272,0 - диабазы каменной свиты  
 272,0-239,6 - конгломераты, ольчедаевская свита

Около г.Городок в междуречье Збруч - Смотрич (левые притоки р.Днестр) в скв. II674 снизу вверх залегают (по Н.А.Савченко) (в м):

450,0-440,8 - пегматоидные гранитоиды фундамента  
 440,8-438,0 - туфы бурные, древние (останец вулканоплутонической формации), по внешнему виду похожие на мигматиты (гл. 438,9 м). Аналогичные породы есть на Дубровицком участке (СЗ склон УЩ)  
 438,0-407,8 - гравелиты темно-бурные с крупной галькой кварца и гранатом (гл. 437,0; 432,5; 420,1 и 418,0 м)  
 407,8-382,0 - базальты афанитовые с сульфидами (гл. 395,2 м)  
 382,0-377,5 - песчаники с обломками размывавшихся траппов  
 377,5-367,8 - базальты мицдалекаменные и туфобрекчия (верхний поток)  
 367,8-315,1 - алевро-песчаники слоистые валдайской серии, выше - отложения палеозоя

В скв. II673 г. Гусятин (данные автора) снизу вверх вскрываются (в м):  
 670,8-648,2 - базальты комковатые волынской серии



648,2-632,0 - гравелиты с примазками рудных, залегают на траппах  
632,0-403,4 - алевро-песчаники, гравелиты, выше - отложения палеозоя

В скв. I6944 с. Клинины Тернопольской обл. (данные автора) снизу вверх вскрываются эффузивные траппы и секущие жилы или дайки дацитов (в м):

588,0-586,0 - гнейсы кристаллического фундамента  
586,0-510,0 - туфы базальтовые бурые, нижняя пачка  
510,0-494,0 - песчаники аркозовые коричнево-серые  
494,0-487,0 - базальты, пересекаемые в инт. 492,8-487,6 м дайкой дацита (делленита), гл. 487,5 м  
487,5 - аргиллиты (с галькой базальтов) валдайской серии

В г. Подволочиск скв. I6947 вскрыт оригинальный разрез. Здесь А.М. Ханисенко впервые проследил контакт между покровными базальтами волынской серии и субинтрузией долерит-базальтов. По Н.А. Савченко, в разрезе снизу вверх (в м) залегают:

848,0-807,7 - субинтрузивные долерит-базальты темно-серые (30,3 м)  
807,7-805,3 - конгломерат из гальки траппов, кварца (I - 3, до 8 см)  
805,3-732,8 - туфы базальтовые псефитовые, туфолава светло-коричневая  
732,8-660,0 - базальты афанитовые, иногда мицдалекаменные, темно-серые  
660,0-653,0 - гравелиты так называемого ольчедаевского горизонта

На западном склоне Ущ в бассейне р. Горынь в окрестностях г. Изяслав в скв. 86 под зеленовато-серыми аргиллитами снизу вверх вскрываются (в м):

134,2- 97,7 - туффиты псаммитовые  
97,7- 39,6 - трахитовые туффиты пелитовые  
36,6- 39,1 - галька эффузивных пород, алевро-песчаники

Там же в верховьях р. Горынь в скв. I22 (с. Острог) снизу вверх (м) по данным О.В. Крашенинниковой (за 1956 г.) отмечаются:  
175,1-138,9 - туфопесчаники с галькой трахитов волынской серии  
138,9- 23,00- аргиллиты и песчаники с пиритом валдайской серии

В связи со сложной тектоникой района с. Острог разрез скв. I22 не увязан с расположенными в окрестностях в 5 - 10 км к западу древними песчаниками с гранатом и алмазом из-за редкой сети буровых скважин (Межиричь - Стойло, Разваж, Новомалин и др.).

Эффузивы Горыньградского участка (в среднем течении бассейна р. Горынь) представлены светло-серыми трахидолеритами и бурыми туфами (скв. 76, г. Горыньград-Второй):

I72,0-157,0 - светло-серые трахидолериты с гнездами опала и алунита  
I57,0-153,0 - трахидолерит возрастом 290 млн. лет  
I53,0-129,0 - песчаники и алевролиты валдайской серии.

В скв. 52 в Горньнграде-Втором под мергелями киевского яруса и пшчим мелом туронского в инт. 75,0 - 80,0 м трестом Львовнефтегазразведка МГ УССР вскрыта голубовато-серая глина (возможно, образовавшаяся по вулканической щелочно-ультрасосновой породе).

На Тучинском участке в с.Скоморохи Ровенской обл. развиты только туфы. Мощность туфогенного горизонта в скв. 1 и 2 с.Микулин 34,0 и 65,0 м. Он перекрыт четвертичными сутлинками и сеноманскими породами. Туфогенные образования подстилается гравелитами горбашовской свиты. Аналогичные условия залегания в разрезах скважин сел Белая Криница, Котов, Дроздов, Дмитровка, Бабин, Бугрин; максимальная мощность туфов 114,0 м в скв. 3 (с.Рысвянка), а самое близкое их залегание к дневной поверхности в скв. II с. Речица (9,0 м), скв. 25 и 36 сел Дроздов и Дорогобуж (10,0 м), а также в скв.29 г.Бабин (33,0 м).К западу от этого участка в связи с погружением западного склона Ущ увеличивается и глубины залегания туфогенного горизонта: 191,1 м в г.Ровно и 127,0 в с.Скоморохи. Еще западнее, в с.Городище на глубине 181,0 м уже встречаются осадочные образования гдовского горизонта валдайской серии. В районе г.Александрия эффузивы вскрывались на глубине 47,0 м, а в с.Савичи - на глубине 155,0. На участке Костополь эффузивы известны в карьерах Берестовец и Янова Долина, где их впервые в 1862 г. исследовал и описал А.К.Тилецкий, в 1867 г. - В.Блюмель и в 1887 г. - А.П.Карпинский. Долерит-базальты ("столбы") карьеров Берестовец и Янова Долина, безусловно, относятся к субинтрузивной фации. В их кровле сохранились остатки потоков светлых серых базальтов с шаровой отдельностью и карбонатными пленками.

В скв. III с. Берестовец вскрыты отложения волынской серии (снизу вверх, в м):

172,8- 13,1 - туфы пелитовые и псаммитовые (забой)  
13,10- 4,00- базальты, выше - современные отложения

В бассейне р.Стырь (при переходе погруженного западного склона Ущ к Стырскому грабену, с которым совпадает зона сочленения склона щита с Припятским валом в Стырь-Стоходском междуречье) наблюдается частая перемежаемость лавового и туфогенного материала. Проявляется брекчированность траппов. Кроме того, присутствуют жылы щелочно-ультрасосновых - щелочно-базальтоидных пород.

В скв. 54 Старый Чарторийск снизу вверх вскрываются (в м):

284,4-249,3 - туфобрекчия и туфы базальтовые  
249,3-220,0 - базальт черного и коричневого цвета  
220,0-217,3 - туфы и туфобрекчия базальтовые, пересекаемые (?)



двумя жилами черных базальтов мелкозернистых  
(0,10 м)

- 217,3-197,3 - базальт черный
- 197,3-197,0 - туф базальтовый бурый
- 197,0-185,0 - базальт миндалекаменный черный.
- 185,0-184,5 - туф базальтовый аргиллитовый
- 184,5-164,0 - базальт афанитовый черный
- 164,0-157,1 - туф базальтовый псаммитовый, зеленоватого оттенка
- 157,1-157,0 - долерит-базальт черный
- 157,0-156,5 - секущая жила серого щелочного базальтоида (гл. 156,0 м) с 15 % фельдшпатоидов
- 156,5-156,0 - туф базальтовый псаммитовый, зеленоватого оттенка
- 156,0-146,0 - брекчия вулканическая
- 146,0-139,8 - туф базальтовый пелитовый, бурый
- 139,8- 94,0 - базальт черный с цеолитами и лаво-брекчия

В скв. 270 около с. Старый Чарторийск (бассейна р. Стырь) снизу вверх обнаружены (в м):

- 388,9-372,0 - гравелиты горбашовской свиты (залегают на полевской серии)
- 374,0-371,5 - туфопесчаники бурые
- 371,5-370,0 - серые щелочные базальтоиды I,5 м (гл. 370 м)
- 370,0-242,6 - бурые туфы базальтовые, туффиты (27,4 м)
- 242,6-180,6 - базальты (51,9 м)
- 180,6-178,6 - туфы базальтовые и туфобрекчии (2,0 м)
- 178,6-147,4 - базальты (31,2 м)
- 147,4-137,2 - манделштейн (с миндалинами 0,1-1,0 мм) темно-бурый с сиреневым оттенком, брекчированный. Брекчия сementирована светло-серым алунитом или фарфоровидным серпофитом ? (гл. 97,0 м)
- 137,2- 91,1 - базальты берестовецкой свиты волынской серии  
В средней части потока по трещинам - выцветы красной самородной меди

Выше кровли трапхов залегают галечные алевропелиты, в которых установлен светло-розовый пироп, по-видимому, образованный за счет разрушения и перемыва эруптивных брекчий.

В скв. 134 (Рафаловский участок) под отложениями мезо-кайнозоя вскрыты (в м):

- 235,5-228,6 - песчаники горбашовской свиты (?)
- 228,6-216,7 - щелочные базальтоиды (светло-коричневые лейцитовые тефриты, лейцититы, гл. 218,8 м)
- 216,0-107,0 - темно-серые базальты афанитовые: на гл. 109,5 м - окварцованные, на гл. 159,7 и 178,5 м - серые тефриты
- 107,0-106,0 - трахибазальты, импрегнированные палагонитом
- 106,0- 98,0 - темно-серые базальты афанитовые
- 98,0- 27,7 - серые трахибазальты (гл. 88,7 м), туффиты

В скв. 159 с. Маюнич под писчим мелом снизу вверх вскрыты (в м):

- 241,4-161,9 - туфы базальтовые, бурые, псаммитовые, с туффитами (гл. 200 м)
- 161,9- 39,3 - базальты афанитовые темно-серые волынской серии
- 39,3- 31,1 - лава брекчированная.

Скв. I17 на Рафаловском участке снизу вверх пройдены (в м):

- 161,0-159,0 - горбашовская свита (?), песчаники (забой)  
159,0-150,0 - щелочные базальтоиды (серые лейцитовые тефриты, лейцититы и прожилки кальцита, гл. 158,0 м)  
150,0- 80,60- туфы бурые псаммитовые и пелитовые  
80,6- 20,40- базальты, выше - отложения ваддайской серии и фа-  
нерозоя

В скв. I437 юго-западнее с.Колки (правый берег р.Стырь) снизу вверх вскрыты (в м):

- 683,0-(забой)- базальты темно-серые, по вертикальной трещине интрузивно прорваны жилкой (5 см) красно-бурных дацитов  
683,0-681,5 - базальты темно-серые, прорваны под  $< 85^{\circ}$  темно-бурными интрузивными риодацитами. В зальбандах видна контактная закалка вмещающих пород в виде осветленной полоски, 0,5 см (гл. 681,7)  
681,5-676,0 - траппы темно-серые (долерит-базальты с включением I-2 мм черного аналцима?). Они разбиты вертикальными трещинами под  $< 80^{\circ}$ , выполненными жилкой черной (I см), кислой, с кварцем породы (риодацит), которая, в свою очередь, пересекается прожилком кварца (гл. 680,0 м). Выше толщи траппов - отложения фанерозоя, на гл. 611,0 м - гравелиты

В скв. I438 в районе с.Колки снизу вверх вскрыта вулканогенная толща (забой на гл. 533,0 м), которая во многих интервалах пересекается породами основного, щелочного и кислого составов; есть брекчия:

- 533,0-530,5 - туфы псаммитовые коричнево-бурные; на гл. 530,5 м - серые с коричневым оттенком трахитоидные лейцититы (?), рассланцованные по вертикальной (к оси керна) тектонической зоне, в которую затерты серые щелочно-базальтоидные туфы (тефриты), а на них наложен бурый кварц - глинистый гравелит-песчаный цемент, возможно, горбашовской свиты (обр. 2850 - лейцитит)  
530,0-524,0 - коричнево-бурные и кирпично-красные переотложенные осадочные породы с включением гнезд I,0x3,0 см риодацитов (?) салатного цвета; на гл. 528,2 м - серые трахитоидные лейцититы с прожилками кальцита по вертикальным трещинам  
524,0-520,0 - сложнопостроенная осадочно-терригенная брекчия: серые гравелит-песчаники (гл. 520,5 м), песчаники кирпично-красного оттенка с включением окатанного обломка щелочного базальтоида (гл. 520,0 м), а также обломок серого известняка (гл. 520,0 м) и песчаники кирпично-красные с включением полукатанных обломков щелочных базальтоидов (возможно, глыба верхнерифейских песчаников среди брекчированных пород)  
520,0-426,0 - туфы бурые и туфо-конгломераты с липилями I,0x1,5 см; туфы, скорее всего, щелочных базальтоидов (а не базальтовые)  
426,0-424,0 - среди темно-коричневых туфов залегают тела, их форму не удалось определить в кернах: жилы, дайки, "отторженцы" белых трахитов (гл. 424,0 м); на глубине 425,7 м - контакт розово-светло-серого лейци-



- тогового тефрита с коричнево-бурым окварцованным гравалит-песчаником горбашовской свиты ?
- 424,0-315,0 - базальты волынской серии афанитовые (гл. 315,0 м), темно-бурые, комковатые (гл. 339,0 м), пересекаются вертикальными жилами (0,5 см) серого кварцевого дацита; на глубине 342,5 м в афанитовых базальтах находится битум (?); покров базальтов пересекается более поздними телами черных с зеленоватым оттенком щелочных базальтоидов (гл. 332,7 м); на глубине 362,5 м - контакт темно-серого и темно-бурого базальта, причем в первом отмечается включения (0,5x1,0 см) мягкой, черной породы; иногда базальты окварцованы в виде гнезд размером 1,0x1,0 см (гл. 397,7 м)
- 315,0-285,0 - базальты афанитовые темно-серые, насыщенные секущими жилами темно-серых среднезернистых габбро-долеритов мощностью 1,2 - 3,0 см (гл. 287,0 м), темно-серых, мягких, кислых пород (риодацитов) 0,5 - 1,5 см (гл. 286,0 м). На глубине 285,0 м - вертикальный прожилок (0,3 см) темно-серый с синеватым оттенком яшмовидной породы, в осевой части которой наблюдается нитевидный прожилок кварца; верхняя часть потока базальтов нарушена
- 285,0-235,5 - базальты секутся прожилками щелочных габброидов (гл. 284,0 м); на глубине 279,2 м - контакт темно-серой (с кварцем и кластогенными обломками серого опала) основной породы и темно-серого базальта. Вулканит с опаловидным кремнеземом имеет сходство с таким же (скв. I, гл. 3592,1 м, Литовех), вскрытым к югу от Припятского вала
- 284,0-266,0 - темно-зеленые базальты, прорванные также жилами: черного щелочного базальтоида окремненного (гл. 266,5 м) под  $\angle 85 - 90^\circ$ ; мощность прожилка 1,0 см; на глубине 266,0 м - прожилок (0,3 см) светло-зеленой обеленной и окремненной (серпфит ?) породы в мягком, рассыпающемся на щебенку, темно-сером базальте под  $\angle 45^\circ$  к вертикальной оси керна; на глубине 272,5 м - миндалекаменная эффузивная порода (мандельштейн); контактирующая с базальтами
- 266,0-231,5 - базальты, выше в инт. 235,5 - 231,5 м - алевролиты бурые, перекрытые "синими глинами" нижнего кембрия и мезо-кайнозоа

В южном направлении происходит резкое погружение траппов, что вызвано разломной тектоникой. Так, между г.Колки (на севере) и г.Луцк (на юге) на расстоянии 50 км кровля вулканогенной толщи волынской серии с 231,5 м погружается до 1180,0 в г.Луцк (или до 1157,0 м в с.Пелче), т.е. амплитуда вертикального перемещения достигает почти 1 км (950 м), что объясняется прохождением здесь Южно-Припятского разлома широтного простирания.

В нижнем течении р.Горынь (северо-западный склон Ущ) в разрезах вскрыты вулканогенные породы волынской серии, которые непосредственно перекрыты отложениями живецкого яруса среднего девона. Контакт (в плане) разновозрастных образований проходит

между скв. 32 (девон, гл. 301,0 м) и скв. 45 (волинская серия, гл. 131,0 м) в районе г.Сталин в Белоруссии (правобережная часть р.Припять). Такого взаимоотношения эффузивно-пирокластической толщи венда и среднего девона в других местах нигде не наблюдается.

В скв. 53 с.Остров в районе г.Сталин мощность отложений волинской серии 153,7 м; снизу вверх здесь вскрываются (в м):  
312,7-187,0 - туф базальтовый, псаммитовый, серый волинской серии  
187,0-159,0 - туффиты аргиллитовые коричневые  
159,0-58,00- отложения среднего девона, песчаники, доломиты, аргиллиты, выше - отложения мела

Скв. 1509 (на стыке северо-западного склона Ущ и Пинской седловины) пройдены (в м):

230,0-206,6 - отложения рифея; песчаники красно-бурые полесской серии  
206,6-108,5 - отложения венда, волинская серия: песчаники и аргиллиты горбашовской и бурые туфы берестовецкой свит, в кровле - туффиты серо-зеленоватые

А.Г.Ролик, проводивший в 1966 г. бурение, не выделял горбашовскую свиту, хотя в инт. 206,6 - 183,0 м - это типичные базальтные слои венда.

На большинстве участков северного склона Ущ волинская серия выпадает из разрезов. Это можно проследить в скв. 1508, в которой под киевским ярусом палеогена с глубины 47,0 м пройдено 188,4 м песчаников полесской серии и на глубине 235,4 м встречен кристаллический фундамент. В Томашгородском грабене, расположенном в пределах северо-западной части Ущ, вулканогенные образования волинской серии венда также не встречены, о чем писали Н.А.Савченко, В.Ф.Луныко, В.Ф.Лабузний, С.И.Харьков, Ю.А.Буров в 1976 г. Во множестве других скважин (273, 266, 275, 265, 269, 147, 106, 263, 262, 117, 105, 115, 259, 1503 и 3240), расположенных в непосредственной близости от крутого (75 - 90 °) северного борта Ущ, отложений волинской серии не обнаружено. Нет их и в центральной, наиболее погруженной части Томашгородского грабена (скв. 256, 3233, 3234, 3278). Вулканогенных пород волинской серии нет также в Клесовском грабене.

К югу от Шепетовско-Ст. Константиновско-Збразжского разлома, на запад - юго-западном склоне щита, породы волинской серии вскрыты в с. Бучач (на р.Стрыпа). Здесь они залегают на кристаллическом фундаменте. Скв. Бучач-I снизу вверх пройдены (в м):

2028,0 - биотитовые граниты фундамента (1180 млн.лет, по данным Н.А.Савченко); отложения полесской серии здесь выпадают из разреза



- 2028,0-2007,4 - отложения венда, волинская серия: конгломераты мелкогалечные темно-серые и бурые с пачками гравелитов (горбашовская свита)
- 2007,4-1982,0 - базальты (по А.В.Хижнякову и С.П.Витрику, 1964) залегают на 6 м коры выветривания гранитов, берестовецкая свита
- 1982,0-1728,0 - алевро-песчаники (220 м), валдайская серия, выше отложения фанерозоя

В скв. Хмелевка-I в том же районе в междуречье Серет - Стрыпа прослежены (в м):

- 1752,0-1751,0 - граниты биотитовые фундамента (1271 млн.лет, по определению О.В.Цюнь)
- 1751,0-1514,0 - базальты и их туфы, волинская серия; в инт.1588,0 - 1583,0 м - светло-серые щелочные базальтоиды
- 1514,0-1290,0 - валдайская серия (224,0 м), выше - образования кембрия, силура, девона

Скв. Завадовка-I расположена около г.Монастыриска Тернопольской обл., на водоразделе рек Стрыпа и Золотая Липа. Здесь относительно приподнятый кристаллический фундамент западного склона Ущ далеко выдвинут в широтном направлении - до бассейна р.Золотая Липа, а затем глубины его залегания нарастают и около с.Шевченко-во (район г.Долина) скв. Лути-I вскрыто только одних мезо-кайнозойских пород 7000 м.

- 2461,0-2418,0 - серые граниты биотитовые (1584 млн.лет, по определению Г.Х.Чеджемова и О.В.Цюнь). На глубине 2460,0 м в с.Завадовка вскрыты серые кварциты
- 2418,0-2080,0 - венд, верхняя часть валдайской серии (314,0 м)

В скв. 12592 на левом берегу р.Днестр около с.Михайловка Ямпольского района Винницкой обл. (юго-западный склон Ущ) снизу вверх вскрыты (в м):

- 92,0-91-5 - кора выветривания кристаллического фундамента
- 91,5-58,0 - отложения венда; волинская серия, каменная свита: черные диабазы
- 58,0-10,3 - гравелиты, песчаники, аргиллиты, выше - четвертичные отложения

Там же в с.Михайловка в скв. 12591 в 1966 г. Н.А.Савченко обнаружил гарцбургиты. Отложения волинской серии подстилаются (?) темно-серыми гарцбургитами возрастом 1810 млн. лет или содержат их ксенолиты. Из-за отсутствия керна более детальные взаимоотношения установить не удалось.

На продолжении погруженного склона Ущ в пределах Львовской впадины (или древнего Предгалицийского прогиба) эффузивно-осадочные породы волинской серии на Глинянском участке также залегают на кристаллическом фундаменте. В скв. Глиняны-I состав вулканических пород сложный, что наблюдается в разрезе снизу вверх (в м):

- 4385,4-4330,4 - волынская серия (?): пикритовые порфириты (гл. 4382,0 м), в инт. 4330,4 - 4327,0 м - вулканиты афанитового облика, из инт. 4327,0 - 4215,1 м керн не поднят
- 4268,0-4208,0 - серый щелочный базальтоид (гл. 4268 м)
- 4189,5-4183,1 - в контакте со щелочными базальтоидами находятся серые контактно-метаморфизованные песчаники кварцитоидные (образцы с глубин 4189,5 и 4180,8 м). В других разрезах волынской серии контактных воздействий не наблюдалось
- 4183,5-4183,0 - темно-серый долерит-базальт (гл. 4108,8 м)
- 4183,0-3887,0 - валдайская серия: черные аргиллиты асп. днотвидные, слабо метаморфизованные (гл. 4108,0 м), до инт. 3777,3-3887,0 м керн не поднят.

Не исключено, что вскрытые образования относятся к заключительной фазе валдайского вулканизма; выше - отложения фанерозоя.

К югу от скв. Глиняны-I расположена скв. Перемышляны-I, в разрезе которой в инт. 4209,0 - 4084,5 м вскрываются базальты афанитовые темно-серые (волынская серия), а перекрыты они аргиллитами валдайской серии.

В Любомльском разрезе на правом берегу р. Зап. Буг в скв. 2944 (с. Бережцы Волынской обл.) снизу вверх вскрываются (в м):

- I221,0-1062,0 - венд, волынская серия: эффузивные породы (долерит-базальты, трахидолериты, туфы, туфолавы) возрастом 545 и 560 млн. лет (по данным И.С. Усенко, Л.Г. Бернадской, Ф.И. Котловской)
- 1062,0- 872,00- валдайская серия, песчаники нагорянской свиты

Высокое положение (433,0 м) поверхности кристаллического фундамента на левом берегу р. Зап. Буг в с. Вижница (ПНР) и, наоборот, глубокое залегание (более 1500 м) - на правом, около г. Любомль (СССР), свидетельствуют о существовании здесь разлома с амплитудой не менее 1000 м (Любомль-Брестский или Тереспольский глубинный разлом, по Н.А. Савченко, 1968).

В скв. Вижница-ИГ в центральной части Вижница-Лукувского поднятия (с. Вижница располагается на одной широте с. Домачево) кристаллический фундамент находится на глубине 433,0 м; перекрыт он вулканогенной толщей волынской (славатчской) серии (кровля последней - на гл. 375 м).

В других разрезах нет целых стратиграфических единиц. Так, в скв. Лукув-ИГ (северо-западный борт поднятия) снизу вверх вскрываются (в м):

- 906,0-811,0 - отложения докембрия: гнейсы амфибол-плагиоклазоидитовые
- 810,4 - отложения карбона (визе, намор, вестфал); выше - породы перми



Песчаниковая толща рифея и вулканогенные образования венда выпадают из разреза и в скв. Радзынь-ИГ на юго-западном склоне поднятия. Здесь в основании отложений карбона присутствуют вулканы.

В скв. Кустинская опорная на Брестском участке, расположенном к северу от контакта с Домаческим грабенем Припятского вала, вскрыт представительный разрез верхнего докембрия. Описание его (снизу вверх) приводится по А.С.Махначу [44, 45], А.М.Синичке, Г.В.Зиновенко, В.Я.Бессоновой и др. [4] (в м):

- 1576,0-1567,3 - серые биотитовые граниты фундамента
- 1567,3-1550,0 - керн не поднят (17 м); возможно, здесь развиты песчаники полесской серии или гравелиты горбамовской свиты
- 1550,0-1548,6 - отложения венда, волынская серия: коричневые и серые туффиты витролитокластические, с обломками пород основного состава
- 1548,6-1466,6 - андезит-дацитовые туфы псефитовые; в инт. 1466,9 - 1466,6 м - пузырчатая базальтовая лава
- 1466,6-1397,5 - базальты и базальтовые порфириты (гл. 1404,4 м)
- 1397,3-1346,3 - зеленовато-серые, частично фиолетовые андезит-дациты
- 1346,3-1340,0 - андезит-дацитовые порфириты перлитовые, выветрелые
- 1340,0-1289,0 - валдайская серия: гравелиты, песчаники, туфо-песчаники

В 1965 г. в д.Райтачицы (скв. К-12), Жабинка (К-3) и Кобрин (К-4) пробурены скважины; впервые в Брестской впадине и во всей Восточно-Европейской платформе в верхнем докембрии были установлены вулканогенные породы среднего состава (А.С.Махнач).

В скв. К-12 эффузивы залегают на фундаменте (снизу вверх, в м):

- 1602,0 - породы кристаллического фундамента
- 1602,0-1564,0 - туффит-туфовая толща, подтолща
- 1564,0-1467,0 - нижняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов
- 1467,0-1403,0 - подтолща средних эффузивных пород и их туфов
- 1403,0-1375,0 - верхняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов

Эффузивная толща сверху перекрыта гдовским горизонтом валдайской серии.

В скв. Черняны Дивинского района (в структурном отношении расположенном на стыке Брестской впадины и Пинской седловины) под образованиями нижнего кембрия вскрыто 116 м эффузивов (по данным А.С.Махнача, Е.П.Брунс, З.Г.Ушаковой и др.)

- 389,0-273,0 - волынская серия: базальты и их туфы
- 273,0-191,0 - песчаники, известняки палеозоя и мезо-кайнозоя

Вулканогенные образования вскрыты также в других близко расположенных разрезах: Бродятин - на глубине 309,0 м (вскрытая мощность 31,95 м), Хабовичи - на глубине 229,0 м (мощность 61,60 м), Иванцевичи - 161,0 м (мощность 2,0 м).

Следует заметить, что на территории Белоруссии признаки вендского вулканизма отмечаются и в отрицательных структурах. Так, в Припятской впадине непосредственно под отложениями девона в скв. Тычины Старобинского района эффузивная толща (332,7 м) вскрыта на глубине 1327,0 м [43], а в Оршанском прогибе туфогенная пачка (25,1 м) залегает выше тиллитов вильчанской серии [41, с. 14]:

643,8-610,5 - горбашовская свита: глинисто-алевритовая пачка  
610,5-585,4 - туфогенная пачка, выше волинской серии - гдовские  
слои валдайской серии венда

Оршанский прогиб через перемычку переходит в Московскую синеклизу, в венде которой активно проявился платформенный вулканизм. По данным [23] и др. в центральной части Московской синеклизы признаки вулканизма волинского времени отмечаются во многих разрезах. Так, в скважине в районе г. Любим в пачке черных аргиллитов с песчаниками и галькой кварца (верхняя часть разреза волинской серии) обнаружены обломки пемзы. И в валдайское время здесь проявлялась вулканическая деятельность. Так, в основании гдовского горизонта отмечены светло-серые разнозернистые песчаники, выше которых залегают шоколадно-коричневые аргиллиты и алевролиты с прослойками пепловых туфов и монтмориллонитовых глин. Важно подчеркнуть, что здесь в тех же самых структурах проявлялся и позднепалеозойский (девонский) вулканизм, по-видимому, вдоль подновлявшихся разломов в западной части Московской синеклизы. В районе г. Чухлома скважиной вскрыты ряжско-мосоловские породы (песчаники и гравелиты), среди которых обнаружены вулканические образования. Песчаники ряжского горизонта залегают у основания эйфельского яруса среднего девона, и, таким образом, геологический возраст вулканических пород также среднедевонский.

В отличие от юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы в северной ее части в конце венда (в валдайское время) проявилась довольно активная вспышка наземного вулканизма, продукты которого Е.М. Аксенов и Н.С. Иголкина в 1969 г. выделили в региональный вулканокластоосадочный горизонт в составе редкинской свиты валдайской серии венда.

По данным А.Ф. Станковского, Е.М. Веричева, Ю.Г. Константинова,



В.П.Гриб и др. [66], эффузивы валдайского вулканизма обнаружены на севере Восточно-Европейской платформы в районе оз.Войозеро на Онежском п-ове на глубинах 154,6 - 220,0 м. Эффузивные породы представлены пластом (3,0x0,45x0,80 км), оконтурены магнитной съемкой. Вулканогенные породы сложены кварцевыми долеритами с тонкими 2-3-сантиметровыми прослоями белых и сиреневых туфов и туфитов. Пласт эффузивов расположен среди шоколадно-коричневых аргиллитов редкинской свиты валдайской серии.

В зоне сочленения Припятского вала с западным склоном УЩ (Стырь-Стоходское междуречье) проявлялся волынский, валдайский и поздний, палеозойский, вулканизм. В Маневичском районе в составе волынской серии широко распространены туфобрекчии (скв. 52,54); к северу от ст.Трояновка в разрезах преобладают эруптивные брекчии (в с.Кухотская Воля, Серхов и др.), правда, их состав, возраст и генезис многими исследователями трактуется неоднозначно.

В скв. 52 в с.Ничеговцы Маневичского района Волынской обл. по материалам Н.Е.Стрелковой за 1971 г. снизу вверх вскрываются (в м):

- 299,9-287,8 - туфы псаммитовые, красные, волынская серия
- 287,8-258,9 - туфобрекчия
- 258,9-256,6 - базальт миндалекаменный
- 256,6-245,0 - туфобрекчия с обломками (15 см) эффузивов
- 245,0-240,0 - базальт миндалекаменный
- 240,0-239,2 - туфобрекчия
- 239,2-221,1 - базальт зеленовато-серый
- 221,1-187,9 - туфы базальтовые псефитовые и псаммитовые, туфобрекчия
- 187,9-137,7 - базальты афанитовые и миндалекаменные, темно-серые
- 137,7-67,00- аргиллиты, песчаники ярышевской свиты валдайской серии
- 67,00-56,00- галечники, песчаники (нагорянская свита, гдовский горизонт)

В скв. 66 в с.Новочервища снизу вверх прослежены (в м):

- 120,6-117,1 - базальты волынской серии
- 117,1-100,0 - базальты и серые щелочные базальтоиды
- 100,0-86,00- туфобрекчия, выше - песчаники валдайской серии, верхний мел

Между скв. 52 и 59 в районе г.Маневичи по направлению к оз.Белое Н.Е.Стрелкова [67] отмечала тектоническое нарушение северо-восточного простирания, по которому смещаются отложения валдайской и волынской серий. Еще одно нарушение северо-западного простирания выявлено между селами Серхов и Карасин. Так, в с.Бельская Воля (скв. 60 и др.) кровля вулканогенной толщи залегает на глубине около 70,0 м; к западу в с.Серхов (скв. 61 и др.) она находится

ся на глубинах 80; западнее, в с.Карасин (скв. 59), по данным Т.А.Кленовой и Г.П.Шраменко за 1956 г., на глубине 300,5 м кровля волынской серии даже не была вскрыта.

В скв. I407 на северо-западной окраине с.Бельская Воля снизу вверх (по данным В.Ф.Судовцева, Б.И.Власова и др. за 1980 г.) вскрываются (в м):

723,0-369,5 - песчаники полесской серии  
369,5-320,0 - субинтрузия темно-коричневых габбро-долеритов  
320,0-264,5 - песчаники полесской серии (с обломками вулканитов)  
264,5-241,5 - песчаники, горбашовская свита (?)  
241,5-239,5 - туфы базальтовые среднеобломочные, волынская серия  
239,5-237,4 - базальты  
237,4-204,0 - туфы базальтовые  
204,0-194,2 - базальты афанитовые  
194,2-188,0 - туфы базальтовые  
188,0-182,0 - песчаники кварц-полевошпатовые  
182,0-162,0 - базальты афанитовые  
162,0-144,6 - песчаники чарторийской свиты, валдайская серия, выше - отложения мела.

В скв. I425 в урочище Чечалевка (в 3,5 км северо-восточнее с.Серхов) пройдены (в м):

377,0-90,50 - брекчия песчанико-туфовая с обломками траппов (инт. 151,5 - 153,0 м), доломитов, известняков, гравийного кварца, щелочно-ультрасосновных пород  
90,50-19,50 - альб (конгломераты), турон (мел), выше - пески, суглинки

В скв.64 на правом берегу р.Стоход в с.Березичи (по Н.А.Савченко) снизу вверх прослежены (в м):

91,5-79,0 - базальты афанитовые волынской серии; на глубине 83,0 м они секутся темно-коричневой щелочно-базальтоидной породой [57]

В скв. 74 в с.Железница между селами Кухотская Воля и Любешов прослежены (в м):

233,6-187,6 - песчаники, полесская серия  
187,6-87,00 - базальты, волынская серия; выше - отложения мела (данные Г.П.Шраменко за 1956 г.)

В пределах обширного, относительно приподнятого Любешов-Малорита-Ратно-Хотешов-Камень-Каширского блока также проявлялся интенсивный трапповый вулканизм в эффузивной, эксплозивной и субинтрузивной фациях. Кроме того, развивалась формация эруптивных брекчий. Известны здесь и одновозрастные или более поздние секущие тела, представленные щелочно-ультрасосновными - щелочно-базальтоидными породами. Однако эта обширная часть Припятского вала не является монолитной структурой. В настоящее время по геофизическим (В.И.Клушин, Б.Н.Середа, О.Г.Яненко и др.) и буровым



(А.Е.Бирюлев) данным выделяются более мелкие опущенные (Поступельский и др.) и приподнятые (Любешовский, Камень-Каширский, Хотешовский, Ратновский) блоки, в связи с чем условия размещения и мощность траппов на участках различные.

Отметим, что в пределах приподнятых блоков (северо-западный и юго-восточный борта Ратновского блока) нередко преобладали или были сильно развиты вулканические явления с формированием пород субинтрузивной фации; на юго-западном борту этого же блока отмечаются эффузивы, эксплозии с брекчированием; в пределах Любешовского участка накапливались главным образом породы эффузивной фации.

На Любешовском участке породы эффузивной фации установлены в нескольких разрезах. Мощность пород и глубины их залегания различны, причем отмечалось и неглубокое (18,0 и 39,0 м) залегание эффузивов. На остальной площади глубины залегания колеблются от 100,0 до 300,0 м. В скв. 46 к северо-западу от с.Любешов под отложениями верхнего мела снизу вверх вскрыты (в м):

- 199,0-166,0 - волынская серия: песчаники и гравелиты горбашовской свиты
- 166,0-67,00 - туфы базальтовые бурые
- 67,0- 57,0 - базальты афанитовые черные, их абсолютный возраст 500 млн. лет

В разрезе скв. 7-г с.Видерта снизу вверх отмечаются (в м):

- 261,4-246,2 - волынская серия: темно-серые базальты афанитовые и мицдалекаменные
- 246,2-151,5 - лава базальтовая, базальты афанитовые с медной зеленью
- 151,5-150,4 - щелочной базальтоид темно-серый с фиолетовым оттенком, пересекающийся жилой светло-серого щелочного латита
- 150,4-129,8 - базальт темно-серый до черного
- 129,8-123,6 - щелочно-базальтоидная порода (лейцитовый фonoлит)
- 123,6-112,8 - базальт темно-серый с зеленоватым оттенком
- 112,8-92,00 - туфобрекчия с обломками базальта; в кровле - базальт

В с.Деревок Любешовского района снизу вверх отмечены (в м):

- 93,0-84,0 - волынская серия: базальты темно-серые афанитовые
- 84,0-75,0 - туфы и туфобрекчии базальтовые, светло-серые
- 75,0-69,2 - базальты афанитовые, темно-серые

В пределах Хотешов-Камень-Каширского горста вулканические породы установлены как в эффузивной, так и субвулканической фациях.

В скв. 4-сп в с.Мостище снизу вверх вскрывается (в м):

- 331,0-158,0 - полесская серия: песчаники с силлами габбро-диабазов.

158,0-121,0 - волынская серия: горбашовская (гравелита) и берестовецкая (базальты миндалекаменные) свиты; выше - отложения верхнего мела

В 1939 г. З.Суйковский в одной из скважин в г.Камень-Каширский под образованиями сеномана обнаружил вулканические офиты (серпентиниты). В скв. 29 в с.Самары Камень-Каширского района (по данным А.С.Анисимова, Б.И.Власова, Б.Я.Воловник, В.М.Шестопалова) снизу вверх вскрыты (в м):

203,6-181,3 - волынская серия: базальты афанитовые и миндалекаменные  
181,3-144,5 - валдайская серия: в основании галька хлоритизированных базальтов, в инт. 175,5 - 156,5 м - галька фельзитовых порфиров (2 см)

Аналогичный разрез базальтов в скв. 73 в с.Сельцы Горницкие (161 - 143 м).

В скв. 2 в с.Красниловка в 5 км западнее г.Камень-Каширский на левом берегу р.Турья снизу вверх прослежены (в м):

183,4-132,5 - волынская серия: туфы базальтовые, темно-серые  
132,5-127,0 - долериты темно-серые до черных, массивные  
127,0-114,0 - выветрелые базальты желтовато-бурые, выше - отложения верхнего мела

В скв. 7 в с.Цыганки Камень-Каширского района (в м):

183,3-133,0 - волынская серия: базальты афанитовые, лаво-брекчия  
133,0-39,00 - верхний мел, выше - четвертичные отложения

В кровле верхнего мела отмечен прослой с галькой изверженных пород фундамента (0,3 м), что свидетельствует о поднятии и размыве, скорее всего, Ратновского горста.

Хотешов-Камень-Каширское поднятие отделено от Ратновского горста Поступельским грабеном, в котором вулканические образования изучены пока недостаточно. По периферии Ратновского горста установлено широкое распространение вулканических пород в эффузивной и субинтрузивной фациях. Их взаимоотношение сложное. Так, в скв. 12 на глубине 142,9 м под отложениями верхнего мела залегают туфы алевролитовые (35,5 м), а ниже их - долерит-базальты (102,4 м). Затем снова туфы и туфопесчаники (67,1 м), сменяющиеся до забоя (на гл. 310,1 м) базальтами.

В скв. II-M к югу от Ратновского поднятия снизу вверх вскрыты (в м):

590,0-570,0 - волынская серия: гравелиты горбашовской свиты  
570,0-520,0 - берестовецкая свита: базальты (мощность 50,0 м)  
520,0-355,0 - туфы базальтовые; на глубине 302,8 м - самородная медь, приуроченная к полостям трещин, на глубине 304,6 м - медь с цеолитами



355,0-159,0 - базальты афанитовые с вкрапленностью самородной меди (глубины 302,8 и 306,6 м); на глубине 220,8 м - бурый шлак

В скв. 10 на участке Ратно снизу вверх прослежены (в м):

213,8-177,4 - волынская серия: туфы алевролитовые, аргиллитовые  
177,4-162,7 - базальты, иногда с цеолитами  
162,7-156,5 - туфы базальтовые с цеолитами; участками туфобрекчия  
156,5-120,5 - базальты  
120,5-76,50 - туфы базальтовые бурные, зеленоватые, туфопесчаники  
76,50-50,50 - валдайская серия (?): коричневые аргиллиты, выше - отложения песчого мела турона

На юго-западном борту Ратновского горста в с. Конобель снизу вверх вскрывается наиболее мощный разрез трапповой формации Припятского вала - 0,5 км. По материалам 1971 г. Б.Я. Воловник (в скв. 17) описала (в м):

762,8-715,0 - волынская серия: базальты афанитовые темно-серые  
715,0-510,0 - туфы базальтовые с пластом базальтов 1,5 м  
510,0-300,0 - базальты, туфы базальтовые и туфобрекчия; на глубине 481,4 м отмечается медное оруденение, представленное халькозином  
300,0-285,0 - базальты, туфы базальтовые и туфобрекчии (и шлак)  
285,0-270,4 - валдайская серия: гравелит-песчаники

Среди галечного материала валдайской серии, по данным Б.Я. Воловник, Б.И. Власова и Н.А. Савченко, присутствуют кислые вулканические породы, представленные светло-коричневыми кварцевыми порфирами. В гравелит-песчаниках валдайской серии обнаружен гранат (широп). Кроме того, С.И. Добринский обнаружил гальку фосфоритов (колофан) с содержанием полезного компонента I - 6 %.

В скв. I-сп на левом берегу бассейна р. Припять, в 15 км северо-западнее г. Ратно, снизу вверх (по данным А.Е. Бирюлева за 1971 г.) в с. Бор вскрываются (в м): гравелиты и песчаники горбашовской свиты мощностью 32,0 м; пачка туфов и туффитов (9,5 м) с покровом базальтов 4 м (всего 154,6 м); верхняя эффузивная толща (базальты, туфы, туфобрекчия) мощностью 121,6 м, залегающая в верхней части волынской серии; туффиты, песчаники и гравелиты валдайской серии мощностью 82,5 м

Там же на левом берегу бассейна р. Припять в скв. 2-сп (с. Жиричи, в 13 км северо-западнее г. Ратно) снизу вверх вскрываются (в м):

621,8-607,5 - песчаники, гравелиты, горбашовская свита  
607,5-568,1 - берестовецкая свита: базальты афанитовые и миндалекаменные  
568,1-567,0 - туфы базальтовые  
567,0-553,9 - базальты  
553,9-483,2 - туфы базальтовые мелкообломочные

- 483,2-463,7 - базальты миндалекаменные  
 463,7-391,0 - туфы базальтовые псефитовые  
 391,0-371,3 - базальты, вулканическая брекчия, базальты миндалекаменные  
 371,3-366,0 - брекчия вулканическая  
 366,0-348,5 - базальты  
 348,5-342,7 - брекчия вулканическая  
 342,7-314,2 - туфы базальтовые мелко- и крупнообломочные  
 314,2-293,5 - базальты  
 293,5-263,3 - брекчия вулканическая с лавой  
 263,3-245,0 - базальты  
 245,0-244,0 - брекчия вулканическая, туфоконгломерат  
 244,0-242,0 - базальты  
 242,0-241,6 - брекчия вулканическая  
 241,6-232,5 - базальты  
 232,5-231,4 - туффиты пелитовые темно-коричневые с зернами кварца  
 231,4-227,7 - валдайская серия: туфоконгломераты из гальки базальтов и светло-желтого кварцевого порфира  
 227,7-204,3 - туффиты алевроит-пелитовые темно-коричневые (в инт. 215,6 - 208,5 м - туфоконгломераты), по данным А.Е. Бирлева - перемытые эффузивы  
 404,3-203,5 - песчаники кварц-полевошпатовые  
 203,5-202,7 - туффиты пелитовые темно-коричневые  
 202,7-199,0 - песчаники кварц-полевошпатовые  
 199,0-183,5 - туффиты пелит-алевритовые, олистые, выше - отложения верхнего мела

Разрез в с.Жиричи находился в тектонически неустойчивом районе. К западу от с.Бор и с.Жиричи до государственной границы СССР по р.Зап.Буг вулканогенные породы волынской серии не вскрыты. В районе с.Хотислав установлено одноименное поднятие по кровле полесской серии, однако эффузивов волынской серий здесь нет.

Вулканогенная толща волынской серии вскрыта в районе с.Медное, причем этот участок значительно смещен (по отношению к осевой линии Припятского вала) к северу по глубинной зоне Любомль-Брестского (Тереспольского) разлома субмеридионального простирания.

В скв. 22-г с. Медное Брестской обл. снизу вверх вскрыты (в м):

- 370,4-366,4 - волынская серия: туфы базальтовые и туфослава  
 366,4-338,0 - субинтрузивные долерит-базальты пятнистые (560 млн. лет)  
 338,0-268,4 - туфоконгломераты и туфы псаммитовые  
 268,4-263,3 - субинтрузивные долерит-базальты темно-серые (0, I м)  
 268,3-264,0 - туфы фonoлитoидные; на глубине 257, I м - эруптивная брекчия, выше - темно-серые кварцевые Пески при

В скв. 76 к востоку от с.Медное (по А.С.Махначу, Н.В.Веретенникову и др.) снизу вверх вскрываются (в м):

- 285,0-281,0 - волынская серия: эффузивные породы свежие  
 281,0-278,0 - туфы вулканические пестроцветные с обломками дацит-



- андезитов, дацитов и кварцевых порфиров (аналоги скв. I2 в с. Хабовичи).
- 278,0-266,0 - эффузивные породы выветрелые, в инт. 276,0-270,0 м - базальты крепкие темно-серые
- 266,0-264,0 - туфы вулканические псаммитовые, туфобрекчия с обломками
- 264,0-253,0 - эффузивные породы измененные. В инт. 262,0 - 259,0 м - долерит-базальты свежие темно-серые, зернистые; выше - отложения юры

В скв. Мельник в Подлясской впадине в ПНР (на продолжении Брестской впадины) вулканогенная толща волинской серии мощностью III,0 м вскрыта в инт. I6II,0 - I722,0 м. Здесь снизу вверх залегают (в м):

- I746,0 - породы кристаллического фундамента
- I746,0-I728,0 - диабазы иотийского возраста
- I728,0-I720,0 - песчаники аркозовые разнозернистые
- I720,0-I700,0 - базальты свежие, иногда измененные; туфобрекчия
- I700,0-I660,0 - чередование базальтов и туфобрекчий
- I660,0-I6II,0 - базальты, чередующиеся с туфами и туфобрекцией, аргиллитами; выше - песчаники валдайской серии

В целом в скв. Мельник отмечаются восемь потоков базальтов и пачек туфов мощностью I,0 - I5,0 м. Характерно, что эффузивная деятельность на участке начиналась излиянием базальтов, а затем выбросом туфогенного материала. Такая последовательность характерна для многих разрезов Припятского вала.

В скв. Капלוносы-ИГ мощность вулканогенной толщи славатичской (волинской) серии 372,0 м. В инт. I8II,I - I439,I м она залегают на песчаниках полеской серии, перекрыта валдайскими алевро-песчаниками, а еще выше - породами фанерозоя.

По К.Верховска-Кицуловой и М.Ковальска-Ласка (К. Wierchowska-Kiculowa, M. Kowalska-Laska, 1969), в скв. Лопенник-ИГ (ПНР), расположенной за южным крылом Вижница-Лукувского поднятия, под мезо-кайнозойскими и палеозойскими образованиями снизу вверх вскрывается (в м):

- 5632,0-5567,5 - базальты волинской серии
- 5567,5-5993,5 - отложения палеозоя; синие глины нижнего кембрия

В бассейне р. Зап. Буг на Любомльском участке в скв. 2944 вскрыта эффузивная толща волинской серии, перекрытая валдайскими осадками. Среди них П.Л. Шульга в 1962 г. установила вулканические туфы. В том же 1962 г. З.Г. Ушакова разделила (снизу вверх) эффузивы волинской серии на четыре горизонта:

I220,9 - II83,5 м - чередование слоев пузыристых лав, лавобрекчий, базальтов миндалекаменных и базальтовых порфиров (четвертый горизонт);

II33,5 ± III7,0 м - витрокластические мелкозернистые (псаммитовые) и пепловые туфы с обломками базальтов (третий горизонт);

III7,0 - I065,0 м - миндалекаменные базальтовые порфириты и неизмененные долерит-базальты оливиновые и анальцимовые. На глубинах I095,15 - I092,65 м отмечен прослой туфов, в который, по-видимому, и внедрялись долерит-базальты (второй горизонт);

I065,0 - I000,0 м - туфы красно-бурые, мелко- и среднезернистые, сложенные обломками стекла, пирокластов, шлака, а также базальтов (первый горизонт).

Условия залегания пород субинтрузивной фации. К субинтрузивной фации относятся долерит-базальты, вскрытые карьерами Берестовец и Янова Долина Ровенской обл. Долерит-базальты Берестовца - это черные, среднезернистые породы свежего облика без каких-либо признаков миндалекаменной текстуры. Иногда встречаются инъекции более поздних красно-бурых гематитизированных долерит-базальтов без особо выраженной формы. Долерит-базальты образуют столбчатую отдельность ("столбы"), характерную для экструзий. Такие формы нами наблюдались и картировались в Центральном Кавказе (верховье рек Бад и Архон в Горной Осетии), на северо-западном Кавказе (верховье р.Малая Лаба), на Малом Кавказе (верховье р.Истису), а также в пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды в Закарпатье (около г.Мукачево). По данным Е.Ф.Малеева, "столбы" с.Берестовец имеют интрузивную природу. Видимая высота их в с.Берестовец более 20,0 м. На них местами развита желто-бурая кора выветривания мощностью 0,5 м, в составе которой отмечаются окатанная плоская галька зеленовато-серых траппов и ядра макрофауны верхнего мела. За пределами базальтовых столбов прослежены серые мелкозернистые щелочные базальтоиды мощностью 0,15 м. Кроме с.Берестовец породы субинтрузивной фации венда встречаются во многих разрезах западного склона Ущ и Припятского вала (без столбов).

В скв. I2 610 в районе г.Теофиполь субинтрузивная залежь долерит-базальтов (габбро-долеритов) с глубиной переходит в вулканно-плутоническую структуру. Снизу вверх здесь вскрываются (в м):

- 550,0-516,0 - габбро (дубровицкого типа) черные, габбро-нориты
- 516,0-209,0 - габбро-долериты субинтрузивные, переходы постепенные
- 509,0-446,0 - туфы базальтовые бурые и темно-зеленоватые
- 446,0-444,5 - субинтрузивные траппы ? (аналог пород из с.Вел. Мидск)
- 444,5-407,9 - туфы базальтовые, выше - аргиллиты валдайской серии

В скв. I6 947 (г.Подволочиск) в верховьях бассейна р.Юж.Буг в инт. 848,0 - 807,7 м находятся субинтрузивные долерит-базальты



(диабазы) темно-серые или пятнистые (30,3 м), перекрытые корой выветривания долерит-базальтов, конгломератом из гальки кварца и траппа.

В скв. 9 в с. Вел. Мидск мощность субинтрузивной залежи в центральной части 164,5 м, а по периферии 36,5. Она подстилается песчаниками верхнего рифея, перекрыта образованиями верхнего мела. Снизу вверх обнажаются (в м):

- 205,5 - отложения верхнего рифея, песчаники полесской серии
- 205,5-80,70 - тешениты (?) темно-серые свежего облика
- 80,70-46,00 - тешениты темно-серые свежие и перемятые бурные, выше - отложения мела

В скв. 122 юго-западнее с. Переспа снизу вверх вскрыты (в м):

- 59,0-56,3 - песчаники (забой)
- 56,3-7,20 - черные долерит-базальты субинтрузивные, выше - мергель турона

В скв. 163 между г.г. Владимирец и Рафаловка снизу вверх вскрываются (в м):

- 97,2-91,2 - волынская серия: туфо-песчаники (забой)
- 91,2-39,8 - субинтрузивные долерит-базальты черные, зернистые
- 39,8-39,6 - пепельно-серая (кимберлитоподобная?) вулканическая порода
- 39,6-39,0 - глины серые, образовавшиеся за счет измененных вулканитов

В скв. 110 в с. Конотоп серые субинтрузивные долерит-базальты (инт. 59,0 - 20,0 м) залегают непосредственно на мощной толще песчаников полесской серии. Возраст траппов 730 млн. лет (данные Н.А. Савченко).

В скв. 263 (гл. 139,2 м) и скв. 266 (гл. 249,0 м) под песчаниками полесской серии, вероятно, в полости трещин в фундаменте (вдоль северного края УЩ) размещаются темно-бурные уралитовые габбро вулканоплутонической стадии внедрения среднего - раннего рифея. В.Ф. Лабунный и Ю.А. Буров относят их к оснищкому интрузивному комплексу. Там же, в скв. 265 и 198 под рыхлыми породами, с глубины 5 м вскрываются вертикальные дайки основных пород, представляющих собой темно-серые мелкозернистые габбро-диабазы или долерит-базальты. Возможно, они относятся к субинтрузивной фации волынского вулканизма. На южном контакте Томашгородского грабена, где вскрыты дайки, размещаются гранитоиды УЩ, а на северном - песчаники полесской серии.

В скв. 12 на периферии Ратновского блока снизу вверх отмечается сложное взаимоотношение пород эффузивной и субинтрузивной фаций (в м):

- 310, I-280, 8 <sup>±</sup> долерит-базальты (базальты миндалекаменные)  
 280, 8-213, 5 - туфы базальтовые бурные  
 213, 5-175, 2 - долерит-базальты темно-серые с цеолитами (в кровле)  
 175, 2-142, 7 - красно-бурные туфы и туфопесчаники, выше - отложения  
 верхнего мела

В скв. 22-г в с. Медное среди вулканических туфов в  
 инт. 366, 4 - 338, 0 м залегают субинтрузивные долерит-базальты пят-  
 нистые (560 млн. лет).

В скв. Берестечко-I в верховьях р. Стрель в кровле вулканоген-  
 ной толщи волынской серии снизу вверх вскрываются (в м):

2071, 0-2053, 8 - меланократовая залежь пикритов и меймечитов мощ-  
 ностью 17, 2 м (абсолютный возраст 500 млн. лет,  
 данные Н. А. Савченко)

2053, 8-2016, 6 - базальты и щелочные базальтоиды

В скв. Литовеж-I (к западу от г. Владимир-Волынский) вскрыты  
 (в м):

3626, 0-3591, I - эруптивная брекчия темно-серая с сиреневым  
 оттенком

3591, I-3571, I - керн не поднят (возможно, здесь располагалась  
 субинтрузивная залежь, которая оказывала контак-  
 тное воздействие на осадочные породы валдайской  
 серии)

3571, I-3410, 0 - светло-серая ороговикованная порода (слоистый  
 алевро-песчаник валдая). Кровля валдайской серии,  
 по электрокаротажной диаграмме Нестеровской кон-  
 торы бурения треста Львовнефтегазразведка МГ УССР,  
 находится на гл. 3410, 0 м

Как видим, положение субинтрузивных пород различное как по  
 стратиграфическому уровню, так и контактному воздействию на вме-  
 щающие породы.

Заметим, что возрастное положение и генетические особенности  
 трапсов субинтрузивной фации на Припятском валу и западном склоне  
 Ущ исследователи трактуют по-разному. Например, существует точка  
 зрения (А. Е. Бирюлев, Б. Я. Воловник, Л. Г. Бернадская и др.) о том,  
 что силлы габбро-диабазов в полесской серии - это интрузии волын-  
 ской серии венда, "застрявшие" при внедрении в песчаниковой толще.  
 В противоположность этому Н. А. Савченко приводит данные о том, что  
 осадконакопление в раннем и среднем рифее сопровождалось вулкано-  
 плутоническим магматизмом и субвулканизмом, для которых были ха-  
 рактерны ряды ультраосновных, основных и кислых пород, причем с  
 последними связана гранитазация габброидов (массив Каменка) и  
 активное контактное воздействие на вмещающие породы региона. В ре-  
 зультате разрушения ультраосновных пород (в том числе кимберлитов)  
 происходила концентрация акцессорного алмаза в осадочных породах  
 белокаменной свиты (серии).



Осадконакопление в верхнем рифее сопровождалось внедрением своих основных габбро-диабазов и щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных пород, в том числе и кимберлитов, за счет разрушения которых накапливался акцессорный алмаз в первичных коллекторах "осторожской серии" верхнего докембрия (с.с.Межиричъ, Деражно). После отложения вендских осадков происходило излияние эффузивных траппов (базальты) и их пирокластических аналогов, внедрялись экструзии, силлы и дайки субвулканических долерит-базальтов, даек делленитов, а также потоков и даек андезитов и дацит-липаритов. На севере Восточно-Европейской платформы в конце венда отмечается [66] внедрение кимберлитовых пород и их брекчирование (А.Ф.Станковский и др.). В пределах Припятского вала в нескольких точках также зафиксированы признаки вулканической деятельности в конце венда (валдайское время). Палеозойское осадконакопление заканчивалось внедрением субвулканических дериватов щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной (в том числе кимберлитовой) магмы. При этом часть жильных и пластовых образований, а также эруптивных брекчий надежно стратифицирована среди нижнекембрийских, силурийских, девонских и каменноугольных пород.

#### ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Субвулканические (по-видимому, и вулканогенные) образования широко развиты среди осадочно-терригенных и карбонатных толщ палеозоя Припятской геохимической провинции. По объему, однако, они уступают предыдущей фазе вулканизма.

После затухания вендского вулканизма новые вспышки излияния лав и отложение пирокластического материала произошли в кембрии. Продукты вулканизма подвергались активной стадии аргиллизации, о чем свидетельствует разрез скв. 34-г в районе г. Малорита Брестской обл. (северный борт Припятского вала), где снизу вверх отмечаются (в м):

- 237,0-236,0 - отложения нижнего кембрия, балтийская серия: алевро-песчаники
- 236,0-235,5 - туффиты вулканические, аргиллизированные ("желтая земля")
- 235,5-207,5 - балтийская серия: алевро-песчаники
- 207,5-207,0 - туффиты вулканические, аргиллизированные ("желтая земля")
- 207,0-205,0 - балтийская серия: алевро-песчаники

Субинтрузивный вулканизм отмечается в пределах польской части юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Например, в 1965 г. изучена жила диабазов в скв. Паслек-ИГ, которая

пересекает песчаники костшиньской серии среднего кембрия (К. Лендзен, Р. Михляк, А. Розанов). Следует подчеркнуть, что в аналогичных отложениях скв. Радзынь-ИГ отмечались рудопроявления сульфидов, представленных галенитом и пиритом.

В ордовике продукты палеозойского вулканизма пока не известны. Особенно интенсивная деятельность приходится на силурийскую эпоху. С этим временем связывается отложение ортофириновых туффитов и эпилейцитов на западном окончании Припятского вала, южном борту Брестской впадины, вдоль западного и юго-западного склонов УЩ и в северной части Молдавской плиты. На западной окраине Восточно-Европейской платформы (зона сочленения Мазурско-Сувалковского массива с Балтийской синеклизой) происходило внедрение субинтрузивных тел.

В 1939 г. З. Суйковский отметил в скв. Боцяновка (между г. г. Дубно и Луцк) туффиты; в разрезе снизу вверх залегают (в м):

|             |  |
|-------------|--|
| 133,0-103,0 | - отложения силура: чередование известняков и аргиллитов |
| 103,0-102,6 | - туффиты биотитовые (0,40 м) с $\kappa_2$ 8,68 %        |
| 102,6-101,2 | - известняки и аргиллиты                                 |
| 100,5-99,60 | - известняки и аргиллиты силура                          |
| 99,6 -99,5  | - туффиты (0,10 м), выше - известняки и аргиллиты силура |

В скв. 78 в районе г. Ковель снизу вверх прослежены (в м):

|             |   |
|-------------|---|
| 220,0-200,0 | - отложения силура: известняки комковатые                                   |
| 200,0-195,0 | - туффиты ортофириновые   |
| 195,0-160,0 | - отложения силура: известняки комковатые, выше - образования верхнего мела |

В скв. 6-г в с. Белин на Ковельском участке снизу вверх отмечены (в м):

|             |  |
|-------------|--|
| 206,0-201,0 | - отложения силура: известняки комковатые              |
| 201,0-197,0 | - туффиты ортофириновые, выше - силурийские известняки |

В скв. 402 на участке Ковель, по данным П. Л. Шульги, трестом Волинскуглеразведка разбурены пепельно-серые до белого биотитовые туффиты (мощностью 0,8 м) с вкрапленностью пирита. Они залегают в низах сляльского горизонта верхнего силура. По данным Г. П. Шраменко и Т. А. Кленовой, встреченные в скв. 32 туффиты, по-видимому, являются одновозрастными с туффитами из скв. 402.

В скв. 40 в с. Здомысль Ратновского района снизу вверх прослежены (в м):

|             |  |
|-------------|--|
| 220,0-216,0 | - отложения силура: известняки комковатые (Н. А. Савченко, В. С. Крандиевский) |
| 216,0-210,0 | - туффиты ортофириновые (эпилейцититы), выше - известняки                      |



В скв. 4015 в с.Гуща юго-западнее г.Ковель в верховьях р.Зап.Буг обнажены:

- 1000,0-932,0 - отложения силура: известняки плитчатые, мергелистые
- 932,0-927,0 - туффиты ортофировые с биотитом (5,0 м)
- 927,0-763,0 - отложения силура: известняки мергелистые
- 763,0-761,0 - туффиты ортофировые (2,0 м), выше - известняки силура, отложения мела

В скв. 4109 в г.Стенжаричи в верховьях р.Зап.Буг (к западу от г.Владимир-Волинский) снизу вверх вскрываются (в м):

- 553,0-451,0 - отложения силура: известняки плитчатые комковатые
- 451,0-449,0 - туффиты ортофировые (2,0 м). В этом интервале П.Д.Цегельник в 1976 г. отмечал глины метабентонитовые; выше - известняки силура

В скв. К-1 около г.Брест, по данным П.Д.Цегельника, вскрываются (в м):

- 819,4-720,0 - отложения силура, верховичская свита: известняки, мергели
- 720,0-718,0 - туффиты ортофировые (2,0 м)
- 718,0-642,0 - отложения силура: известняки
- 642,0-639,0 - туффиты ортофировые (3,0 м)
- 639,0-584,0 - отложения силура: известняки
- 594,0-580,0 - туффиты ортофировые (4,0 м)
- 580,0-519,0 - отложения силура: известняки, мергели
- 519,0-517,0 - туффиты ортофировые (2,0 м), выше - отложения силура и Верхнего мела

В скв. К-10 около г.Брест снизу вверх вскрываются (в м):

- 928,0-718,0 - отложения силура: известняки плитчатые и комковатые
- 718,0-715,0 - туффиты ортофировые (3,0 м)
- 715,0-712,0 - отложения силура: известняки
- 712,0-709,0 - туффиты ортофировые (3,0 м), выше - отложения силура, перми

Кроме того силурийские вулканогенные породы развиты на всем протяжении западного и юго-западного склонов Ущ.

В скв. Луцк-1 Волинской обл. снизу вверх прослежены (в м):

- 584,0-583,2 - отложения нижнего силура: известняки
- 583,2-582,5 - туффит известковистый, серый (0,7 м)
- 582,5 и выше - известняки силура

В скв. II 673 в г.Гусятин Тернопольской обл. снизу вверх отмечаются (в м):

- 73,5-73,0 - отложения силура, малиновецкий горизонт: известняки
- 73,0-72,0 - туффиты ортофировые (1,0 м)
- 72,0 и выше - известняки силура

В скв. 2 в с.Новоселки на Бучачском участке в Тернопольской обл.:

- 890,0-889,0 - отложения силура: известняки

889,0-884,0 - туффиты ортофировые (5,0 м), выше - известняки  
силура

В скв. I в с. Завадовка Тернопольской обл. снизу вверх вскрываются (в м):

I4I7,0-I4I6,0 - отложения силура: известняки

I4I6,0-I4I4,0 - туффиты ортофировые (2,0 м), выше - известняки  
силура

В скв. I в с. Дорохов около г. Теремов Тернопольской обл. пройдены (в м):

762,0-76I,0 - отложения силура: известняки

76I,0-758,3 - туффиты ортофировые (2,7 м), выше - известняки  
силура

Скв. Горохов-I Волынской обл. снизу вверх вскрываются (в м):

I557,5-I557,0 - отложения силура: известняки

I557,0-I556,5 - туффиты ортофировые, выше - известняки силура

В скв. Берестечко-I Волынской обл. снизу вверх встречены (в м)

II06,0-II05,5 - отложения силура; известняки

II05,5-II00,2 - туффиты ортофировые (5,3 м), выше - известняки  
силура

Скв. I3 752 около г. Дарабаны Черновицкой обл. снизу вверх пройдены (в м):

77,0-76,9 - отложения силура: известняки

76,9-76,8 - туффиты ортофировые (0,1 м), выше - известняки  
силура

В силурийских отложениях Молдавии также встречаются вулкано-генные образования. Здесь туффиты превращены в бентонитовые глины фисташково-зеленого цвета с чешуйками монтмориллонита, обломками вулканического стекла, монацита, циркона и кварца.

Скв. I4 около г. Корнешты /567/ снизу вверх вскрываются (в м):

545,5-544,5 - отложения силура: известняки

544,5-472,9 - несколько прослоев туффитов ортофировых (0,2-0,5 м)  
472,9 и выше - известняки силура

В скв. 3 в с. Пугой Молдавской ССР (Е.Ф. Трандафилова, А.Я. Эдельштейн, П.Д. Букатчук и др.) снизу вверх прослеживаются (в м):

9I5,0-772,0 - отложения нижнего силура: венлокский ярус, малиновецкий горизонт: известняки и доломиты новобрызнянских и нападенских слоев

772,0-77I,0 - туффиты ортофировые фисташково-зеленоватого цвета

77I,0-738,0 - известняки корнештских слоев, венлокский ярус, малиновецкий горизонт

В толщу силурийских аргиллитов и известняков на стыке Причерноморской (Добружинской) впадины с Молдавской плитой внедрялись субвулканические тела щелочных лампрофиров, изученные в 1979 г.



В.С.Крандиевским и Н.А.Савченко. В разрезах сел Алутат и Казакия Молдавской ССР снизу вверх обнажаются (в м):

В скв. 106 в с.Алутат:

- 4725,0-4720,0 - отложения силура; аргиллиты и др.
- 4720,0-4717,0 - лампрофиры серые с розовым оттенком
- 4717,0-4716,5 - отложения силура: аргиллиты и др.
- 4716,5-4713,3 - лампрофиры
- 4713,3-4600,0 - отложения силура: аргиллиты и др.
- 4600,0-4597,0 - лампрофиры

В скв. I-K в с.Казакия снизу вверх вскрываются (в м):

- 3310,0-3309,0 - отложения силура: черные аргиллиты аспидноцветные
- 3309,0-3304,0 - лампрофиры
- 3304,0-3289,5 - отложения силура: аргиллиты и др.
- 3289,5-3285,5 - лампрофиры
- 3285,5-3285,0 - отложения силура: аргиллиты и др.
- 3285,0-3263,0 - лампрофиры серые с розовым оттенком
- 3263,0 и выше - отложения силура: черные аргиллиты и др.

В западной части Восточно-Европейской платформы в связи с каледонской тектоно-магматической активизацией в силурийские отложения внедрились микросиениты (на западном берегу Чудского озера в Эстонской ССР и в районе г.Ольштин ПНР).

В скв. Ольштин снизу вверх (по данным Юсковяка за 1971 г.) вскрываются (в м):

- 2595,1-2591,1 - отложения нижнего кембрия: песчаники
- 2591,1-2307,3 - алевролиты
- 2307,3-2300,0 - диабазы
- 2300,0-2296,0 - алевролиты
- 2296,0-2293,0 - диабазы
- 2293,0-2287,0 - алевролиты нижнего кембрия
- 2287,0-2182,0 - отложения силура: аргиллиты и песчаники
- 2182,0-2163,0 - микросиениты мощностью 19,0 м, выше - аргиллиты силура

В скважине на западном берегу Чудского озера в 1933 г., описанные А.Опяк и А.Тамм (А.Орик и А.Тамм), вскрываются диабазы и сиениты; выше - отложения девона.

Девонская эпоха для Восточно-Европейской платформы является одной из главных в палеозое. С герцинским тектогенезом связана коренная перестройка большинства главнейших структур платформы, проявления разломной тектоники, вулканизма и формирование месторождений полезных ископаемых, о чем отмечали в 1964 г. В.Д.Налявкин, а также Г.Д.Афанасьев, В.И.Гоньшакова и В.П.Корзун в 1965 г. Среди вулканических и вулканогенно-осадочных серий преобладали внедрения пород щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации. Они распространены на Балтийском щите (Африканда и др.), Тимане, западном склоне Урала, на стыке Мазурско-Сувалковского

массива с Балтийской синеклизой, между Воронежской антеклизой и Ущ на всем протяжении Припятско-Днепровско-Донецкого рифта-прогиба, села Доево, Остапьево, Белоцерковка, Советское, Покрово-Киреево, захватывая и Припятский вал. По неизвестным пока причинам в девонских отложениях Львовского палеозойского прогиба продуктов вулканической деятельности нет. Их нет ни в скважинах, ни в обнажениях, выходящих на дневную поверхность у с.Пелчи (бассейн р.Иква) и в г.Залещики (бассейн р.Днестр).

Еще в 70-х годах на Припятском валу Н.А.Савченко отметил субвулканические породы позднепалеозойского возраста на Ратновском, Любешовском и Гороховском участках. В связи с герцинской тектономагматической активизацией образования брекчии с обломками голубых и белых вулканических пород в 1964, 1968 гг. в скв. 67 в с.Кухотская Воля определялись [57] как девонские каменноугольные. В 1975 г. Б.Я.Воловик отметила на Волни новые находки щелочно-ультраосновных пород и провела (с участием А.П.Бобриевича) детальную характеристику<sup>2</sup>, окончательно уточнив их девонский возраст. В 1977 г. Н.А.Савченко были выявлены условия залегания жильных щелочно-базальтоидных пород на Припятском валу более чем в 100 точках. Методом радиологического датирования подтвержден их позднепалеозойский возраст (326 млн. лет).

Ниже приводится детальное описание условий залегания субвулканических щелочных базальтоидов из щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации, для которых во многих случаях отмечены секущие контакты.

В скв. 2 в инт. 87,2 - 91,4 м на участке Гута-Степанская жила серо-бурого щелочного лампрофира мощностью 0,15 м пересекает силл габбро-диабазов. Последние залегают в песчаниках полесской серии.

В скв. 2-г в инт. 136,1-136,2 м (участок Островцы) щелочной базальтоид (с нефелином?) мощностью 0,10 м располагается в висячем боку силла габбро-диабазов возраста в 580 млн. лет.

В скв. 134 на Рафаловском участке (бассейн р.Стырь) среди эффузивных траппов установлены три залежи (дайки) щелочных базаль-

<sup>2</sup> Химический состав породы (%):  $O_2$  31,85;  $T O_2$  1,62;  $Al_2O_3$  2,10;  $Fe_2O_3$  3,40;  $FeO$  3,59;  $M O$  0,16;  $MoO$  28,00;  $CaO$  9,38;  $a_2O$  0,03;  $K_2O$  0,33;  $P_2O_5$  0,25; П.п.п. 18,49; Сумма 99,43.

<sup>02</sup>/<sub>МоО</sub> 1,14 (Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР. Л., Недра, 1981, с.139).



тоидов на глубинах 80,7; 151,0 и 210,7 м. В инт. 80,7 - 88,7 м, а также на глубине 88,9 м отмечаются пепельно-серые и серо-коричневые фельдшпатоидные (с лейцитом) субвулканические породы, иногда миндалекаменные (размером 0,5x0,8 и 2,0x4,0 см), выполненные хлоритом. Они, по-видимому, в виде дайки пересекают поток черных афанитовых базальтов волынской серии венда, поскольку эти базальты прослежены на глубине 102,3 м. На глубине 88,7 м миндалины (шарики) в лейцититах (лейцититовых базальтах) размером 1x3 мм выполнены розетками хлорита. Иногда миндалин так много, что порода представляет собою типичный мандельштейн. В средней части потока базальтов на глубине 151,0 м темно-серые лейцититы содержат включения миндалины с хлоритом. На глубине 176,5 м щелочные базальтоиды представлены серыми мелкозернистыми тефритами.

Наиболее глубокое залегание дайки (?) щелочных базальтоидов в скв. 134 отмечается в инт. 210,7 - 225,9 м, где щелочные базальтоиды содержат бледно-желтоватый лейцит в виде шариков и в интерстициях между цветными минералами. Размер миндалины (шариков) до 0,5x0,5 см. На гл. 224,4 м лейцитовые базальты (лейцититы) под  $\angle 45^{\circ}$  (к вертикальной оси зерна) пересекаются жилкой 0,7 см коричнево-бурого лампрофира с включением рудных минералов.

В скв. 76 на участке Горыньград-2 в инт. 153,0 - 157,0 м отмечен серый трахидолерит. Абсолютный возраст его 290 млн. лет (т.е. карбон - пермь). На глубине 155,0 м прослежены порфиробласты (2,0x2,0 мм) стеклянноподобного (магматического?) кальцита.

В скв. 117 на Рафаловском участке среди покровных и субинтрузивных траппов в инт. 150,0 - 150,0 м изучены щелочные базальтоиды темно-серые, а также пепельно-серый с желтоватым оттенком лейцитит с кальцитовыми прожилками в 1 мм по горизонтальным трещинкам. На глубине 156,7 м находятся светло-серые лейцититы (лейцитовые базальты). В их висшем боку на глубине 151,0 м размещаются черные габбро-долериты, а еще выше на глубине 100,2 м - бурные туфы псаммитовые. Коричнево-серый и серый щелочной базальтоид с миндалинами размером 0,5x0,5 см очень похож на лейцитит и является его аналогом.

В скв. 113 в инт. 156,5 - 157,0 м участка Берестовец серые щелочные базальтоиды (обогащенные фельдшпатоидами) мощностью 0,5 м залегают среди базальтов волынской серии венда. В карьере Берестовец среди траппов также отмечены пепельно-серые щелочные базальтоиды мощностью 0,05 м.

Следует подчеркнуть, что еще в 1929 г. Ю. Токарской впервые

обратил внимание на щелочные породы в карьере Берестовец, залегающие среди долерит-базальтов трапповой формации. Жильные породы содержат  $K_2O$  до II,0 %, в связи с чем они были названы латитами, или сандинитами.

Кроме того, щелочные базальтоиды установлены на западном склоне Ущ в следующих точках: в скв. I63 на глубине 39,6 м на Рафаловском участке, в скв. 3 на глубине 223,0 м на Дубровицком участке, в скв. I на глубине I563,0 м на участке Заложском, в скв. I2580 на глубине I49,0 м в верховьях бассейна р. Юж. Буг, в диабазах скв. I259I на глубине I36,0 м на участке Михайловка, в скв. I на глубине I583,0 м между туфами базальтовыми и кристаллическим фундаментом (мощность 5 м) на участке Хмелевка; в скв. I22 на глубине 56,0 м между г. г. Владимирец и Рафаловка.

В скв. 270 на глубине 97,0 м темно-серые с фиолетовым оттенком щелочные базальтоиды афанитового облика сцементированы (без перетирания) белым с зеленоватым оттенком опалом и серпифитом. Там же, на участке Старый Чарторийск в скв. 270 в инт. 370,0 - 37I,5 м залегают серые щелочные базальтоиды мощностью I,5 м, в кровле - туфы базальтовые.

В скв. 54 на участке Старый Чарторийск на глубине I39,0 м жила серого щелочного базальтоида мощностью I см под  $\angle 85^\circ$  пересекает поток черных афанитовых базальтов трапповой формации. В контакте образовалась зона окварцевания толщиной 0,5 см.

В скв. I9 на глубине 43,3 м (участок Рафаловский) отмечен темно-серый с коричневым оттенком щелочной базальтоид. На плоскостях скола - сидерит и хлоритовые корочки.

В пределах Маневичского блока (Стырь-Стоходское междуречье) также происходило внедрение молодых (послетрапповых) субвулканических тел. Для этой зоны характерно проявление взрывного вулканизма.

В скв. 55 в с. Гараймовка на глубине I40,0 м выявлены пепельно-серые слюдяные вулканыты (альнеиты ?); там же в скв. 55 на Маневичском участке на глубине 25I,0 м темно-серый щелочной базальтоид мощностью 0,05 м пересекается горизонтальной трещиной, выполненной коричневой эруптивной (кимберлитоподобной ?) брекчией мощностью 0,5-I,0 см. В перекрывающих осадочных отложениях скв. 55 отмечено нами повышенное содержание пиропы и других минералов-спутников.

В скв. 66 около с. Новое Червище на глубине 93,0 м находится



темно-серый щелочной базальтоид с "бляшками" серого и кремового цвета. Порода рассланцована под  $\angle 45 - 55^\circ$ .

В скв. 2141 на участке Серхов в инт. 288,9 - 290,0 м отмечен темно-серый со светло-серыми пятнами ортофир мощностью 0,11 м (из брекчии); в скв. 2186 на участке Серхов в инт. 386,8 - 388,2 м залегает темно-серый трахидолерит ортоклазовый в породах полесской серии.

В скв. 64 на правом берегу р. Стоход в 1964 г. впервые установлено секущее положение жилы мощностью 0,02 м темно-коричневых щелочных базальтоидов в афанитовых базальтах волянской серии венда (инт. 78,0 - 91,5 м) [57]. Жилы черных габбро-долеритов свежего облика отмечены В.Ф. Судовцевым и др. в скв. 1437 на глубине 681,5 м юго-западнее с. Колки.

В скв. 1438 на глубине 339,0 м нами установлена жила 0,01 м темно-серого дацита со сливной текстурой в коричнево-сером щелочном базальтоиде, залегающем в траппах волянской серии. На глубине 529,0 м в этой же скважине в составе брекчии отмечен розово-серый ортофир, причем цемент в виде затеков представлен бурым глинистым материалом с окатанным кварцем.

В скв. 67 в инт. 127,4 - 133,5 м в с. Кухотская Воля обломки пепельно-серых ортофиров мощностью 0,1-0,2 м входят в брекчию осадочно-карбонатного состава; обломки белых латитов (ортофиров) присутствуют также в инт. 147,5 - 150,3 м (скв. 67) в осадочно-терригенной с известняками брекчии. В скв. 724 на глубине 150,0 м на участке Кухотская Воля выявлен светло-серый латит мощностью 0,10 м среди брекчированных пород полесской серии. Щелочные базальтоиды (лампрофирн, мончикиты) вскрыты Волянской ГРП Ровенской ГРЭ по Севургеология Министерства геологии УССР во многих точках (скв. 4144, 4143, 4167 и др.): в скв. 839 на глубине 168,0 м - светло-серый щелочной лампрофир; в скв. 4097 на глубине 171,5 м - темно-серый с зеленоватым оттенком мягкий щелочной базальтоид с квадратиками (0,5-0,5 см) белого нефелина; в скв. 4081-А на глубине 294,0 м - обломки белых нефелинитов.

В скв. 4039-А на участке Перекалье на глубине 240,0 м белый ортофир залегает среди брекчированных песчаников полесской серии, раздробленных в зоне субширотного Кухотско-Вальского разлома; в скв. 954 с. Перекалье - субвулканическая залежь в инт. 268,0 - 272,9 м; в скв. 827 на участке Лобна на глубине 251,8 м - темно-серые с зеленовато-голубоватым оттенком щелочные базальтоиды.

В скв. 2191 на участке Новый Чарторийск в составе брекчиро-

ванных пород в инт. 622,0 - 625,0 м присутствуют светло-серые трахиты и сандиниты мощностью 3,0 м, которые располагаются на уровне горбашовской свиты. На глубине 872,7 м отмечены серые тонкозернистые щелочные базальтоиды с табличками (2 x 5 мм) белого нефелина (?), белые с желтоватым оттенком ортофир; на глубине 776,0 м - порфириовидный ортофир; в инт. 872,5 - 872,7 м - серые щелочные базальтоиды (0,2 м) в силле габбро-диабазов.

По линии Любешов - Малорита - Ратно - Хотешов - Камень-Каширский приподнятого блока щелочные базальтоиды отмечены в скв. 4-сп с. Мостище на Хотешовском участке в инт. 335,0 - 337,6 м. Дайка мощностью 4,1 м приурочена к силлу габбро-диабазов. В скв. 6-сп на глубине 428,0 м этого же участка выявлены темно-серые щелочные базальтоиды.

В скв. 7-г на глубине 150,4 м на участке Любешов находится жила светло-серого жильного латита в темно-серых афанитовых базальтах; в инт. 150,5 - 151,5 м светло-серый с сиреневым оттенком с фельзитовой микроструктурой мончикит (?) пересекается жилкой мощностью 1,0 см светло-зеленого щелочного базальтоида с серпофитом.

В скв. II в инт. 521,2 - 525,2 м на участке Ратно прослежены темно-серый тешинит мощностью 0,15 м в вулканогенных породах волынской серии; в скв. 15 этого же участка в инт. 288,5 - 288,58 и 289,1 м - пепельно-серые щелочные базальтоиды; в скв. 2-сп на глубине 352,5 м - серые щелочные базальтоиды мицдалекаменные мощностью 0,07 м; в скв. 13 - темно-коричневый афанитовый щелочной базальтоид.

В зоне сочленения южного борта Припятского вала с Львовским верхнепалеозойским прогибом и на территории последнего послетрапповые субвулканические тела установлены: в скв. I-п на участке Горохов в инт. 2511,0 - 2523,0 м - светло-серый щелочной базальтоид афанитовый; на глубине 2543,0 - 2523,0 м - светло-серый щелочной базальтоид афанитовый; на глубине 2543,0 м - темно-серый щелочной базальтоид (абсолютный возраст 200 млн. лет) среди траппов; в инт. 2570,0 - 2587,0 м - серый мелкозернистый щелочной базальтоид мощностью 0,05 м (абсолютный возраст 350 млн. лет).

В скв. I на участке Овадно отмечены: на глубине 2010,9 м - серый слюдяной фельдшпатоидный вулканит, который по внешним признакам является аналогом мельтейгита из Остапьевско-Белоцерковской площади ДДВ (скв. 232, гл. 1926,25 м); в скв. I на глубину 2478,0 м на участке Владимир-Волынский - серый, плотный, тонкозернистый щелочной базальтоид со скорлуповатым изломом; в скв. I на



глубине 1091,5 м на участке Радовичи - зеленый щелочной базальтоид (агломерат), слабоцементированный; в скв. I участка Берестечко на глубине 2053,8 м - буро-коричневые меймечиты (абсолютный возраст 500 млн. лет); там же на глубине 2228,7 м - коричнево-серые щелочные базальтоиды с миндалинами размером 0,5 x 1,0 см (хлоритизированные ксенолиты ультрабазитов ?).

В скв. I на участке Литовеж на глубине 4089,8 м жила мощностью 0,8 см черного анализимита под  $\angle 10^{\circ}$  к горизонту пересекает темно-серые среднезернистые габбро-долериты; в скв. I на участке Глиняны на глубине 4293,8 м отмечен темно-бурый щелочной базальтоид с оливином и включением размером 0,4x0,7 см ксенолитов черных ультрабазитов (?); выше на глубине 4208,0 м - серые кварциты; в скв. I на участке Перемышляны на глубине 4203,0 м развиты темно-серые щелочные базальтоиды.

За пределами Припятской геохимической провинции палеозойские вулканогенные и субвулканические образования залегают в стратифицированных осадочно-терригенных и карбонатных толщах или пересекают их, в связи с чем можно достовернее изучить их геологический возраст.

В скв. 34-г в районе г. Малорита Брестской обл. снизу вверх вскрываются (в м):

- 237,0-236,0 - отложения нижнего кембрия; алевро-песчаники балтийской серии
- 236,0-235,5 - туффиты вулканические желтые, аргиллизированные
- 235,5-207,5 - балтийская серия, алевро-песчаники
- 207,5-207,0 - туффиты вулканические желтые, аргиллизированные
- 207,0-205,0 - балтийская серия, алевро-песчаники

В кембрии проявлялся и субинтрузивный вулканизм. Так, в юго-восточной части ПНР жила диабазов встречена в скв. Паслек-ИГ, где она пересекает песчаники костшиньской серии среднего кембрия; об этом сообщали К. Лендзен, Р. Михняк, А. Розанов в 1965 г.

По Ю. Усковяку, К. Лендзен, В. Рика и Ч. Жак (1936) осадочные породы сложены песчаниками мощностью 140 м.

В последующую эпоху, ордовикскую, вулканизм, по-видимому, не проявлялся, так как его продукты не обнаружены.

Особенно интенсивная вулканическая деятельность приходится на силурийское время, когда вдоль западного и юго-западного склонов УЩ и вдоль западного борта Припятского вала отлагались эффузивные тела; в западной части Восточно-Европейской платформы (на западном берегу Чудского озера, в Прибалтике и в районе г. Олыштин в ПНР) они известны в субинтрузивной фации. В ДДВ вулканизма в силуре не было.

Самая бурная вулканическая деятельность, как уже отмечалось, развивалась в девонскую эпоху, когда происходила коренная перестройка структур Восточно-Европейской платформы. Девонский вулканизм надежно стратифицирован в Припятской впадине, ДДВ и Донбассе.

На востоке Припятской впадины в Лоевской седловине известны вулканические породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации; их абсолютный возраст 355 - 360 млн. лет (Г. Д. Афанасьев, В. И. Гоньшакова, В. П. Корзун). Они развиты на Вышемировской, Ястребовской, Васильевской, Борщевской, Шарпиловской, Ветхинской площадях и представлены щелочными трахитами, нефелинитами, лейцититами, лимбургитами, анкаратрит-пикритами. О них детально писали В. П. Корзун и А. С. Махнач, в 1977 г.

В ДДВ продукты девонского вулканизма сложены эффузивами, пирокластами и дайками [2, 5, 7, 33]. На Остапьевско-Белоцерковской площади в 1977 г. З. Г. Волошина и др. исследовали и описали породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации (пикритовые порфириты, слюдяные перидотиты, анкаратриты, лимбургиты, нефелиниты, эпилейцититы и др.). Абсолютный возраст этих пород 320 - 360 млн. лет.

С девонскими разломами герцинской складчатости в зоне сочленения Донбасса и Приазовья связаны многократные внедрения вулканических пород основного, кислого и щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного составов; их изучали и описывали И. С. Усенко в 1954 г., В. А. Слипченко в том же году, Г. А. Макухина в 1961 г., а А. Я. Древин, А. И. Зарицкий и др. - в 1962, С. В. Нечаев, С. Т. Борисенко и др. в 1961 г., Н. В. Бутурлинов, Б. С. Панов в 1959 и 1972 гг., В. И. Гоньшакова и др. в 1978 г.

Каменноугольный вулканизм. В связи с герцинскими тектоническими подвижками по разломам (в ДДВ и других структурах) внедрились субвулканические тела. На Волини продукты эффузивной деятельности проявились на западном окончании Припятского вала, в частности на Вижница-Лукувском поднятии (Славатичском горсте) и его склонах.

В скв. Каплонос-ИГ среди сланцев и мергелей нижнего визе нижнего карбона в 1968 г. А. Желиховский отметил (в м):

450,0-445,8 - известняки силура

445,8-439,0 - туффиты вулканические красно-бурые (6,8 м)

439,0-421,0 - отложения нижнего карбона, визе: сланцы и мергели

В скв. Радзынь-ИГ на западном склоне Вижница-Лукувского блока снизу вверх вскрывается (в м):



Отложения кембрия, песчаники  
Туффиты вулканические  
Отложения нижнего карбона, сланцы, известняки

Скв. Дорогуш-ИГ на Любельщине снизу вверх пройдены (в м):

Отложения нижнего девона, олд-ред, известняки  
Туффиты вулканические мощностью 3,0 м  
Отложения нижнего карбона мощностью 120,0 м

В скв. Недзвиц-ИГ снизу вверх встречены (в м):

Отложения верхнего девона, аргиллиты  
Туффиты вулканические  
Отложения нижнего карбона, вize: мергели, известняки

Скв. Корцит-3 в бассейне р. Зап.Буг снизу вверх встречены (в м):

Отложения верхнего девона  
Туффиты вулканические  
Отложения нижнего карбона, вize

Проявления карбонового вулканизма в пределах Львовско-Волынского каменноугольного бассейна (правобережная часть бассейна р. Зап. Буг) на территории Украины также возможны. Предположение вполне реально, особенно если учесть разрывную тектонику этого района.

#### МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Следы вулканической деятельности в мезо-кайнозое, главным образом в виде вулканического пепла, известны во многих местах Волыно-Подолия, в Донбассе, на Любельщине в ПНР, а также непосредственно на Ущ и его северном склоне. На оживление древних разломов, безусловно, влияла тектоно-магматическая активизация, существовавшая в мезозое в Крыму.

Проявления юрского андезитового вулканизма фиксируются в северо-западной части Донбасса - селах Городне (33 м) и Бутаково (42 м), около ст. Лозовая Харьковской обл. Интрузивная деятельность в юрское время развивалась в восточном секторе Донбасса, где субвулканические тела, представленные лампрофирами, внедрялись в каменноугольные отложения в районе г. Новошахтинска Ростовской обл.; их абсолютный возраст 180 млн. лет (Н. В. Бутурлинов, Н. А. Савченко). Кроме того, юрские дайки мончикитов и камптонитов абсолютного возраста 160 млн. лет отмечены В. И. Гоньшаковой и др. в 1967 г. в бассейне р. Кринка в Донбассе.

В юго-западном обрамлении Ущ, в частности на стыке Причерноморской впадины с Предобруджинским прогибом и Молдавской плитой, в скв. 340 около г. Арциз Одесской обл. в инт. II86,0 - II91,0 м

вскрывались темно-серые с фиолетовым оттенком щелочные базальтоиды мезозойского (юрского ?) времени, представленные коричнево-серыми с кремевым оттенком мончикитами. Там же, в пределах Западного Причерноморья в районе с.Алуат (скв. 106) В.С.Крандиевским установлены свежие темно-серые и светло-розовые лампрофиры мощностью 3,0 - 3,2 м в инт. 4597,0 - 4600,0; 4713,0 - 4716,5 и 4717,0 - 4720,0 м. Они залегают в черных, аспидновидных аргиллитах силура [57], в связи с чем их геологический возраст интерпретируется неоднозначно. Аналогичного облика лампрофиры вскрыты около г.Казакия (скв. I-K) в инт. 3263,0 - 3285,0; 3285,0 - 3289,5 и 3304,0 - 3309,0 м, где их мощность (по керну) колеблется от 4,0 - 5,0 до 22,0 м; возраст их не изучен.

По данным А.А.Гойжевского и др., Ущ в мезо-кайнозойское время подвергался воздействию разломной тектоники.

С мезо-кайнозойскими движениями связаны субинтрузивные тела в Болтышской тектоно-вулканической депрессии (северо-восточная и другие части Ущ), где изученные в 1972 г. Н.П.Семененко трахибазальты имеют абсолютный возраст 170 млн.лет. Следует заметить, что в западной части Припятского вала на Воляни в районах Ратно, Любешов и др. в 1968 г. Н.А.Савченко, по данным радиологических исследований, среди вендских трапшов отметил трахитоидные разности вулканических пород (с абсолютным возрастом 180 - 200 млн.лет). В центральной части Ущ, по данным Н.П.Семененко, Э.А.Ярошца, И.Г.Сокуренко и др., продукты платформенного вулканизма установлены в пределах зоны Криворожско-Кременчугского прогиба, где выделены Родионовская и Первомайская вулканические трубки взрыва. В пределах Первомайской структуры вулканические породы представлены эксплозивными брекчиями и пузырчатыми лавами трахан-дезитового состава возрастом 250 млн.лет. Послевулканическая деятельность закончилась отложением гидротермальных кварцевых и карбонатных жил. Кроме того, по сведениям Станкевича (Днепропетровский горный институт), в центральной части Ущ в 2 км к югу от г.Днепропетровск в четвертичных лессовидных сутлинках на глубине 9,00-9,22 м отмечены один прослой (0,22 м) вулканического пепла беловато-желтоватого оттенка и второй прослой (0,02 м) на глубине 9,72-9,74. По данным Г.В.Липкивской, вулканический пепел на 40 % сложен вулканическим стеклом с примесью пироксена (авгита), рутила, апатита, кварца и др. Вулканический пепел установлен и около с.Ивановка вблизи г.Житомир.

В юго-западном обрамлении Восточно-Европейской платформы



туфогенные бескварцевые вулканогенные породы встречены в районе г. Люблин, где они залегают среди морских осадков верхнего мела, отмеченных Ст. Малковский в 1951 и В. И. Клушиным; последний в 1976 г. приводит данные о сфалерите и галените из осадочно-терригенных пород сеномана в скв. I7 около с. Конобель (юго-западный борт Ратновского горста на Припятском валу). На этом основании он приходит к выводу о возможности вулканической деятельности в районе Припятского вала и в послесеноманский период.

В третичное время следы вулканической деятельности отмечаются во многих точках Юга европейской части СССР.

Еще в 1914 г. В. Д. Ласкарев, впервые отметивший вулканический пепел на Подолии по р. Збруч (левый приток р. Днестр), детально описал их геологическое залегание около с. Бондаревка среди пород нижнего сармата.

В миоцене вулканический материал отлагался на Подолии среди известняков, мергелей и глин так называемых эрвильевых слоев тортона в районе г. Чертково, сел Урынъ, Дольна, Дереневка и Воля Мазовецкая. Прослой бентонитовых глин, образовавшихся, по-видимому, за счет вулканического материала, обнаружены также в районе г. г. Тернополь и Борщев в 1958 г. М. Н. Ключниковым. Заметим, что в 1951 г. Ст. Малковский сообщал о горячих минеральных источниках на западном склоне Ущ (с. Степань) и в пределах Польской низменности около сел Озерки и Цехоцинск; считается, что они возникли за счет разломной деятельности третичного времени. П. К. Заморий в 1935 г. установил в Степном Крыму около оз. Старое желтоватосизый вулканический пепел (сложенный кварцем, авгитом, серицитом) мощностью 0,03–0,07 м на глубинах 2,97–3,02 м среди четвертичных глин. Следы сарматского вулканизма фиксировались М. Н. Ключниковым в 1958 г. по р. Конка у с. Васильевка, а О. В. Крашенинниковой в 1958 г. – у с. Новая Воронцовка около г. Никополь.

За пределами Украины на Воронежском массиве около г. Павловска у с. Дуванка в 1935 г. А. А. Дубянский обнаружил вулканические пеплы, которые В. М. Лодочников отнес к трахитовым туффиатам, причем, по его мнению, трахит с. Дуванка залегает недалеко от действовавшего вулканического очага.

Таким образом, приведенный фактический геологический материал свидетельствует о том, что на протяжении длительного времени, начиная с позднего докембрия (а на Ущ – с раннего протерозоя) и до мезо-кайнозоя включительно, на территории юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, составной частью которой является

Припятская геохимическая провинция, проявлялись глубокие расколы земной коры, интенсивный вулканизм в дайковой, эффузивной и субинтрузивной фациях, а также рудо- и алмазообразование.

#### КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Микроскопическое и петрохимическое изучение каменного (кернового) материала показало, что среди казалось бы однообразных вулканогенных пород Западной Волини имеются и оригинальные представители основного, ультраосновного, щелочного и даже кислого рядов.

#### ПОРОДЫ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ

Среди траппов следует различать си́лы габбро-диабазов, залегающие в песчаниках полесской серии, покровные базальты и их туфы, подстилающиеся гравелит-песчаниками горбашовской свиты (а в случае их отсутствия - на более древних образованиях) и субинтрузивные залежи (жилы и дайки) долерит-базальтов. Последние пересекают покровы базальтов так называемой берестовецкой свиты. Они развиты в Ровенской, Волинской и других областях Украины.

Макроскопически базальты черные с сиреневым оттенком или темно-серые; в структурно-текстурном отношении они представлены афанитовыми (излом раковистый) и мелкозернистыми разновидностями. Кроме того, в большом количестве наблюдаются миндалекаменные разновидности. Зачастую в базальтах нет признаков вторичного изменения. Иногда наблюдаются диагенизированные породы (с. Бережцы). В толще покровных базальтов встречаются лавобрекчии коричневого цвета. В Стырь-Стоходском междуречье породы трапповой формации подвергались брекчированию.

Главными минералами базальтов являются плагиоклаз (лабрадор), пироксен, вулканическое стекло и рудные.

Плагиоклаз. Его зерна имеют длину от 0,5 до 2-3 мм. Иногда лейсты приобретают параллельную ориентировку, вследствие чего структура пород близка к трахитоидной. Состав плагиоклаза колеблется от  $Ап_{45}$  до  $Ап_{70}$ . Крупные порфиоровые выделения затронуты вторичными изменениями: разрушается центральная часть зерна, а по периферии остается лишь узкая каемка. З.Г. Ушакова в 1962 г. констатировала в эффузивных траппах альбитизацию основного плагиоклаза ( $Ап_{6-7}$ ).

Пироксен в покровных базальтах представлен авгитом. Он обра-



зует изометричные формы размером 1-2 мм, заполняет интерстиции между лейстами плагиоклазов. Редко встречаются гломеропорфировые скопления из трех - пяти зерен. Оптические свойства:  $2V = 38 - 56^\circ$ , с  $Ng = 36 - 40^\circ$ . В скв. 44 (участок Любешов) пироксен образует крупные порфировидные выделения, что является редким для пород этой формации. Магнетит в эффузивных траппах образует изометричные зерна, иногда встречаются кристаллы. Он ассоциирует главным образом с пироксеном, но в виде включений встречается и в полевых шпатах. Второстепенные и другие минералы представлены хлоритом, карбонатом, жильным кварцем, цеолитами, а также хлорофитом, палыгорскитом, изученными В.П. Шашковой в 1956 и 1958 гг., и саладонитом, изученном Е.К. Лазаренко в 1956 г. В трещинах есть самородная медь.

Субвулканические габбро-диабазы Припятского вала и Предгалицийского прогиба (на последний в позднем палеозое налагалась Львовская впадина) в своем составе содержат те же минералы, что и эффузивные траппы, однако отличаются компонентами летучей фазы. В частности, в большинстве разрезов габбро-диабазы содержат апатит (который, возможно, как исключение присутствует в эффузивных траппах). Кроме того, в составе габбро-диабазов сел Островцы, Гута-Степанская, Вел.Мидск, Перекалье, Хотешов и других в значительном количестве появляется оливин.

Полевые шпаты габбро-диабазов представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз основной массы по составу более кислый, чем в эффузивных траппах, и отвечает андезину и андезин-лабрадору ( $An_{35-45}$ ). Вкрапленники плагиоклазов имеют размеры 2 - 4 мм и более. В габбро-диабазлах Владимир-Волынского участка (скв. I, гл. 3378,2 м) четко ограниченные кристаллы плагиоклазов достигают очень крупных размеров: 0,5 x 1,0 и 0,8 x 1,0 см. Текстуру региона этих пород можно назвать гигантозернистой; в данном регионе она встречается исключительно редко. Плагиоклаз обладает резко выраженным идиоморфизмом, а пироксен занимает пространства между его таблицами, что характерно для офитовой (диабазовой) структуры основных вулканических пород. Поэтому термин "габбро-диабаз" для этих пород вполне приемлем.

Кроме плагиоклазов в этих породах встречаются калиевые полевые шпаты. О развитии их на Волыни сообщали Ю.Токарский в 1929, В.И.Бартошевский в 1958, Е.К.Лазаренко и др. в 1960 гг., однако не указывая геологической привязки. Поэтому осталось не ясным, что имелось в виду: эффузивные или субвулканические траппы. Только

Ю. Токарский констатировал калиевый полевой шпат (сандин) среди трапшов карьера Берестовец. Однако эти породы уже относятся к палеозойскому возрасту и по отношению к трапам являются более молодыми. Калиевый полевой шпат (адуляр) обнаружен Н.В.Савченко и др. в 1970 г. в габбро-диабазы участка Хотешов (центральная часть Припятского вала) в скв. 4-сп на глубине 384,5 м. Породы затронуты процессами метасоматоза (пропилитизацией, калишпатизацией), вследствие чего количество полевых шпатов увеличилось при резком снижении содержания пироксена, который заместился хлоритом, и, возможно, баститом (?). Измененные породы приобретают пятнистую серо-розовую окраску. В свежих габбро-диабазы полевой шпат представлен плагиоклазом № 60 - 65;  $1 \text{ OIO}$ , с  $Ny = 28 - 30^\circ$ . Его основность  $Ar_{54-57}$ . В пропилитизированных габбро-диабазы среди порфиробластов (3 x 7 мм) встречается олигоклаз. Замеры на Федоровском столике (В.М.Венедиктов) показали № 18 - 28;  $1 \text{ OIO}$ , с  $Ny = 3-4^\circ$ , что отвечает альбиту или альбит-олигоклазу. Последний подтверждается дебаеграммой, на которой наиболее интенсивная линия с  $d/n$  равна 3,19, а две другие линии с меньшей интенсивностью 2,58 и 1,820 соответственно. Химический состав метасоматически измененного полевого шпата определялся в ИГФМ АН УССР на электронном микросонде MAP-I (в %):  $SiO_2$  54,0 - 64,4;  $K_2O$  2,2 (в отдельных точках 3,9). В жильных новообразованиях калиевого полевого шпата по трещинкам в порфиробластах  $SiO_2$  29,1 - 32,4 %;  $\Sigma Fe$  18,4 и  $K_2O$  9,2. Кроме того, в отдельных обломках из порфиробластов полевых шпатов (возможно, вмещающих  $K_2O$  9,2 %) рентгеноструктурным анализом (по методу дифрактометра) установлен калиевый полевой шпат, соответствующий адуляру, что также подтверждается дебаеграммой (лаборатория рентгеноструктурного анализа ИГФМ АН УССР). Моноклинная фаза калиевого полевого шпата из с. Хотешов (с интенсивностью 4,24) удовлетворительно сопоставляется с адуляром (или "адулярвидным калиевым полевым шпатом") из с. Балея в Забайкалье [42]. Химическим анализом в монофракции полевого шпата из Припятского вала отмечено 11,0 % щелочей (лаборатория ИГФМ АН УССР). Пропилитизация габбро-диабазов с. Хотешов выразилась в резком увеличении рудных минералов. Так, из 1 кг исходной пробы было получено 15 г титаномagnetита, в котором химическим анализом выявлено 16,80 %  $TiO_2$  и 79,55  $\Sigma Fe$ . Кроме того, в них присутствуют 0,09 %  $Ca$  и 0,03  $Ni$  (данные спектрального анализа, лаборатория ИГФМ АН УССР).

В целом на примере Припятского вала отчетливо видна неоднородность структуры метасоматических низкотемпературных калиевых по-



левых шпатов, что, по-видимому, подтверждает предположения Лавеса, Джонса и Тэйлора, высказанные в 1952 и 1961 гг., о том, что большинство низкотемпературных моноклинных полевых шпатов (в том числе, вероятно, и адуляр) представляют собой субмикроскопически сдвойникованные микроклиновые домены. Для калишпатизированных субвулканических траппов Припятского вала пока не выяснены условия, при которых образуется адуляр. Можно предположить, что сначала происходит деанортизация плагиоклаза габбро-диабазов, вплоть до появления чистого альбита. Затем уже при повышении подвижности потенциала калия на место натрия (альбита) становится калий (адуляр). Однако наблюдения над характером распределения в полевых шпатах натрия (в частности, преимущественная приуроченность калия к дислокационным структурам) позволяют высказать соображение о том, что наряду с вышеизложенным механизмом могли существовать и самостоятельные центры кристаллизации адуляра за счет поступления гидротермальных растворов.

Пироксен в силлах габбро-диабазов присутствует в строении основной массы породы. Он часто замещается хлоритом и другими силикатами. Размер зерен его колеблется от 0,25 до 0,5, иногда до 1 мм; располагаются они в межзерновых пространствах лейст плагиоклазов, создавая габбро-диабазовую структуру породы. По составу ( $2V = +38^\circ$ ; с  $Mg = 45 - 48^\circ$ ) пироксен относится к пиконит-авгитам. На этом основании Л.Г.Бернадская в 1958 г. отметила, что габбро-диабазы являются разновозрастными с базальтами и включила их в состав волынской серии.

Оливин в габбро-диабазовых встречается единичными зернами и в виде скоплений (пять - семь зерен). Нередко он полностью замещается буолингом. В связи с тем что последний развивается и по ромбическим пироксенам, вполне возможно, что в породах в единичных зернах может находиться и гиперстен. Оливиновые разности габбро-диабазов встречены в силлах с.Гута-Степанская, Владимир-Волынский, Перекалье и других.

Магнетит отмечается в двух генерациях: образованный, возможно, еще на раннемагматической стадии и на поздней (или пост-) магматической. Ранний магнетит имеет правильные кристаллографические очертания, а поздний присутствует в виде мелких зерен в рудной пыли.

Апатит. В отличие от эффузивных траппов в силлах габбро-диабазов интенсивно кристаллизовался апатит. Его длинные игольчатые кристаллы особенно обильны в габбро-диабазовых Владимирецкого участка (с.Островцы).

Кристаллизация минералов в габбро-диабазовых породах началась с оливины. В нем присутствуют включения магнетита, поэтому есть все основания относить последний к интрателлурической стадии магматизма. Затем кристаллизовался пироксен, а позже плагиоклаз. Апатит выделялся в постмагматическую стадию, так как он ассоциирует с вторичными минералами. С гидротермальной стадией связаны сульфидные прожилки галенита (Владимирецкий участок), которые по трещинам в габбро-диабазовых породах сопровождаются хлоритом темно-зеленого цвета.

Размещение силлов пока не поддается точной систематизации. Отметим лишь, что их совершенно нет в Случь-Горинском междуречье, т.е. непосредственно на западном и северо-западном склонах Ущ. Наоборот, обширные тела силлов выходят на подмеловую поверхность в Стырь-Горинском, Стоход-Стырском и Стоход-Турьянском междуречьях. При этом во многих разрезах наблюдается следующая картина: там, где в песчаниках полесской серии есть силлы габбро-диабазов, там нет покровных эффузивных траппов (частично). И наоборот, если хорошо развита толща базальтов, то тел габбро-диабазов (которые должны быть в типичном разрезе на более низких горизонтах) нет. Универсальной разгадки, которая бы могла объяснить эти факты, пока нет. Однако можно констатировать, что в распределении силлов габбро-диабазов решающую роль играл геотектонический режим. Пример тому - северо-западный склон Ущ (Случь-Горинское междуречье). Отсутствие силлов габбро-диабазов здесь можно объяснить тем, что в верхнем рифее эта область интенсивно прогибалась, что существенно сказалось на подъеме основной магмы. В то же время зона сочленения Припятского вала Ущ (Стырь-Стоходское междуречье) в верхнем рифее представляла собой мобильную область, благоприятную для транспортировки магмы из глубины.

После излияния эффузивных траппов волынской серии венца на отдельных участках Припятского вала и западного склона Ущ происходил интенсивный подъем местности, сопровождавшийся внедрением субинтрузивных тел долерит-базальтов (жилы и дайки). Это отмечается на Подволочиском, Берестовецком (западный склон Ущ), Ратновском, Медненском (Припятский вал) и Глинянском (Предгалицкий прогиб) участках. В с.Подволочиск (разрез скв. 16947) покровные базальты с глубиной сменяются интрузией долерит-базальтов. В карьере Берестовец виден выход на подмеловую поверхность экструзий долерит-базальтов, выраженных столбами идеальной формы ("базальтовые столбы"). На участке Ратно (в скв. 12) субинтрузивная залежь имеет



переходные формы к покровным базальтам: она сопровождается туфами и туфобрекчий. В районе с. Медное (скв. 22-г, гл. 355,0 м) субинтрузивная залежь пятнистых долерит-базальтов внедрялась в толщу вулканических туфов, а в с. Глиняны она активно воздействовала на осадочные породы (возможно, валдайской серии), превратив их в слабо метаморфизованные окварцованные сланцы (скв. I, гл. 4183,5 м). В районе Вел. Мидск Ровенской обл. (скв. 3-м и 9-м) субинтрузивные образования (густо-зеленой и коричнево-бурой окраски) находятся в очень сложных взаимоотношениях как между собой, так и с вмещающими породами.

Структура долерит-базальтов интерсервальная, микродолеритовая, иногда габбро-долеритовая. Породы почти не содержат признаков вторичных изменений. К таким породам относятся траппы участков Берестовец, Подволочиск и с. Медное. Главными породообразующими минералами субинтрузивных долерит-базальтов являются плагиоклазы (лабрадор), пироксен (авгит) и магнетит. От эффузивных траппов они отличаются четче выраженной структурой раскристаллизации, а также геологическими условиями залегания. Размер порфиробластов плагиоклаза 0,5-0,8 мм. Темно-серые долерит-базальты пересекаются жилами 0,2-1,0 см коричнево-бурых субинтрузивных пород (участок Берестовец). Долерит-базальты Берестовца содержат плагиоклазы двух генераций, причем они отличаются количеством анортита [1]. Долерит-базальты Медненского участка имеют оригинальную пятнистую окраску (текстуру) за счет пойкилитовой структуры: порода содержит крупные гломеробластовые зерна пироксена, испещренные пойкилитовыми вросками плагиоклазов ("пятнистые долерит-базальты").

Постэффузивные долерит-базальты субинтрузивной фации совершенно не содержат апатита, что их отличает от габбро-диабазов субвулканической фации (фото 3).

По химическому составу траппы Припятского вала и смежных участков отличаются друг от друга не очень сильно. Более существенным является повышение кремнистости пород (к северо-западу от Ратновского блока) в Брестской впадине [44], где в разрезах эффузивных пород венда (скв. I2 к) появляются средние вулканогенные образования, представленные андезит-базальтами, андезитами и андезит-дацитами, вплоть до появления липарит-дацитов. Деллениты встречены на участке Подволочиск (фото 4).

Химизм траппов Воляно-Подоллии изучали Н.Е. Стрелкова, Г.П. Шраменко в 1955 г., О.В. Крашенинникова в 1956, Л.Г. Бернадская в 1958, Е.К. Лазаренко и другие в 1960., З.Г. Ушакова в 1962, Б.Я. Во-

Т а б л и ц а 25. Химический состав вулканогенных пород Припятского вала и других участков (трапповая формация), %

| Компонент | 1      | 2      | 3     | 4      | 5      |
|-----------|--------|--------|-------|--------|--------|
| $SiO_2$   | 48,20  | 48,82  | 44,10 | 47,20  | 48,79  |
| $TiO_2$   | 1,62   | 2,27   | 2,60  | 2,21   | 1,39   |
| $Al_2O_3$ | 15,30  | 13,56  | 15,72 | 13,40  | 15,85  |
| $Fe_2O_3$ | 5,22   | 4,72   | 8,46  | 6,34   | 5,37   |
| $FeO$     | 7,99   | 8,70   | 3,80  | 7,91   | 6,34   |
| $MnO$     | 0,21   | 0,21   | 0,24  | 0,35   | 0,29   |
| $MgO$     | 5,28   | 5,94   | 6,59  | 7,78   | 6,03   |
| $CaO$     | 9,24   | 9,26   | 7,03  | 8,40   | 8,91   |
| $Na_2O$   | 2,31   | 2,24   | 2,48  | 2,47   | 3,18   |
| $K_2O$    | 0,68   | 0,80   | 1,56  | 0,41   | 1,63   |
| $P_2O_5$  | 0,38   | 0,25   | 0,68  | 0,20   | 0,47   |
| $SO_3$    | 0,04   | 0,06   | 0,10  | 0,17   | -      |
| $H_2O^+$  | 2,18   | -      | 2,25  | 1,83   | 1,86   |
| $H_2O^-$  | -      | 1,34   | -     | -      | -      |
| П. п. п.  | 2,02   | 1,67   | 3,14  | 1,63   | -      |
| $CO_2$    | 0,21   | 0,18   | 0,38  | 0,47   | -      |
| S         | -      | 0,01   | -     | -      | -      |
| Сумма     | 100,91 | 100,00 | 99,13 | 100,57 | 100,00 |

Дополнительные характеристики

|   |            |       |       |            |      |
|---|------------|-------|-------|------------|------|
| $FeO/MgO$                                   | 0,8        | 1,12  | 0,3   | 0,6        | 0,6  |
| $FeO/MgO/CaO$                               | I:1,25:I,5 | I:I:I | I:3:2 | I:1,5:I,25 | -    |
| $\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ | 52,3       | 50,04 | 39,3  | 50,0       | 44,9 |
| $\frac{Na_2O + K_2O}{FeO + MgO}$            | 55,0       | 36,7  | 1,6   | 156,6      | 116  |
| $\frac{FeO}{Fe_2O_3/FeO}$                   | 0,29       | 0,24  | 1,00  | 0,35       | 0,4  |

Коэффициенты по А. Н. Заваришскому

|    |      |      |      |      |      |
|----|------|------|------|------|------|
| a  | 3,3  | 6,3  | 4,5  | 3,2  | 5,8  |
| b  | 29,8 | 23,0 | 28,6 | 33,5 | 26,9 |
| c  | 4,1  | 6,2  | 4,2  | 3,1  | 7,3  |
| s  | 62,8 | 59,5 | 62,7 | 60,2 | 60,0 |
| f' | 37,7 | 46,0 | 31,2 | 33,8 | 36,7 |
| m' | 33,6 | 37,1 | 47,0 | 42,6 | 44,2 |
| c' | 28,7 | 16,9 | 21,8 | 23,6 | 19,1 |
| n  | 84,0 | 80,0 | 71,5 | 91,0 | 80,0 |



## Окончание табл. 25

| Компонент | 1    | 2    | 3    | 4    | 5   |
|-----------|------|------|------|------|-----|
| $t$       | 2,4  | 3,44 | 4,3  | 3,4  | -   |
| $\varphi$ | 8,4  | 14,6 | 15,2 | 8,6  | -   |
| $q$       | 0,83 | 0,2  | 12,2 | 10,9 | 1,1 |
| $a/c$     | 0,82 | 1,02 | 1,07 | 1,03 | -   |

Примечание: 1 - базальты Припятского вала и западного склона УШ (шесть анализов, по Н.А.Савченко); 2 - базальты неизменные Ровенской обл. (18 анализов, по З.Г.Ушаковой); 3 - габбро-диабазы Припятского вала и западного склона УШ (14 анализов, по Н.А.Савченко), 4 - базальты каменной свиты юго-западного склона УШ (три анализа, по Н.А.Савченко и Э.Я.Жовинскому), 5 - средний мировой базальт (161 анализ, по Дэли)

ловник в 1966, 1971, 1975, Н.А.Савченко в 1964, 1966, 1968 и 1976 гг. Здесь приводятся дополнительные материалы по химизму траппов Припятского вала и соседних участков, нередко залегавших в различных структурно-тектонических зонах.

В химическом отношении числовые характеристики ( $a = 5 - 9$ ,  $b = 23 - 31$ ,  $c = 5 - 8$ ) эффузивных траппов участка Рафаловка (располагавшегося вдоль древнего, доволынского края западного склона УШ) близки к коэффициентам нормальных платобазальтов других регионов. Некоторые отклонения связаны с изменением основной массы пород (табл. 25).

Соотношения  $FeO$ ,  $MgO$  и  $CaO$  в породах близки к 1:1:1; значения  $a/c < 1$ , что свидетельствует об их слабой щелочности. Покровные траппы участков Городок и Гусятин (юго-западный склон УШ) отличаются большей основностью ( $SiO_2$  45 - 47%), повышенной магнезиальностью ( $MgO$  6 - 9%) по сравнению с эффузивами на западном склоне УШ ( $SiO_2$  48 - 50 и  $MgO$  4 - 6%). Габбро-диабазы субвулканической (гипабиссальной) фации западного склона УШ (с.Островцы) характеризуются высокими основностью, магнезиальностью, нередко титанистостью. В породах установлено высокое содержание летучих (фосфора, воды), что обусловлено наличием апатита: в габбро-диабазе  $P_2O_5$  0,68 по сравнению с 0,38 в покровных эффузивах. Габбро-диабазы с.Гута-Степанская по отношению  $a/c$  (1,2 - 3,5) образуют субщелочную субформацию региона. С ними сходны габбро-диабазы участка Хотешов в центральной части Припятского вала. Их сходство определяется высокой основностью, титанистостью ( $TiO_2$  3,23-3,58%), магнезиальностью, щелочностью и значительным количеством фосфора (0,92-1,72%), на основании чего их также следует относить к субщелочной субформации (субфации) вулканических пород.

Т а б л и ц а 26. Характеристика меди в трапгах рифея и венда западного склона УЩ и Припятского вала (по данным спектральных анализов)

| Порода           | Количество определений | Медь, %                      | Участок        |
|------------------|------------------------|------------------------------|----------------|
| Базальты         | 9                      | <u>0,001-0,02</u><br>0,007   | Ратно          |
| "                | 17                     | <u>0,006-0,01</u><br>0,007   | Любешов        |
| Туфы базальтовые | 12                     | <u>0,003-0,08</u><br>0,01    | Любешов, Ратно |
| Габбро-диабазы   | 22                     | <u>0,0008-0,013</u><br>0,035 | Островцы       |

Примечание: 1. В числителе - пределы колебаний, в знаменателе - средние значения. 2. Анализы выполнены в лаборатории ИГЧМ АН УССР

Эффузивы участка Любомль (бассейн р. Зап. Буг) по сравнению с эффузивными трапгами участков Гусятин и Городок имеют меньше кремнекислоты, глинозема и извести при равной сумме щелочей (соответственно 2,73 и 2,88 %). Покровные базальты западного склона УЩ содержат на I - 3 % этих оксидов больше при равном количестве щелочей. Базальты участков Любешов (Украина) и Малорита - Черьяни (Белоруссия) вполне сопоставимы между собой, при этом соотношение  $FeO/MgO/CaO$  у них близкое и составляет I:I:I.

Траппы Припятской геохимической провинции по главнейшим петрохимическим характеристикам ( $FeO/MgO/CaO$ ;  $a/c$ ;  $a, \beta, c$  и др.) достаточно близки между собой и по составу отвечают нормальным платобазальтам древних платформ. Наряду с этим среди них отчетливо выделяется субформация субщелочных траппов субвулканической (гипабиссальной) фации<sup>3</sup>, которые отличаются от эффузивов большими основностью, титанистостью, магнизиальностью, щелочностью и более высоким содержанием летучих (фосфора, воды). Для субинтрузивных траппов последние не характерны. Эффузивные и гипабиссальные траппы отличаются содержанием меди (табл. 26).

Приуроченность субвулканических и эффузивных траппов с несколькими различными минеральными составами (в общем - то к единой структурно-тектонической зоне - Припятскому валу и западному склону УЩ) свидетельствует о небольшом разрыве во времени их внедрения в верхние слои земной коры.

<sup>3</sup> М. П. Орлова, Л. А. Полунина. Габбро-диабазы Припятского вала (см. "История развития и минералогия чехла Восточно-Европейской платформы" под ред. Ю. Г. Старицкого. Л. Недра. Л. О. 1981. с. 47).



После завершения воынской (вендской) вулканической фазы, с которой связаны трапсы, на территории воыно-подольской части Восточно-Европейской платформы происходило углубление расколов земной коры до верхних частей мантии. Об этом свидетельствуют меймечиты и пикриты порфириновые, которые внедрялись (участки Берестечко, Владимир-Воынский, Радовици) вдоль ослабленной зоны разломов между Припятским валом и Предгалицийским прогибом. Этот промежуток времени был благоприятным для внедрения кимберлитов.

Последующая герцинская тектоно-магматическая активизация затронула почти все тектонические швы Припятского вала, в связи с чем внедрялись субвулканические породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации. Материалы радиологического датирования позволяют их связывать со средне - позднедевонским временем, когда происходила коренная перестройка структурного плана Восточно-Европейской платформы (Д.В.Наливкин, Г.Д.Афанасьев, В.И.Гоньшакова и др.).

Присутствие ортофириновых (лейцитовых) туффитов среди верхне-силурийских известняков вдоль западного склона Ущ не вызывает сомнения в том, что здесь проявилась каледонская вулканическая фаза, хотя и в незначительных масштабах. Наиболее интенсивные вулканические проявления произошли к северу от Припятского вала, в частности в зоне сочленения Белорусско-Мазурского массива с Балтийской синеклизой.

Эффузивные (субвулканические ?) ультраосновные породы развиты на участке Берестечко (юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы). Здесь под алевритами гдовского горизонта валдайской серии в инт. 2016,6 - 2267,0 м вскрыта эффузивная вулканогенная толща (предположительно) воынской серии венда. Среди них на глубине 2057,0 м присутствуют серо-фиолетового оттенка вулканыты типа меймечитов или пикритовых порфиринов. По данным химического анализа в этой толще установлены (в %):  $SiO_2$  38,88;  $TiO_2$  0,62;  $Al_2O_3$  7,56;  $Fe_2O_3$  4,30;  $FeO$  9,30;  $MnO$  0,24;  $MgO$  21,59;  $CaO$  5,30;  $Na_2O$  0,77;  $K_2O$  0,10;  $P_2O_5$  0,03;  $S$  0,15;  $H_2O_{гипр}$  0,50; п.п.п. 6,14;  $CO_2$  0,50;  $Cr_2O_3$  0,30; сумма 99,89. В состав породы входят оливин, ромбический пироксен (гиперстен), фельдшпатоиды и рудные минералы. Некоторые разновидности пород содержат до 25,00 %  $MgO$ , что позволяет предполагать либо далеко зашедшую дифференциацию базальтовой магмы, либо внедрение очень глубоких мантийных вышлавков. Эффузивные гипербазиты по химическому составу наиболее близки к следянным перидотитам, о чем в 1954 г. писал Г.Розенбуш;

или меймечитам (по данным В.И.Гоньшаковой и Л.С.Егорова за 1968 г.).

По отношению к покровным и гипабиссальным траппам на территории Припятского вала устанавливается секущий контакт жильных пород щелочно-ультраосновой - щелочно-базальтоидной формации, возраст которых в 1979 г. калий-аргоновым методом (Н.А.Савченко, Ф.И.Котловская, Ю.С.Гончарук) определен в 305, 326, 350, 365 млн. лет. Эти цифры подтверждают позднепалеозойский возраст вулканитов.

Породы щелочно-ультраосновой - щелочно-базальтоидной формации. На территории Припятского вала и прилегающих участках Волыно-Подолья установлено около 100 точек жильных проявлений щелочно-ультраосновых - щелочно-базальтоидных пород. Первое жильное пересечение потока покровных траппов было отмечено в 1964 г. в бассейне р.Стоход в скв. 64 на глубине 83,0 м на участке Березичи. Мощность прожилка 0,02 м. Структура породы близка к офитовой. Контакты с вмещающими базальтами интрузивные.

Субвулканические и субинтрузивные тела приурочены к различным структурно-тектоническим зонам и определенным стратиграфическим уровням. Наблюдаются они главным образом в пределах силлов габбро-диабазов, затем в гравелит-песчаниках горбашовской свиты, а также пересекают толщу покровных траппов волынской серии венда (рис. 5,6; фото 5,6). Видимого залегания жил и даек этих субвулканических пород непосредственно в песчаниках полесской серии верхнего рифея не отмечалось. Вероятно, это можно объяснить тем, что порции магмы, образовавшие жилы и дайки палеозойских щелочных пород, внедрялись только по полостям подновленных трещин (некков), которые в рифее и венде использовались траппами.

В пределах Припятского вала палеозойские вулканические породы развиты на участках Медная, Пища, Згораны, Белин, Хотешов, Конобель, Камень-Каширский, Любешов, Березичи, Маневичи, Колки, Лобна, Кухотская Воля, Перекалье; в зоне сочленения западного склона Ущ и Припятского вала на участках Рафаловка, Вел.Мидск, Гута-Степанская, Островцы, Новый Чарторийск, Горыньград, Клиняны; в зоне сочленения Львовской впадины с южным бортом Припятского вала на участках Овадно (Радовичи), Владимир-Волынский, Берестечко, Ляховеж, Глиняны, а кроме того, в зоне сочленения юго-западного склона Ущ с Молдавской плитой и Причерноморской впадиной (особенно в пределах последней).

Рассмотрим краткую геологическую характеристику щелочно-ультраосновых - щелочно-базальтоидных пород.

Покриты и меймечиты темно-бурые, зеленоватые, мощность их более 10 м. Возраст 500 млн. лет. Взаимоотношения с окружающими породами не вполне ясны: в разрезе преобладают фельдшпатоидные



субвулканические породы, а наличия типичных траптов не выяснено, поскольку керн не был поднят; г. Берестечко, инт. 2053,7-2075,0 м, скв. I.

Покритовые габбро-диабазы мощностью 0,08 м в силле габбро-диабазов; г. Владимир-Волынский, инт. 3379,1-3379,9 м, скв. I.

Коричневый лампрофир щелочной (мончикит); мощность 4,2 м. Счет силл габбро-диабазов в отложениях верхнего рифея; с. Гута-Степанская, инт. 87,2 - 91,4, скв. 2.

Светло-коричневый щелочной базальтоид, мощность 0,10 м, находится в подошве силла габбро-диабазов; с. Островцы, инт. 136,1-136,2 м, скв. 2-г.

Серый трахидалерит, мощность 4,0 м, возраст его 290 млн. лет. Отмечен в кровле волынской серии венда; Горыньград-2, инт. 153,0 - 157,0 м, скв. 76.

Серый щелочной базальтоид (с фельдшпатоидами), мощность 0,5 м, залегает среди базальтов волынской серии венда; с. Берестовец, инт. 156,5 - 157,0 м, скв. II3.

Светло-коричневые щелочные базальтоиды (лейцититы), мощность 1,9 м. В их кровле находятся базальты, а в подошве песчаники горбашовской свиты венда. В скв. II7, инт. 150,0 - 159,0 м - серые щелочные базальтоиды (аналогичные находящимся в скв. I34), мощность 9,0 м. В их лежащем боку - песчаники горбашовской свиты; скв. 270, инт. 380,0 - 371,5 м. Серые щелочные базальтоиды; мощность 1,5 м. В их кровле располагаются туфы базальтовые волынской серии венда, с. Рафаловка, инт. 216,7 - 228,6 м, скв. I34.

Секущий светло-серый латит в андезит-базальте (?) темно-фиолетовом, мощность 1,1 м. Отмечен среди вулканогенных пород волынской серии; в инт. 123,6 - 129,8 м - щелочной базальтоид серый (лейцититовый фонолит?), мощность 3,2 м, с. Вьдерта, инт. 150,4 - 151,5 м, скв. 7-г.

Темно-коричневый щелочной базальтоид, мощность 0,02 м на глубине 83,0 м; пересекает толщу базальтов венда; с. Березичи, инт. 79,0 - 91,5 м, скв. 64.

Дайка серых щелочных базальтоидов (с нефелином), мощность 4,1 м, в подошве - силлы габбро-диабазов, которые размещаются среди песчаников полесской серии верхнего рифея. Условия залегания не вполне ясны, так как здесь же присутствуют фельзиты; скв. Моштыце-4-сп, инт. 335,0 - 337,6 м. Есть карбонатные породы.

Вулканические офиты (серпентиниты) под отложениями сеномана верхнего мела (по Зб. Суйковскому, 1945) в скважине с. Камень-Каширский.

Фельзит афанитового облика, коричневый, мощностью 0,7 м; в подошве силла габбро-диабазов с. Хотешов, инт. 432,8 - 433,5 м, скв. 6-сп.

Темно-серый тешенит, мощность 0,15 м, инт. 521,2 - 525,2 м, скв. II; отмечен среди вулканогенных пород волынской серии; пепельно-серый щелочной базальтоид, мощность 0,05 м; с. Ратно, скв. I5, инт. 288,5-288,58 и 289,1 м.

Пепельно-серый щелочной базальтоид. Отмечен в траппах волынской серии; участок Берестовец, карьер, глубина 2-3 м.

Серый щелочной базальтоид (галька в туфах волынской серии); с. Радовичи, инт. 676,3-676,7 м, скв. I.

Серый щелочной базальтоид, мощность 9,0 м, возраст 220 млн.

лет, отмечен в базальтах венда; с. Горохов, инт. 2543,0-2552,0; 2511,0-2523,0 м, скв. Iп.

Серые щелочные базальтоиды, мощность 18,0 и 62,0 м; находятся в базальтах венда; с. Литовеж, инт. 3832,0-3850,0 м; 3754,0-3816,0 м, скв. I.

Силл вулканических пород; взаимоотношения с силлом габбро-диабазов не ясны; с. Овадно, инт. I337,0-I358,0 м, скв. I.

Щелочной базальтоид с оливином, в инт. 4330,4-4385,4 м - пикритовый порфирит; мощность не установлена. Размещается ниже балтийской серии нижнего кембрия. По-видимому, эти породы оказывают контактное воздействие на вмещающие отложения, так как здесь встречены кварциты, возможно, за счет алевролитов валдайской серии венда, участок Глиняны.

Светло-серые трахиты, брекчия, инт. 622,0 - 626,0 м, скв. 2I9I; обломки вместе с песчаниками горбашовской свиты; 775,7-776,0 м - серые трахидолериты, находятся в обломке габбро-диабазов; 872,5 - 972,7 м - серый щелочной базальтоид, мощность 0,20 м; участок Новый Чарторыйск.

Серо-зеленоватая щелочно-ультраосновная (?) порода, мощность 0,4 м; отмечена в базальтах волынской серии венда. В инт. 268,0 - 272,9 м - дайка желто-коричневых трахитоидных фоновитов, мощность 4,9 м; находится в песчаниках горбашовской свиты волынской серии венда; с. Перекалье, скв. 954.

Обломки пепельно-серого ортофира, мощность 0,4; инт. I27,4 - I33,5 м, скв. 67, из осадочно-карбонатной брекчии; скв. 724, инт. 150,0-150,5 м - обломок светло-серого латита, мощность 0,10 м, отмечен в брекчии, в которой участвуют обломки песчаников полеской серии Верхнего рифея; щелочной базальтоид в габбро-диабазов, скв. 839, инт. 168,0-168,1 м; с. Кухотская Воля.

Бурый трахитоидный фоновит, мощность 0,05 м, скв. 827, инт. 251,85-251,90 м; отмечен в силе верхнерифейских габбро-диабазов; участок Лобна.

Эруптивная брекчия андезит-базальтов, сцементированная щелочным базальтоидом, инт. 96,1 - 101,5 м, скв. 3; найдена среди туфов базальтовых; щелочной базальтоид (лейцитит) темно-фиолетовый, мощность 3,1 м, инт. 220,7 - 223,8 м. Отмечен среди пород волынской (?) серии; участок Лозки, скв. 3-2.

Жила серого микросиенита, мощностью 0,2 м; найден в темно-серых диабазов "побужского" типа, волынская серия, инт. 9I,25 - 9I,45 м. Здесь Н.А. Савченко в 1963 г. обнаружены обломки (или ксенолиты) темно-серых гарцбургитов (бронзититы) возрастом 1840 млн. лет; участок с. Михайловка, скв. I2592.

Ортофир темно-серый с пятнами, мощность 0,11 м; отмечен в отложениях Верхнего рифея. Взаимоотношения с породами не вполне ясны; темно-серый трахидолерит ортоклазовый, мощность 0,11 м, в составе полеской серии, инт. 386,8 - 388,2 м, скв. 2I86; участок Серхов.

Тешенит темно-серый, мощность 19,0; 4,9 и 1,5 м, скв. 9-М, инт. 46,0 - 65,0; 75 - 80,7; 112,0 - 113,5 м; гибридная темно-серая, часто красная магматическая порода (типа щелочных габброидов), мощность 3,0; 15,1 и 1,3 м, инт. 72,8 - 75,8; 96,9 - 112,0 и 113,5 - 114,8 м. Внедрившаяся интрузия представляет шток. Согласно документации Н.Е. Стрелковой (в скважине за 1955 г.), в



оковом контакте залегают алевро-песчаники валдайской серии, в подошве - песчаники полеской серии, а в кровле - рыхлые породы верхнего мела. До 50 % объема вскрытой горной массы (гибридной породы) превращены в вязкую красно-бурую глину; участок Вел. Мидск.

Светло-серые щелочные базальтоиды с зеленоватым оттенком, содержащие многочисленные шпирь ("капли") хлоритизированных ультра-базитов. Размер последних от 0,5 x 0,5 до 1,0 x 3,5 см. Их форма разнообразная: эллипсоидальная, палочко- и каплевидная, а также в виде мелких шариков (2 x 2 мм). На контакте некоторых шпиров - реакционные строчки, инт. 154,4-154,3 м, скв. Б-9, участок Ратно,

Кроме указанных субвулканических тел в пределах Припятской геохимической провинции, а также западного и юго-западного склонов Ущ развиты субвулканические тела палеозойского возраста. Определение возраста подтверждается тем, что субвулканические тела залегают в стратифицированных толщах (в частности, в известняках и аргиллитах силура):

Светло-серые ортофирные туффиты скв. 78, инт. 195,0 - 200,0 м г. Ковель

Ортофирные туффиты, с. Белин, скв. 6-г, инт. 197,0 - 201,0 м. Ортофирные туффиты, с. Здомсьль, скв. 40, инт. 210,0 - 216,0 м. Светло-серые ортофирные туффиты с биотитом с. Гуца, скв. 401Б, инт. 761,0 - 763,0; 927,0 - 932,0 м.

Ортофирные туффиты с. Стенжаричи, скв. 4109, инт. 449,0 - 451,0 м. Ортофирные туффиты, г. Луцк, скв. I, инт. 582,5 - 583,2 м. Ортофирный туффит, с. Берестечко, скв. I, инт. 1100,2 - 1105,5 м. Ортофирные туффиты, с. Горохов, скв. I, п, инт. 1556,5 - 1117,0 м. Ортофирны, с. Боцяновка, инт. 99,5-99,6; 100,5 - 101,2 и 102,6 - 103,0 м (по Зб. Суйковскому). Ортофирные туффиты, г. Ковель, скв. 402, гл. 190,0 м.

Ортофирные туффиты, г. Брест, скв. К-I, инт. 517,0 - 519,0; 580,0-594,0; 639,0 - 642,0; 718,0 - 720,0 м. В скв. К-10, инт. 715,0 - 718,0 м; 709,0 - 712,0 м - то же.

Ортофирные туффиты, с. Гусятин, скв. 11673, инт. 72,0 - 73,0 м. Ортофирные туффиты, с. Новоселки, скв. Бучач-2, инт. 884,0-889,0 м. Ортофирные туффиты, с. Завадова, скв. I, инт. 1414,0 - 1416,0 м. Ортофирные туффиты, с. Дарабаны, скв. 13752, инт. 76,0 - 76,8 м. Ортофирные туффиты, с. Дорохов, скв. I, инт. 758,3 - 761,0 м. Ортофирные туффиты, с. Корнешты, скв. 14, инт. 472,9 - 544,5 м. Ортофирные туффиты, с. Пугой, скв. 3, инт. 771,0 - 772,0 м.

Лампрофиры в черных аргиллитах силура, мощность 3,0; 3,2 и 3,0 м; с. Алуат, скв. 106, инт. 4600,0-4597,0; 4713,0-4716,5; 4717,0 - 4720,0 м.

Лампрофиры, мощность 22,0; 4,0 и 5,0 м; с. Казакия, скв. I-к, инт. 3263,0 - 3285,0; 3285,5 - 3289,5 и 3304,0 - 3309,0 м. То же - в аргиллитах силура.

За пределами Припятской геохимической провинции известны дайки микросиенита в силурийских известняках; (г. Олыштин, скв. I-II, инт. 2163,0 - 2162,0 м); и дайка диабазов в песчаниках нижнего кембрия, (инт. 2293,0 - 2296,0 и 2300,0 - 2307,3 м). Кроме того отмечена дайка сиенитов в силуре, Чудское озеро (западный берег).

Таким образом, приведенный материал свидетельствует, что в

Т а б л и ц а 27. Химический состав вулканогенных и субвулканических пород Припятского вала и других участков, обогащенных MgO (щелочно-ультрасосновная - щелочно-базальтоидная формация)

| Компонент                        | 1      | 2      | 3     | 4     | 5      | 6     | 7     |
|----------------------------------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                 | 44,17  | 44,36  | 36,17 | 44,98 | 42,27  | 39,51 | 46,41 |
| TiO <sub>2</sub>                 | 2,12   | 1,79   | 5,05  | 5,04  | 3,96   | 4,79  | 2,23  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 10,22  | 13,26  | 15,52 | 15,42 | 15,75  | 13,47 | 14,26 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 8,58   | 7,10   | 8,12  | 6,53  | 9,28   | 10,72 | 4,10  |
| FeO                              | 6,29   | 5,43   | 1,83  | 1,15  | 1,98   | 1,11  | 6,82  |
| MnO                              | 0,08   | 0,05   | 0,16  | 0,09  | 0,10   | 0,16  | 0,26  |
| MgO                              | 12,52  | 11,63  | 15,75 | 13,78 | 12,57  | 14,40 | 10,43 |
| CaO                              | 3,78   | 1,65   | 2,26  | 1,13  | 1,98   | 1,13  | 4,98  |
| Na <sub>2</sub> O                | 0,85   | 1,55   | 0,45  | 1,14  | 2,48   | 0,53  | 2,75  |
| K <sub>2</sub> O                 | 1,60   | 1,45   | 3,19  | 4,24  | 1,36   | 4,36  | 2,24  |
| S <sub>общ</sub>                 | Нет    | 0,05   | Следы | Следы | Следы  | Следы | 0,03  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,40   | 0,10   | 0,67  | 0,66  | 0,57   | 0,69  | 0,27  |
| H <sub>2</sub> O <sub>выгр</sub> | 0,38   | 3,87   | 1,00  | 1,05  | 1,63   | 1,34  | 0,36  |
| П. п. п.                         | 6,84   | 7,34   | 8,43  | 7,12  | 5,99   | 7,40  | 4,23  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,56   | 0,48   | 1,04  | 0,34  | 0,20   | Следы | 0,07  |
| F                                | -      | -      | 0,04  | 0,04  | 0,04   | 0,05  | -     |
| NiO                              | -      | -      | Следы | Следы | Следы  | Следы | Следы |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | -      | -      | -     | -     | -      | -     | -     |
| Сумма                            | 100,39 | 100,00 | 99,76 | 99,73 | 100,18 | 99,67 | 99,58 |

Коэффициенты по А.Н.Заварицкому

|     |      |      |       |       |       |       |       |
|-----|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| a   | 4,3  | 5,0  | 5,7   | 8,2   | 7,3   | 7,4   | 9,4   |
| b   | 36,5 | 41,0 | 45,7  | 37,5  | 39,5  | 42,3  | 29,6  |
| c   | 4,7  | 2,0  | 2,6   | 1,1   | 2,5   | 1,5   | 5,0   |
| s   | 54,5 | 52,0 | 46,0  | 53,2  | 50,7  | 48,8  | 56,0  |
| a'  | 1,0  | 22,4 | 21,5  | 23,6  | 22,4  | 18,3  | -     |
| c'  | -    | -    | -     | -     | -     | -     | 3,8   |
| f'  | 38,3 | 28,0 | 19,5  | 17,1  | 24,5  | 24,2  | 35,2  |
| m'  | 60,7 | 49,6 | 59,0  | 59,3  | 53,1  | 57,1  | 61,0  |
| n   | 44   | 62   | 17    | 28    | 73    | 15    | 66    |
| φ   | 20,9 | 15,1 | 15,0  | 14,2  | 19,8  | 20,1  | 12,3  |
| t   | 3,4  | 3,0  | 9,6   | 7,7   | 6,5   | 8,3   | 3,5   |
| g   | -4,3 | -8,0 | -16,3 | -11,1 | -15,7 | -18,7 | -11,8 |
| a/c | 0,9  | 2,5  | 2,2   | 7,4   | 2,9   | 4,9   | 1,8   |



Продолжение табл. 27

| Компонент      | 8     | 9       | 10      | 11      | 12     | 13     | 14     |
|----------------|-------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|
| $SiO_2$        | 33,53 | 45,85   | 41,77   | 41,75   | 45,47  | 48,30  | 46,03  |
| $TiO_2$        | 5,20  | 1,43    | 3,51    | 3,16    | 1,15   | 0,76   | 3,60   |
| $Al_2O_3$      | 16,21 | 11,58   | 15,82   | 14,00   | 14,83  | 15,84  | 12,88  |
| $Fe_2O_3$      | 15,04 | 9,08    | 10,98   | 14,72   | 6,63   | 2,82   | 6,68   |
| $FeO$          | 2,15  | 4,68    | 2,37    | 0,43    | 3,71   | 7,72   | 8,21   |
| $MnO$          | 0,17  | 0,19    | 0,35    | 0,65    | 0,19   | 0,15   | 0,19   |
| $MgO$          | 11,86 | 11,29   | 8,31    | 10,58   | 10,89  | 10,33  | 10,64  |
| $CaO$          | 1,50  | 1,75    | 3,74    | 2,46    | 7,78   | 10,12  | 0,92   |
| $Na_2O$        | 0,37  | 2,00    | 2,62    | 2,06    | 1,80   | 2,00   | 1,20   |
| $K_2O$         | 1,76  | 3,47    | 2,00    | 2,52    | 0,80   | 0,50   | 1,10   |
| $S_{обн}$      | 0,04  | 0,05    | 0,07    | Следы   | -      | 0,02   | -      |
| $P_2O_5$       | 0,83  | 0,53    | 0,63    | 0,51    | 0,22   | 0,11   | 0,27   |
| $N_2O_{групп}$ | 2,78  | 2,61    | 1,36    | 2,03    | 4,06   | 0,24   | 1,70   |
| П. п. п.       | 8,03  | 4,64    | 4,92    | 5,07    | 2,51   | 1,00   | 6,50   |
| $CO_2$         | 0,14  | 0,66    | 0,07    | 0,35    | 0,22   | 0,33   | 0,18   |
| $F$            | -     | -       | -       | -       | -      | -      | -      |
| $NeO$          | 0,01  | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,01   | -      | -      |
| $Cr_2O_3$      | 0,02  | 0,03    | 0,04    | 0,02    | 0,02   | 0,00   | 0,03   |
| Сумма          | 99,64 | 99,84   | 99,66   | 99,72   | 100,32 | 100,23 | 100,10 |

## Коэффициенты по А. А. Заварицкому

|           |       |       |       |       |      |      |      |
|-----------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|
| $a$       | 3,4   | 9,6   | 9,0   | 8,4   | 5,4  | 5,0  | 4,3  |
| $b$       | 51,0  | 33,9  | 33,6  | 36,2  | 31,4 | 31,5 | 33,2 |
| $c$       | 1,9   | 2,2   | 4,9   | 3,3   | 7,8  | 8,0  | 6,4  |
| $s$       | 43,7  | 54,3  | 52,5  | 51,5  | 55,4 | 55,5 | 56,1 |
| $a'$      | 29,6  | 5,7   | 11,4  | 13,3  | -    | -    | -    |
| $c'$      | -     | -     | -     | -     | 7,1  | 13,4 | 3,0  |
| $f'$      | 30,4  | 36,9  | 36,8  | 31,1  | 31,2 | 31,2 | 42,2 |
| $m'$      | 40,0  | 57,4  | 51,8  | 50,1  | 61,8 | 55,4 | 55,0 |
| $n$       | 23    | 46    | 67    | 54    | 76   | 86   | 61   |
| $\varphi$ | 25,8  | 23,0  | 29,1  | 35,3  | 18,7 | 7,4  | 17,3 |
| $t$       | 1,0   | 2,3   | 5,9   | 5,3   | 1,8  | 1,0  | 5,5  |
| $q$       | -21,8 | -12,8 | -13,9 | -16,5 | -7,8 | -7,0 | -2,8 |
| $a/c$     | 1,7   | 4,3   | 1,8   | 2,5   | 0,5  | 0,6  | 0,7  |

Продолжение табл. 27

| Компонент     | I5    | I6    | I7     | I8     | I9     | 20     | 2I     |
|---------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| $SiO_2$       | 42,37 | 42,25 | 42,94  | 43,4   | 48,79  | 39,00  | 48,83  |
| $TiO_2$       | 1,81  | 2,08  | 1,68   | 3,36   | 0,33   | 1,21   | 1,56   |
| $Al_2O_3$     | 14,93 | 12,67 | 14,20  | 15,01  | 13,99  | 19,32  | 14,73  |
| $Fe_2O_3$     | 7,34  | 10,89 | 10,33  | 4,93   | 2,55   | 6,30   | 6,08   |
| $FeO$         | 5,17  | 3,73  | 2,65   | 5,21   | 8,36   | 11,30  | 5,31   |
| $MnO$         | 0,19  | 0,23  | 0,31   | 0,20   | 0,07   | 0,20   | 0,25   |
| $MgO$         | 14,77 | 10,44 | 10,60  | 12,53  | 10,55  | 10,40  | 10,75  |
| $CaO$         | 0,34  | 1,26  | 5,55   | 0,43   | 8,20   | 1,30   | 4,20   |
| $Na_2O$       | 3,10  | 3,48  | 2,46   | 4,97   | 0,87   | 2,10   | 3,20   |
| $K_2O$        | 0,72  | 0,97  | 0,61   | 2,67   | 2,52   | 0,20   | 0,92   |
| $S_{обш}$     | 0,07  |       | 0,39   | 0,60   | 0,03   | 0,13   | 0,01   |
| $P_2O_5$      | 0,18  | 0,18  | 0,18   | 0,44   | 0,20   | 0,12   | 0,24   |
| $H_2O_{гипс}$ | 1,00  | 3,45  | 3,36   | 0,81   | 0,14   | 0,75   | 5,14   |
| П.п.п.        | 7,35  | 7,55  | 4,14   | 5,12   | 3,07   | 7,51   | 3,96   |
| $CO_2$        | 0,34  | 0,48  | -      | -      | 0,62   | 0,59   | 0,13   |
| F             | -     | -     | 0,95   | -      | -      | -      | -      |
| $N_2O$        | 0,02  | Следы | 0,01   | -      | -      | -      | -      |
| $Cr_2O_3$     | -     | -     | 0,02   | -      | -      | -      | -      |
| Сумма         | 99,70 | 99,81 | 100,38 | 100,19 | 100,09 | 100,43 | 100,31 |

## Коэффициенты по А.Н.Заварицкому

|           |       |       |      |       |      |       |       |
|-----------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|
| $a$       | 7,7   | 9,7   | -6,4 | 14,4  | 5,5  | 4,7   | 9,0   |
| $b$       | 36,2  | 32,5  | 32,3 | 43,0  | 31,4 | 49,8  | 31,4  |
| $c$       | 6,7   | 4,9   | 7,0  | 0,4   | 6,8  | 1,7   | 5,4   |
| $\bar{s}$ | 49,5  | 53,0  | 54,3 | 51,2  | 56,3 | 43,8  | 54,2  |
| $a'$      | -     | -     | -    | 12,4  | -    | 34,4  | 3,2   |
| $c'$      | -     | -     | 0,9  | -     | 10,9 | -     | -     |
| $f'$      | 31,3  | 42,3  | 38,6 | 26,6  | 31,8 | 31,4  | 35,5  |
| $m'$      | 68,7  | 57,7  | 60,5 | 61,0  | 57,3 | 34,2  | 61,3  |
| $n$       | 71    | 84    | 90   | 73    | 33   | 94    | 84    |
| $\varphi$ | 17,3  | 30,2  | 29,4 | 11,8  | 6,3  | 10,3  | 17,5  |
| $t$       | 3,1   | 3,7   | 2,7  | 5,5   | 4,9  | 2,4   | 1,5   |
| $q$       | -24,2 | -14,1 | -1,2 | -26,8 | -5,2 | -23,5 | -15,0 |
| $a/c$     | 1,1   | 1,9   | 0,9  | 36,0  | 0,8  | 2,8   | 1,6   |



Продолжение табл. 27

| Компонент     | 22     | 23    | 24    | 25    | 26      | 27     | Средний химический состав $n = 27$ |
|---------------|--------|-------|-------|-------|---------|--------|------------------------------------|
| $SiO_2$       | 32,79  | 42,70 | 42,93 | 31,01 | 49,38   | 40,04  | 42,29                              |
| $TiO_2$       | 0,41   | 1,18  | 1,00  | 0,00  | 1,48    | 1,53   | 2,22                               |
| $Al_2O_3$     | 6,06   | 14,76 | 16,48 | 7,42  | 13,53   | 7,64   | 13,70                              |
| $Fe_2O_3$     | 7,30   | 8,43  | 8,79  | 4,55  | 6,07    | 9,68   | 7,89                               |
| $FeO$         | 7,09   | 5,07  | 5,03  | 8,17  | 2,89    | 8,02   | 4,88                               |
| $MnO$         | 0,17   | 0,42  | 0,32  | 0,18  | 0,16    | 0,26   | 0,19                               |
| $MgO$         | 15,03  | 10,91 | 10,18 | 16,37 | 10,35   | 14,60  | 12,00                              |
| $CaO$         | 10,75  | 4,21  | 2,23  | 10,68 | 1,74    | 3,63   | 3,68                               |
| $Na_2O$       | 0,60   | 2,57  | 2,06  | 0,59  | 4,24    | 1,01   | 1,97                               |
| $K_2O$        | 0,18   | 1,26  | 3,50  | 0,05  | 1,20    | 0,24   | 1,72                               |
| $S_{обш}$     | 0,02   | 0,00  | 0,06  | 0,00  | He обн. | 0,10   | 0,06                               |
| $P_2O_5$      | 0,40   | 0,12  | 0,45  | 0,09  | -       | 0,05   | 0,34                               |
| $H_2O_{гипр}$ | 8,18   | 4,18  | 2,06  | 6,36  | 2,27    | 6,89   | 2,64                               |
| П. п. п.      | 10,12  | 2,93  | 3,59  | 7,71  | 5,86    | 6,40   | 5,77                               |
| $CO_2$        | 1,40   | 0,70  | 1,05  | 6,51  | He обн. | 0,35   | 0,62                               |
| F             | -      | -     | -     | -     | -       | -      | 0,02                               |
| $NiO$         |        |       |       |       |         | 0,01   | 0,001                              |
| $Cr_2O_3$     | -      | -     | -     | -     | -       | 0,02   | 0,001                              |
| Сумма         | 100,48 | 99,44 | 99,72 | 99,69 | 99,17   | 100,47 | 99,99                              |

## Коэффициенты по А. Н. Заварицкому

|           |       |       |       |       |      |      |       |
|-----------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|
| $a$       | 1,6   | 7,2   | 9,5   | 1,5   | 11,2 | 2,7  | 7,0   |
| $b$       | 55,0  | 35,5  | 37,6  | 54,4  | 28,7 | 43,8 | 36,0  |
| $c$       | 3,6   | 5,2   | 2,5   | 4,8   | 2,1  | 4,0  | 4,6   |
| $s$       | 40,0  | 52,6  | 50,4  | 39,3  | 58,0 | 49,5 | 52,4  |
| $a'$      | -     | 6,0   | 19,7  | -     | 10,2 | -    | 7,4   |
| $c'$      | 25,4  | -     | -     | 17,8  | -    | 1,8  | -     |
| $f'$      | 25,4  | 37,8  | 33,7  | 25,2  | 28,2 | 38,5 | 33,2  |
| $m'$      | 49,2  | 56,2  | 46,6  | 57,2  | 61,6 | 59,8 | 59,4  |
| $n$       | 87    | 82    | 46    | 100   | 84   | 86   | 62    |
| $\varphi$ | 12,1  | 22,1  | 21,2  | 8,8   | 18,2 | 20,0 | 19,8  |
| $\xi$     | 0,9   | 2,1   | 1,8   | 0     | 2,2  | 2,7  | 3,7   |
| $Q$       | -26,6 | -14,9 | -21,7 | -29,2 | -8,5 | -9,6 | -13,8 |
| $a/c$     | 0,5   | 1,4   | 3,8   | 3,1   | 5,3  | 0,6  | 1,5   |

Примечание: I - пикритовый габбро-диабаз, скв. 3-4 м, гл. 468,0 м, Вел.Мидок; 2 - туф фониолитовый бурый, скв. 22-г, гл. 277,6 м, с. Медное; 3 - лимбургит серый, скв. 219I, гл. 836,0 м, с. Новый Чарторыйск; 4 - щелочной базальтоид серый, скв. 219I, гл. 848,0 м, там же; 5 - нефелиноид черно-бурый, скв. 219I, гл. 851,0 м, там же; 6 - лимбургит серо-белый, скв. 219I, гл. 877,7 м, там же; 7 - щелочной базальтоид серый, скв. I, гл. 4382,0 м, с. Глиняны; 8 - базанит трахитоидный бурый, скв. 827, гл. 251,9 м, с. Лобна; 9 - базанит светло-серый (из брекчии), скв. 954, гл. 108,5 м, участок Перекалье; 10 - пикритовый (?) габбро-диабаз, скв. 954, гл. 305,0 м, там же; 11 - латит светло-коричневый, скв. 954, гл. 301,2 м, там же; 12 - базанит темно-серый, скв. 134, гл. 55,0 м, с. Рафаловка; 13 - щелочной базальтоид, скв. 16 947, гл. 830,6 м, г. Подволо-чск; 14 - щелочной базальтоид, скв. 16 944, гл. 477,5 м, с. Клинины; 15 - пикрит-базальт серый, скв. I, гл. 1132,8 м, с. Радовичи; 16 - туф пикритовый (?), скв. 2, гл. 33,0 м, с. Горны-град; 17 - пикритовый габбро-диабаз серо-зеленоватый, скв. 117, гл. 147,8 м, с. Рафаловка; 18 - пикритовый габбро-диабаз, частич-но перемятый, скв. I, гл. 3683,0 м, г. Владимир-Волынский; 19 - пикритовый габбро-диабаз, скв. I, гл. 3034,7 м, там же; 20 - щелочной базальтоид комковатый, скв. II 674, гл. 374,9 м, участок Городок; 21 - пикритовый габбро-диабаз миндалекаменный, скв. 12, гл. 253,0 м, участок Ратно; 22 - пикритовый габбро-диабаз, скв. 2-г, гл. 162,8 м, с. Островцы; 23 - пикритовый ба-зальт, скв. 7-г, гл. 159,4 м, участок Любешов; 24 - щелочной базальтоид пепельно-серый, скв. 7-г, гл. 158,3 м, там же; 25 - пикритовый габбро-диабаз, скв. 2-г, гл. 170,2 м, с. Островцы; 26 - щелочной базальтоид (брекчия), скв. 117, гл. 146,5 м, участок Рафаловка; 27 - черная жильная магматическая (кимбер-литоподобная ?) порода, скв. 22-г, гл. 355,0 м, с. Медное

палеозое существовали две вулканические эпохи: силурийская (сиениты, ортофиры) и средне-позднедевонская (щелочные базаль-тоиды и др.).

Палеозойские субвулканические породы Припятского вала можно сопоставить с аналогичными образованиями других провинций Совет-ского Союза и за его пределами. Так, порода из скв. 219I, гл. 836,0 м участка Новый Чарторыйск диагностируется как лимбур-гит (обр. 2799-а). По химическому составу (табл. 27) он почти идентичен нефелинитам Вишемировской площади Припятской впадины в Белоруссии (скв. P-II, инт. 1724,0 - 1729,0 и 1746,0 - 1750,0 м).

Щелочные базальтоиды северо-восточной части Белоруссии содержат (в %):  $SiO_2$  37,54;  $TiO_2$  2,92;  $Al_2O_3$  12,51;  $Fe_2O_3$  10,00;  $FeO$  8,53;  $MnO$  0,10;  $MgO$  12,65;  $CaO$  1,33;  $Na_2O$  2,53;  $K_2O$  0,74;  $P_2O_5$  0,73;  $S_{\text{сульф}}$  0,46; п.п.п. 9,60 (данные В.П. Корзун и А.С. Махнач за 1977 г.). Верхнепалеозойские субвулканические по-роды Украины близки также к пикритам (пикритовым порфиритам) Шарпиловской площади Белоруссии (скв. P-I, инт. 2504,0 - 2509,0 м), которые содержат (в %):  $SiO_2$  37,13;  $TiO_2$  2,51;



$Al_2O_3$  6,90;  $Fe_2O_3$  0,73;  $FeO$  10,64;  $MnO$  0,21;  $MgO$  15,10;  $CaO$  9,74;  $Na_2O$  0,75;  $K_2O$  1,36;  $P_2O_5$  0,38. Среди аналогов волинских субвулканических щелочных пород в других провинциях известны верхнедевонские авгититы Довжикской, анкармиты Борковской и щелочно-ультраосновные туфы Белоцерковской площадей ДДВ [36].

Палеозойские образования щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации Припятского вала наиболее близки к анкармитам (щелочным гипербазитам) и меланократовым нефелиновым базальтоидам Маймеча-Котуйской провинции [17]. Отличие заключается в том, что субщелочные вулканические породы Правобережной Украины содержат переменное количество  $SiO_2$  (36,17 - 44,17 вместо 40,73 %), имеют более высокое содержание  $MgO$  (12,52 - 15,75 вместо 11,58), однако по количеству известны они в два-три раза уступают сибирским щелочным породам. В последних  $CaO$  11,80, а в припятских вулканитах его от 1,13 - 2,26 до 3,78 - 4,98 %. Только на участках Подволочиск (скв. 16947; гл. 830,5 м) и Владимирец (скв. 2-г, гл. 162,8 и 170,2 м) количество  $CaO$  достигает 10,0-11,0 %, т.е. столько же, сколько в Сибири. Субвулканические щелочно-базальтоидные породы Припятского вала вполне сопоставимы с калиевыми щелочно-ультраосновными породами Присяня, изученными Б.М.Владимировым и другими в 1976 г. Присяняские вулканиты содержат  $SiO_2$  37,62%;  $MgO$  14,03;  $K_2O$  4,34, а по количеству  $CaO$  превышают припятские породы в два-три раза. Послетрапповые щелочные образования бассейна р.Припять сопоставимы также с жильными вулканическими породами бассейна р.Хатанга, содержащими (по Г.Г.Моору)  $SiO_2$  37,45;  $MgO$  10,80;  $K_2O$  2,66; в них количество  $CaO$  достигает 13,20. Припятские породы сравнимы с трахибазальтами Удоканского хребта, изученными Б.М.Владимировым и др. в 1976 г.; последние содержат  $SiO_2$  44,0-35,0;  $MgO$  8,0 - 10,0 и  $K_2O$  2,0, т.е. столько же, сколько в породах Волинской и Ровенской областей. Однако содержание  $CaO$  в них в два-три раза больше, чем в вулканитах из Удокана.

Отличие субвулканических верхнепалеозойских пород Украины от аналогичных пород Сибири, по-видимому, объясняется тем, что щелочная и щелочно-ультраосновная магмы Маймеча-Котуйской провинции (на северо-западе Сибирской платформы) в равной мере были обогащены как магнием, так и известью, что привело к появлению в этом районе и кимберлитовых, и карбонатитовых пород (Г.Г.Моор, В.Ф.Мотычко, Л.В.Махлаев, В.К.Волков, Л.М.Дахия, Н.П.Сурина).

На Украине таких взаимоотношений щелочных и щелочно-ультра-

основных пород пока не обнаружено, однако частично выявленные на Припятском валу подобные петрохимические признаки не исключают такого сонахождения.

### ВОЗРАСТ ПОРОД ТРАПОВОЙ И ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ - ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Впервые базальты западного склона Ущ были описаны в 1862 г. А.К.Тышечким, затем в 1867 г. В.Блюмелем, в 1872 И. Мушкетовым, в 1873 и 1874 А.П.Карпинским, в 1886 С.Пфаффусом, в 1899 г. П.А.Тутковским. С тех пор неоднократно исследовались геологическая позиция, вещественный состав и возраст вулканогенных пород Западной Волны.

Возраст трапхов на первом этапе исследований (в XX ст.) определяли по-разному: их относили то к силуру, то к карбону или даже к мелу. Исследованиями П.Л.Шульги в 1952 г., О.В.Крашенинниковой в 1956 г., Н.И.Полевой в 1957 г., И.С.Усенко, Л.Г.Бернадской, Ф.И.Котловской в 1958 г., Н.П.Семененко и др. в 1961 г., К.Э.Якобсон в 1966 г., А.Е.Биралева в 1969 г., Н.А.Савченко и др. в 1967 г., Б.Я.Воловник в 1971 г. возраст трапхов Волыно-Подолы окончательно установлен как рифейско-вендский, т.е.позднепротерозойский. И.С.Усенко в 1955 г. высказал предположение об одновозрастности даек диабазов северо-западной части Ущ (с.Рокитное) с базальтами бассейна р.Горнь на западном склоне Ущ, а Н.П.Семененко и другие в 1961 г. отнесли базальты с.Жилья к У рифейскому мегацклу (раховский и черноморский возрастные подтипы пород).

Сопоставление полученных результатов исследований показало следующее. Если в 30-х годах возраст вулканогенных пород трапховой формации считался палеозойским, а по мнению некоторых исследователей даже мезозойским, то в 60-х и 70-х годах все без исключения вулканогенные породы были отнесены к позднему протерозою (рифей и венд). Однако еще в 1964 г. Н.С.Савченко указал на Березичском участке Припятского вала (бассейн р.Стоход) секущий контакт субинтрузивных жил меланократовых пород, более молодых по отношению к покровным базальтам формаций. В 1967-1968 и 1979 гг. были опубликованы новые данные радиологического датирования этих пород. Для трахитов, мончикитов и других щелочных лампрофиров возраст определен в 327 - 290 млн. лет, а для горизонтально залегающих в силурийских известняках субвулканических (?) тел щелочно-базальтоидных пород (представленных ортофировыми и лейцитовыми



туффитами) — 400 — 380 млн. Таким образом, подтверждается предположение о том, что в пределах Припятской геохимической провинции кроме позднепротерозойского траппового вулканизма еще проявлялся и более молодой платформенный вулканизм. Он проявлялся дважды: в раннем и позднем палеозое и представлен субвулканическими телами щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации (включая, по-видимому, и субформацию кимберлитов). Субвулканические тела в большинстве случаев приурочены к sillам габбро-диабазов, а также к долерит-базальтам и базальтам, поэтому можно говорить об их наложенном характере, т. е. они внедрялись в процессе палеозойской тектоно-магматической активизации почти по тем же разломам, что и траппы. Последнее обстоятельство затрудняет обнаружение палеозойских щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород среди позднепротерозойских траппов. Но важность таких находок, с металлогенической точки зрения, неопределима.

#### ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Как уже отмечалось, стратиграфическое положение вулканогенных пород трапповой формации в 50-х годах было довольно однозначно определено в составе рифейского комплекса. В разрезах с. Любомль (Украина) в Западной Волни, а также в селах Черняны и Бродятин (Белоруссия) в зоне сочленения Бресткой впадины с Пинской седловиной П. Л. Шульга в 1952 г. выделила в рифейском комплексе подэффузивную, эффузивную и надэффузивную свиты, а О. В. Крашенинникова в 1956 г. в бассейне р. Горнь на западном склоне Ущ определила вулканогенные породы в составе изяславской свиты острожской серии верхнего рифея.

Радиологическое датирование (калий-аргоновым методом) вулканогенных пород трапповой формации по площади и вертикальным разрезам Припятского вала и других участков показало следующие результаты (табл. 28). Наиболее ранними (ранне-среднерифейскими) вулканогенными породами Волни считаются диабазы (1430 и 1200 млн. лет) и кварцевые порфиры овручской серии в северо-западной части Ущ. В последнем случае они сопоставляются с диабазами, диабазовыми порфиритами и туфобрекчиями Крестцовского авлакогена в центральной части Восточно-Европейской платформы, отмеченными в 1966 г. А. Н. Гейслером и др. На территории Белоруссии к аналогам овручских вулканитов, по А. С. Махначу и др., отнесены кварцевые порфиры г. г. Глук и Барановичи, залегающие в основании песчаников полесской (белорусской) серии рифея.

Таблица 28. Абсолютный возраст пород трапповой и щелочно-ультрасосновой - щелочно-базальтоидной формации Припятского вала и смежных участков

| Скважина           | Глубина м | Порода и ее геологическая позиция  | Определение по породе и по минералу | К, % | $40 \text{ Ar} \cdot 10^{-7}$ , г/г | Возраст, млн. лет | Литературный источник                                |
|--------------------|-----------|--|-------------------------------------|------|-------------------------------------|-------------------|--|
| Трапповая формация |           |  |                                     |      |                                     |                   |  |
| 2                  | 87,0      | Габбро-диабаз темно-серый. Силл в песчаниках полесской серии, участок Гута-Степанская                                  | Габбро-диабаз                       | 1,30 | 0,708                               | 660               | ИГН АН УССР, ИГЕМ АН УССР (Н.А.Савченко и др., 1967) |
| 139                | 83,2      | То же  | То же                               | 0,96 | 0,467                               | 605               | И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, Ф.И.Котловская (1958)    |
| 270                |           | То же, участок Старый Чарторийск   | " "                                 | -    | -                                   | 605               | М.А.Гаррис, Д.В.Постников                            |
| 4II                | 437,0     | То же, участок Рафаловка   | " "                                 | -    | -                                   | 660               | То же  |
| II0                | 590,0     | То же  | " "                                 | -    | -                                   | 620               | " "  |
| 2-г                | 186,0     | То же, но с контактными изменениями, с.Островци  | " "                                 | -    | -                                   | 580               | Н.А.Савченко и др.                                   |
| 2-г                |           | Базальт, скв. Чернян-Бродятин (западный склон Пинской седловины)   | Базальт                             | -    | -                                   | 480<br>(440-520)  | Н.И.Полевая (1957); ВСКГЕИ; Е.П.Брунс (1957)         |
| 7-г                | 185,0     | Базальт, поток; волынская серия, участок Любешов, Припятский вал   | То же                               | 1,30 | 0,483                               | 500               | Н.А.Савченко и др., (1967)                           |
| 22-г               | 345,0     | Долерит-базальт пятнистый; Долерит-базальт субинтрузивная дайка в туфах вулканических, участок с.Медная Брестской обл. | Долерит-базальт                     | 1,13 | 0,528                               | 560               | То же  |
| 142                | II7,0     | Базальт, поток, волынская серия, участок Жилья, западный склон Ущ  | Базальт                             | -    | -                                   | 598<br>554        | И.М.Усенко, Л.Г.Бернадская, Ф.И.Котловская (1958)    |



|   |        |  |          |      |        |     |   |
|---|--------|--|----------|------|--------|-----|---|
| 54  | 115,0  | То же, участок Старый Чарторийск, западный склон УЩ  | То же    | -    | -      | 556 | Те же   |
| 54  | 131,0  | То же  | " "      | -    | -      | 610 | Г.А. Казаков, Н.М. Чумаков и др. (1970)                   |
| -   | 10     | Базальт, карьер Янова Долина, западный склон УЩ  | " "      | -    | -      | 560 | ГЕОХИ, Г.А. Казаков (В.И. Гончарова)                      |
| I2к   | 1516,0 | Базальт, Брестская впадина   | " "      | -    | -      | 600 | М.А. Гarris, Л.В. Постников, Н.В. Веретенников            |
| I2к   | 1389,0 | То же  | " "      | -    | -      | 580 | Те же   |
| I-II  | 1476,0 | Диабаз, ПНР, участок Капловоси, южный борт Вижица-Дукувского горста  | Диабаз   | -    | -      | 590 | Г.А. Казаков, А.Ю. Розанов и др. (1970)                   |
| I   | -      | Долерит, Волынь  | Долерит  | 1,52 | 0,0513 | 750 | Н.Я. Тихомиров (1973), ВСЕГЕИ                             |
| 54  | 159,0  | Базальт, волынская серия   | Базальт  | 0,64 | 0,0402 | 610 | ВСЕГЕИ (З.Г. Ушакова)                                     |
| 4-п   | 16,0   | Базальт, Волынь  | То же    | 0,91 | 0,0335 | 520 | ВСЕГЕИ (К.Э. Якобсон)                                     |
| 4-п   | 67,0   | То же  | " "      | 0,61 | 0,373  | 574 | Те же   |
| Щелочно-ультраосновная - щелочно-базальтоидная формация |        |  |          |      |        |     |   |
| I   | 2057,0 | Меймечит (пикрит порфири-товий) темно-серый с зеленоватым оттенком; в кровле вулканогенной толщи венда, участок Берестечко (зона сочленения Припятского вала и Предгалицийского прогиба) | Меймечит | 0,05 | 0,787  | 500 | ИГЕМ АН УССР, Н.А. Савченко, Ф.И. Колдовская и др. (1972) |

| Скважина | Глубина, м | Порода и ее геологическая позиция   | Определение по породе и по минералу | К, % | $40Ar: 10^{-7}$ , г/г | Возраст, млн. лет | Литературный источник                               |
|----------|------------|---|-------------------------------------|------|-----------------------|-------------------|---|
| 6-г      | 199,0      | Ортофиновый туффиит среди верхнесилурийских известняков, участок Ковель   | Ортофиновый туффиит                 | 5,85 | 1,698                 | 390               | Н.А.Савченко, Ф.И.Котловская, Е.Н.Бартницкий (1967) |
| II673    | 52,3       | То же, участок Гусятин  | То же                               | 7,86 | 2,166                 | 360               | Те же   |
| 76       | 153,0      | Трахит (трахидолерит) среди туфов вулканогенных, участок Горныйград   | Трахит                              | 0,86 | 0,230                 | 350               | Н.А.Савченко и др. (1977)                           |
| 954      | 305,0      | Щелочной базальтоид в виде дайки среди травертит-песчаников горбашовской свиты венда, участок Перекалье, Припятский вал                                 | Порода                              | 1,60 | 0,381                 | 305               | Н.А.Савченко и др. (1979)                           |
| 827      | 251,3      | Голубовато-серая вулканогенная (кимберлитоподобная ?) измененная порода в подосве силла габбро-диабазов, участок Лобна, зона Кухотско-Вольского разлома | "                                   | 2,00 | 0,505                 | 326               | Те же   |
| 4I67,0   | 193,0      | Лейцитовый тефрит сиреневого цвета (обломок в брекчии), зона та же  | Тефрит                              | 6,18 | 1,968                 | 400               | Н.А.Савченко, Ф.И.Котловская (1982)                 |
| 4I67     | 287,0      | Трахидолерит серый, там же  | Трахидолерит                        | 4,27 | 1,260                 | 380               | Н.А.Савченко и др. (1982)                           |
| I-п      | 2272,0     | Светло-серый щелочной базальтоид (среди покровных траппов), участок Горохов   | Щелочной базальтоид                 | 0,80 | 0,103                 | 180               | Те же   |



|     |       |  |                     |      |        |           |   |
|-----|-------|--|---------------------|------|--------|-----------|---|
| 17  | 614,0 | Темно-серый трахиобазальт с гнездами халькосуна, Припятский вал, участки Ратно, Конобель | Трахиобазальт       | 1,30 | 0,195  | 200       | Те же   |
| 2-Г | 88,0  | Светло-серый щелочной базальтоид (среда покровных траптов)                               | Щелочной базальтоид | 0,82 | 0,124  | 200       | " "   |
| 2   | 57,0  | Базальт, Волынская область, участок Лавичи (возраст не ясен)                             | Базальт             | 0,70 | 0,0211 | 346       | Л.Т. Бернадская, Ф.И. Котловская и др. (1974) |
| 2   | 61,0  | Базальт, там же  | То же               | 0,80 | 0,0225 | 410-(390) | Те же   |
| 3   | 73,0  | Базальт, Волынь  | " "                 | 0,70 | 0,0241 | 390       | " "   |
| 839 | 168,0 | Щелочной базальтоид, зона Кутотско-Вольского разлома                                     | Щелочной базальтоид | 5,15 | 1,495  | 357       | Н.А. Савченко и др. (1979)                    |
| 954 | 125,2 | То же, участок Перекалье   | То же               | 1,80 | 0,490  | 350       | Те же   |

**П р и м е ч а н и е:** В различных лабораториях СССР (в т.ч. в ИГиН АН УССР и ИГиМ АН УССР) по состоянию на 1.01.1983 г. имеется около 100 определенных возрастов траптов юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (Волыно-Подольи, смежных участков Белоруссии и Молдавии), а определений возраста субвулканических пород щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации - не более 20 - 25 анализов.

Среднерифеские осадочно-терригенные образования и связанные с ними вулканогенные породы Припятского вала остаются пока проблематичными. Однако выявленные на Дубровицком участке (северо-западный склон УЩ) коричнево-бурные, частично метаморфизованные кварц-полевошпатовые песчаники с обрывками вулканогенных пород (скв. 4I, инт. 207,2 - 2II, 35 м; скв. I-г, гл. 65,0 м; скв. I7, гл. 247,5 м и др.) являются гораздо более древними, чем полесская серия верхнего рифея. Между ними наблюдается стратиграфическое несогласие. Это также подтверждает, что возраст их более древний, чем полесская серия. К их контакту в скв. 4I (инт. 199,9-200,9 м) приурочена фосфор-кремниевая галька размерами 2,0 x 3,0 и 3,0 x 3,5 см. Прослой с галькой имеет мощность 1,0 м. В связи с оригинальностью разреза метапесчаники и гравелит-песчаники с вулканитами этого участка выделены в "дубровицкую свиту" среднего - нижнего рифея.

Наиболее активной вулканической деятельностью была в позднем рифее и венде. В однообразной по составу кварц-полевошпатовой толще песчаников полесской серии верхнего рифея, тем не менее, почти повсеместно находятся субинтрузивные тела траппов. Они представлены во всех разрезах свежими темно-серыми габбро-диабазами, залегающими в виде силлов мощностью 30 - 50 м. Абсолютный возраст осадочно-терригенной толщи полесской серии Припятского вала (по гидрослуде и калиевому полевоому шпату) от 720 - 770 до 1000 млн. лет [60], а залегающих в этих песчаниках силлов габбро-диабазов 660 - 680 млн. (Гута-Степанский, Владимирецкий и другие участки).

Стратиграфически выше полесской серии залегает гравелит-песчаниковый горизонт горбашовской свиты. Еще выше располагается вендская вулканогенная (трапповая) толща, представленная покровными базальтами и их туфами. Абсолютный возраст базальтов 570 - 610 млн. лет. Впервые определения по траппам выполнены Н.И.Полевой во ВСЕГЕИ. Возраст базальтов Брестской впадины определен ею в 440 - 520, в среднем 480 млн. лет, что дало повод Е.П.Брунс в 1957 г. считать базальты Западной Волны и юго-западной части Белоруссии раннепалеозойскими (кембрийскими). В 1958 г. И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская и Ф.И.Котловская для базальтов западного склона Ущ получили следующие цифры: 598 млн. лет - из скв. I42, гл. II7 м, с.Жильжа; 520 млн. лет - из скв. 54, гл. II4,0, с.Старый Чарторийск; 560 млн. лет - из скважины, гл.60,5, с.Судче. В лаборатории ГЕОХИ АН СССР Г.А.Казakov для базальтов из карьера Янова Долина на западном склоне Ущ также получил цифру 560 млн. лет. В 1967 г. Н.А.Савченко, Ф.И.Котловская, Е.Н.Бартицкий определили возраст базальтов Припятского вала в 580 - 610 млн. лет.

Как видим, между определениями возраста базальтов по радиологическим и геологическим данным явно обнаруживается несоответствие. В первом случае (согласно геохронологической шкале, принятой в 1964 г.) цифры 520, 560 и 598 млн. лет указывают на кембрийское время излияния базальтов. Во втором случае точно установленная геологическая позиция потоков базальтов (они залегают под алевролитами и песчаниками валдайской серии венда) не оставляет сомнения в том, что покровные вулканогенные образования залегают внутри верхнепротерозойского разреза, т.е. базальты являются докембрийскими. В 1957 г. Е.П.Брунс, чтобы устранить это противоречие, предлагала волнинскую серию (с туфами и базальтами), а также перекрывающие ее осадочно-терригенные слои валдайской вместе с "синими глинами" Балтийского комплекса нижнего кембрия отнести к раннему палеозою.



Б.С.Соколов в 1952, 1957 гг. доказал самостоятельное развитие вендской системы. Как известно, решением МСК ОПТГ АН СССР (в 1964 и 1977 гг.) волынская (с базальтами) и валдайская серии венда оставлены в составе верхнего протерозоя.

Возможно, такое решение подтверждается еще и тем, что, во-первых, в пределах Припятского вала и прилегающих территорий проявилась не только волынская фаза вулканизма, но и кембрийская, причем временные интервалы между ними были очень краткими. Потоки излияний могли не сохраниться. Однако тела возрастом 500 млн. лет встречаются очень часто. На это указывают также вышележащие отложения, контакт которых с базальтами не всегда наблюдается. Это может свидетельствовать также о перерыве, который приходится на кровлю покровов базальтов. Во-вторых, так как на вендские базальтовые потоки могли повлиять более поздние пересекание их палеозойские субвулканические тела, то калий-аргоновые отношения в траппах могут оказаться заниженными.

Не менее сложен вопрос о возрасте силлов габбро-диабазов, которые также относятся к базальтовой магне и размещаются (в отличие от покровов базальтов волынской серии) в песчаниках полесской серии верхнего рифея. Обычно их относят к волынской фазе вулканизма. Однако имеются данные [55], свидетельствующие о том, что в рифее и венде на Восточно-Европейской платформе, включая юго-западную окраину, структурный план был различным. Значит и внедрившиеся или изливавшиеся тела (массы) вулканогенных пород также были разновозрастными. Из 80 тыс.м закартированного автором на Припятском валу керна ни в одном разрезе не наблюдалось, чтобы габбро-диабазы залежали в толще пород волынской серии венда. Они размещались только в песчаниках верхнего рифея, и только в виде силлов, другие их формы почти неизвестны. От них отличаются более молодые, субинтрузивные (секущие) тела долерит-базальтов, которые нередко встречаются среди покровных базальтов волынской серии венда.

Проведенные Н.А.Савченко, В.Н.Кваснищевой, Г.Я.Терец в 1979 г. исследования показали, что траппы, приуроченные к верхнерифейским и вендским образованиям, коренным образом отличаются акцессорными минералами, в частности по циркону (его габитусу). Циркон - чувствительный индикатор среды минералообразования, т.е. генезиса самих магматических (вулканических) пород. Циркон из силлов габбро-диабазов, залегающих в песчаниках полесской серии верхнего рифея (скв. 11Б, гл. 102,6 м, участок Рафаловка), имеет призматический габитус, в котором главную роль играет призма {100}, а призма

{110} развита слабо и является ей подчиненной. Наоборот, циркон из более молодых трапшов венда (карьер Берестовец) имеет исключительно развитую призму {110}, а призма {100} развита очень слабо. Таким образом, тела трапшов верхнего рифея и венда содержат циркон различного генезиса, что может лишь указывать на их кристаллизацию из различных выплавов, отличавшихся не только вещественным составом, но возрастом и последовательностью их варождения.

Кроме того, в зоне глубинных разломов (участки Берестечко, Радовичи, Владимир-Волинский), которые развиты на стыке Припятского вала и Предгалицийского прогиба, в конце венда или начале палеозоя внедрялись продукты и более глубоинной, ультраосновной магмы, образовавшей маломощные субвулканические тела пикритов и меймечитов возрастом 500 млн. лет [58].

#### ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ - ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Впервые выделение палеозойских вулканических меланократовых пород повышенной магнезиальности и щелочности в пределах южной части Восточно-Европейской платформы (Припятский прогиб, ДДВ и Донбасс) в единую щелочно-ультраосновную - щелочно-базальтоидную формацию провели В.И.Гоньшакова и В.П.Корзун в 1968 г., затем К.В.Флерова в 1972 г., З.Г.Волошина в 1972 и 1977 гг.

На Припятском валу аналогичные образования установлены на Гута-Степанском, Островском, Рафаловском, Стырь-Стоходском, Хотешовском, Медненском и других участках [57]. Они представлены трахитами, разнообразными щелочными базальтоидами - лейцитовыми базальтоидами, лейцититами, тефритами, мончикитами и другими щелочными лампрофирами. Их абсолютный возраст колеблется от 326 до 380 млн. лет (данные Н.А.Савченко, Ф.И.Котловской, Ю.С.Гончарука за 1979 г.), что по геохронологической шкале фанерозоя (Г.Д.Афанасьев, С.И.Зыков, 1975) соответствует среднему - позднему девону.

Кроме того, имеются еще две группы определений возраста: в одном случае (410 млн. лет) они свидетельствуют о силурийской фазе вулканизма, проявлявшейся на Волыно-Подольи [56], во втором (180 - 120 млн. лет) указывают на подновление тектонических расколов земной коры в мезозое.

Вулканогенные тела ортофировых туффигов и лейцититов (?) залегают среди известняков скальского и малиновецкого горизонтов верхнего силура. Они установлены в с.Белин около г.Ковель (скв. 6-г, инт. 199,7 - 200,2 м), в с.Здомысль около г.Ратно (скв. 40,



инт. 229,0 - 231,0 м), в с.Гуца (скв. 401Б, инт. 928,1 - 933,3 м), в с.Новоселки около г.Бучач (скв. 2; инт. 884,0 - 889,0 м), в с.Завадовка около с.Монастырська (скв. I, инт. I414,0 - I416,0 м), в г.Гусятин (скв. II673, инт. 72,0-73,0 м), в г.Корнешты (скв. I4, инт. 472,9 - 544,5 м). Кроме того они отмечены в районах г.г. Терепов, Луцк, Горохов, Берестечко, Брест и др. Возможно, к этому же возрасту относятся так называемые санидиниты, которые Ю.Токарский в 1929 г. отмечал среди базальтов карьера Берестовец на западном склоне Ущ.

Наконец, последняя возрастная группа (180 - 120 млн.лет) определена для вулканогенных пород Припятского вала и Львовской впадины. Их генезис остается пока не вполне ясным: представляют ли они самостоятельные тела или являются продуктом автотематоморфизма и наложенного калиевого метасоматоза? Однако сообщения Н.Н.Шаталова, И.С.Потапчука, Ф.И.Котловской и др. о находке в 1982 г. в районе г.Жданов в приазовской части Ущ поздне триасовой - юрской дайки лампрофиров (абсолютный возраст 210 - 185 млн.лет), а в 1981 г. - пузырчатых лав андезитового состава в узле пересечения Саксаганского и Девладовского глубинных разломов в Северном Криворожье на Ущ (абсолютный возраст 250 млн.лет, по данным Н.П.Семененко, И.Г.Сокуренько, А.Г.Горностаева, Э.А.Ярошука) свидетельствуют о том, что мезозойская тектоно-магматическая активизация могла проявляться не только в пределах Ущ, но и на его склонах, в том числе на Припятском валу. К тому же дайки мезозойского возраста проявлялись на восточном окончании Припятско-Днепровско-Донецкого рифта (прогиба, авлакогена) в районе г.Новошахтинск. Здесь Н.А.Савченко геологическим и радиологическим методами установил тела лампрофиров возрастом 180 млн.лет. В Южной части Донбасса В.И.Гоньшакова и др. в 1967 г. изучили по р.Крынка дайки юрских лампрофиров возрастом  $160 \pm 12$  млн. лет, а в районе ст.Лозовая - юрские туффы андезитового состава. И.С.Усенко, И.М.Ямниченко в 1958 г. обнаружили разнообразные вулканогенные и субвулканические породы, что должно положительно оцениваться на проявление руд цветных, редких металлов и алмазов.

Таким образом, проявления мезозойского платформенного вулканизма на Украине вполне достоверны и не вызывают сомнений.

Донецкий бассейн — часть единого внутриплатформенного Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба (авлакогена). В девонское время он развивался как часть единой эпиплатформенной рифтовой зоны с общим для всего авлакогена магматизмом, в позднепалеозойское — как мидгеосинклиналь с автономным проявлением магматизма, совершенно отличным от обрамляющих его структур. В условиях активизации складчатой области в мезозое происходило локальное проявление щелочно-базальтоидного магматизма.

#### РАЗВИТИЕ МАГМАТИЗМА В ДОНБАССЕ

В геологическом развитии Донбасса выделяются три этапа магматической деятельности, проявившейся в доскладчатый (средний палеозой), складчатый (поздний палеозой) и послескладчатый (мезозой) периоды. Отложения среднепалеозойского платформенного магматизма сосредоточены в зонах субширотных глубинных разломов. Особенно интенсивно это проявилось в местах пересечения субмеридиональных и субширотных глубинных разломов. В зоне Южно-Донецкого краевого разлома широко развит щелочно-ультрасосновой, щелочно-базальтоидный и трахибазальтовый магматизм. В зоне Северо-Донецкого и Центрально-Донецкого глубинных разломов в позднем девоне произошло излияние талейт-базальтовой магмы. По составу, возрасту и условиям образования девонские магматические породы разделены на четыре магматических комплекса. Магматизм позднепалеозойского этапа привел к образованию двух интрузивных комплексов, связанных с заключительными фазами главного для Донбасса герцинского орогенеза. Их размещение контролируется субмеридиональными разломами глубокого заложения. Лампрофиры сформировались в условиях консолидированной складчатой области в мезозое, они образуют дайковый пояс шириной до 20 км с простиранием вкрест основных донецких складок и протяженность 50 км.

Геолого-петрографическая характеристика магматических пород Донбасса проводится по пяти комплексам (от древних к более молодым).



## ВОЛНОВАХСКО-ЕЛАНЧИКСКИЙ ЭФфуЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ( $D_2 - D_3$ )

Эффузивные породы, занимая четкое стратифицированное положение в антон-тарамской свите и прорывая отложения живетского яруса (николаевская свита), прослеживаются полосой 6 км и протяженностью 60 км от с.Новотроицкое на востоке до р.Грузской Еланчик на западе (балки Большая Барсукова, Мокрая Мандрыкина, Антон-Тарамы, Коанта, Цыганка, Водяная и другие).

Образование даек происходило в четыре фазы. С первой фазой девонского вулканизма связано проявление кимберлитов, пикритовых порфиритов, лимбургитов, авгититов, псевдолейцитовых и нефелиновых базальтов, их вулканокластов. Эти образования широко развиты в западной и восточной частях района, а в центральной они редки. Описываемые породы слагают нижние части покровов в виде чередующихся потоков лав, лавобрекчий с невидержанной мощностью от 2 - 5 до 10 м. В районе с.Новотроицкое, г.Докучаевск, с.Николаевка породы первого этапа составляют 25 - 30 % всей эффузивной толщи, а в районе с.Раздольное - не более 10. Вероятно, первые вспышки щелочно-базальтоидного вулканизма начались в живетское время. С первой фазой девонского вулканизма связано образование кимберлитов в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем.

Во вторую фазу вулканизма образовалась большая группа пород: пикрит-базальты, оливиновые базальты, трахи- и андезит-базальты, трахиандезит-базальты и их вулканокласты. Широко развиты альбитизированные разности этих пород. В центральной части толщи наблюдается чередование лав, лавобрекчий, туфобрекчий, агломератов различного состава, лишенное какой-либо ритмичности. В верхней части покровов количество потоков трахиандезитов, базальтов и трахибазальтов увеличивается. Многократные чередования лав и вулканокластов свидетельствуют о частых пароконизмах вулканических извержений.

С третьей фазой вулканизма связано образование трахитов (ортофиров) и их туфов. Широко распространены и альбитизированные разности этих пород. Основная масса трахитов образовалась вслед за излиянием базальтоидных лав, так как уже в низах "бурого" девона наряду с обломками базальта в большом количестве встречаются обломки трахита (ортофира). Огромное количество вулканогенных пород трахитового состава в "буром" девоне дает основание считать, что излияние магмы трахитового состава захватило значительную площадь на Юге Донбасса.

Четвертая фаза вулканизма проявилась в фаменское время

("серый" девон) и связана с образованием липаритов, трахилипаритов и их туфов. Особенно широко эти породы развиты в верхней части раздольненской свиты в районе сел Раздольное и Стыла.

В последнее время в районе с. Кумачево установлены толеитовые базальты. Они образуют покров мощностью от 10 до 40 м, который перекрывается известняками нижнего карбона, а подстилаются аргиллитами раздольненской свиты. Еще ниже по разрезу залегают породы долгинской свиты с межпластовыми телами толеитового базальта мощностью 2-3 м и толща эффузивных пород антон-тарамской свиты. Особенности образования и петрохимическое своеобразие толеитовых базальтов позволяют выделить их в самостоятельный комплекс.

В соответствии с минералогическими и петрохимическими особенностями вулканогенные породы волновахско-еланчикского комплекса разделены нами на две серии: щелочно-базальтоидную (бесполовошпатовую) и трахибазальтовую (плагноклазосодержащую). К щелочно-базальтоидной относятся кимберлиты, пикритовые порфиры, лимбургиты, авгититы, псевдолейцитовые базальты, их вулканокласты. В трахибазальтовую серию входят пикрит-базальты, базальты, андезит-базальты, трахибазальты, трахиты (ортофиры), липариты (кварцевые порфиры) и их вулканокласты. Парагенетическое родство пород выделенных серий подчеркивается принадлежностью их к единому циклу вулканической деятельности, близостью минерального и химического состава, постепенными переходами от одного типа к другому. Появление серий вулканических пород, близких по времени образования и совмещенных в пространстве, отражает глубинный процесс эволюции магматических выделок.

#### Петрографические особенности главных типов пород

При петрографическом описании пород мы не применяли номенклатуру А. Штрекайзена, так как пришлось бы отступить от сложившихся названий. Кроме того, девонские вулканиды бывают настолько изменены, что первичные минералы встречаются в них в виде реликтов, и химический состав породы нельзя пересчитать на нормы. В комплексе выделяются две серии: щелочно-базальтоидная и трахибазальтовая.

#### Щелочно-базальтоидная серия

Породы щелочно-базальтоидной серии широко развиты в Покрово-Киреевском районе, где в отдельных блоках они слагают всю толщу эффузивных образований. Некоторые из выделенных разновидностей этой серии обнаружены только среди обломков в вулканических брек-



циях. В западной части района породы этой серии встречаются редко.

Кимберлитовые туфы и брекчии зоны сочленения Донбасса с Приазовьем представлены автолитовым типом. Обломки кимберлитов (автолиты кимберлитов) составляют 10 - 12 % общей массы породы, а в некоторых разновидностях, вероятно, десятки доли процента общего объема породы. Автолиты - это тонкие оболочки микролитового кимберлита вокруг холодных ксенолитов и крупных кристаллов протоминералов. Форма их шаровидная, эллипсоидальная, реже неправильная, угловатая. Размер большинства автолитов в поперечнике 1 - 5 мм, изредка 5 см. Центральную часть обломка "ядра" чаще всего составляют псевдоморфозы карбоната по оливину. Развитие автолитов свидетельствует о крайне неравновесном состоянии внедряющегося кимберлитового материала, его высокой газонасыщенности, динамичности и непрерывно меняющемся температурном режиме. Глубинный источник обломков подтверждает зарождение флюидизированных струй магмы на значительной глубине, а высокая степень карбонатизации кимберлитовых брекчий отражает существенно углекислый состав газового потока.

Ксеногенный материал кимберлитовых брекчий можно разделить на три группы: ксенолиты ультраосновных ("родственных") пород, ксенолиты докембрийского кристаллического основания (кристаллические сланцы, диабазы, гранитоиды) и ксенолиты палеозойских осадочных пород (известняки, глинистые сланцы) (фото 7). Общее содержание обломков варьирует в широких пределах - от 60 до 80 %. Размеры и форма ксенолитов зависят главным образом от глубины образования. Наиболее крупные глыбы, называемые "плавающими рифами" и достигающие нескольких метров в поперечнике, сложены палеозойскими известняками.

Цемент кимберлитовых брекчий гидроксидный, карбонатный, составляет 10 - 30 % общего объема породы.

Пикритовые порфириты - это черные породы с хорошо выраженной порфиритовой структурой. Они похожи на пикрит-базальты и лимбургиты, но отличаются от первых полным отсутствием плагиоклаза в основной массе породы и значительным содержанием оливина, от вторых - высоким содержанием оливина (60 % против 30). Встречаются и переходные разновидности между пикритовыми порфиритами и лимбургитами, что подчеркивает их генетическую связь.

Пикритовые порфириты, по-видимому, находятся в нижней части эффузивной толщи, где они чередуются с другими вулканогенными породами, а иногда непосредственно залегают на докембрийских грани-

тогдах. Характерно, что эти породы всегда сильно изменены. Ранее в эффузивной толще они не выделялись. Структура пород порфировая, основной массы, вероятно, микролитовая. Вкрапленники (от 30 до 60 % объема породы) представлены идиоморфными удлиненными кристаллами оливина. Размер вкрапленников 8, обычно 2 - 5 мм. Присутствуют и мелкие вкрапленники оливина размером 0,15-0,25 мм (вероятно, оливин второй генерации). Оливин во вкрапленниках не сохранился. Интересно, что в породе часто прослеживаются два вида псевдоморфоз. В одних случаях оливин замещен карбонатом, хлоритом и гидроксидами железа, в других - карбонатом и серпентин-хлоритовым материалом. В обоих случаях сохраняется характерная петельчатая структура.

Вкрапленники пироксена встречаются в подчиненном количестве, а в некоторых разновидностях пикритовых порфиритов их может не быть. Пироксен полностью замещен теми же вторичными продуктами, что и вкрапленники оливина, в некоторых шлифах удалось обнаружить реликты титан-авгита.

Основная масса породы состоит из рудных минералов (лейкоксена, магнетита, пирита) и хлорит-серпентинового вещества псевдоморфоз микролитов по оливину (третья генерация), выполненных серпентином, и по пироксенам, выполненных хлоритом и карбонатом. Возможно наличие и продуктов девитрификации стекла.

Лимбургиты и авгититы - это плотные черные породы с микропорфировой, реже с афанитовой структурой. В авгититах основным минералом является титан-авгит (до 80 %); оливин, амфибол или биотит встречаются в небольших количествах (их сумма не превышает 10 - 15 %), отмечены рудные минералы, стекловатый базис. Лимбургиты отличаются от авгититов наличием во вкрапленниках измененного оливина (до 30 %). Основная масса лимбургитов состоит из бурого стекла (15 - 30 %), в котором заключены столбчатые кристаллики титан-авгита, рудные зерна, а иногда амфибол и плагиоклаз. Стекловатый базис часто замещается анальцимом или альбитом; замещение не затрагивает пироксен, рудные, поэтому они оказываются пойкилитовключенными в анальцим.

Количественный минеральный подсчет показал, что для авгититов характерны следующие соотношения минералов (%): титан-авгита 74 - 80, оливина 3 - 10, рудных зерен 7 - 20, плагиоклаза 0 - 10, биотита и амфибола 0 - 5, стекла 0 - 5; для лимбургитов эти соотношения таковы: титан-авгита 35 - 70, оливина 15 - 30, рудных зерен 5 - 10, плагиоклаза 0 - 5, биотита и амфибола 0 - 6, стекла 15 - 30.



Лимбургиты и авгититы похожи по минеральному составу и обычно постепенно переходят друг в друга.

Показатели преломления титан-авгита основной массы этих пород несколько выше, чем вкрапленников, что, вероятно, связано с более высоким содержанием в них титана и, возможно, железа.

Псевдолейцитовые базальты и лейцитофиры встречаются только в восточной части района среди обломков вулканических брекчий (фото 8). Вероятно, они образуют маломощные покровы среди бесполешоватовых базальтов и их брекчий. В туфобрекчиях псевдолейцитовые базальты и лейцитофиры встречаются вместе с обломками щелочных базальтоидов, лимбургитов и авгититов.

Псевдолейцитовые базальты имеют порфирированную структуру. Вкрапленники представлены кристаллами титан-авгита (размером 2-3 мм) и псевдоморфозами серпентина по оливину (до 1 мм). Основная масса породы состоит из кристалликов псевдолейцита размером 0,2-0,3 мм и стекла, замещенного хлорит-биотитовым материалом. Псевдолейцит имеет лучистое строение, обусловленное тонким сростанием калиевого полевого шпата и нефелина (последний всегда замещен карбонатом). Характерная для псевдолейцита полигональная форма хорошо сохраняется.

Лейцитофиры встречаются реже, чем псевдолейцитовые базальты. Они содержат большое количество порфировых выделений лейцита размером до 1,5 мм, замещенных карбонатом, анальцимом, альбитом, и редких псевдоморфоз серпентина по оливину. В основной массе находятся полигональные образования эпидейцита, кристаллики пироксена, рудные зерна и разложенное стекло. Структура породы типичная оцеллярная.

Нефелиновые базальты были встречены в вулканической брекчии базальтоидов в скв. 85А на глубине 338,5 м. В коренном залегании они не обнаружены. Обломок нефелинового базальта имеет хорошо выраженную порфирированную структуру. Порфирированные вкрапленники представлены крупными (2-3 мм) кристаллами нефелина с характерными прямоугольными, квадратными и шестигральными сечениями, полностью замещенными карбонатом и анальцимом. Кроме нефелина (около 20 % объема породы) в виде мелких вкрапленников встречаются удлиненно-призматические кристаллы пироксена, замещенные преимущественно хлоритом и карбонатом, и редкие мелкие псевдоморфозы по оливину (в сумме - 8 - 10 %). Основная масса породы разрушена, первоначальный состав ее и структуры распознать нельзя. Состоит она из карбоната, хлорита и рудной пыли (фото 9).

Щелочные базальтоиды отличаются от лимбургитов и авгититов лишь соотношением минералов и стекла. Порфиновые выделения в породе составляют около 20 %, оливин занимает не более 8, а иногда его нет. Основная масса состоит из стекла, микролитов пироксена и рудных минералов. От лимбургитов щелочные базальтоиды отличаются более низким содержанием оливина во вкраплениях, лейцитом (замещенного анальцимом) и стеклом.

#### Трахибазальтовая серия

Породы трахибазальтовой серии, представленные пикрит-базальтами, базальтами, базальт-анамезитами, долеритами, андезит-базальтами, трахибазальтами, трахиандезит-базальтами, трахитами (ортофирами), туфами трахитовыми, кварцевыми порфирами (липаритами), развиты в бассейне р.Мокрая Волноваха. Туфы липаритовые встречаются в полосе от с.Стыла до с.Раздольное.

#### Петрохимические особенности пород

Имеется около 600 полных силикатных анализов пород волновахско-аланчикского магматического комплекса. Всего при выведении средних составов было выполнено 300 анализов вулканических пород (табл. 29).

Вулканы трахибазальтовой серии на петрохимических диаграммах образуют четкий, почти непрерывный изовариационный ряд, начинающийся пикрит-базальтами и заканчивающийся трахитами и липаритами. Такое распределение фигуративных точек указывает на высокую степень дифференцированности магмы и является характерной чертой трахибазальтовой (щелочно-оливин-базальтовой) формации. Вариационная кривая в разных частях поля  $as\delta$  имеет различный наклон по отношению к оси  $\delta$ . Ниже области со значением  $\delta = 20$  вариационная кривая пород трахиандезитовой серии совпадает со стандартной линией дифференциации и имеет один угол наклона к оси  $s\delta$ . Плавный ход кривой дифференциации в области кислых составов нарушается, показывая на плоскости  $as\delta$  расщепление составов: одна линия идет к трахитам (ортофирам), имеющим наиболее высокое значение характеристики  $a$ , другая через трахилипариты - к липаритам (кварцевым порфирам), где с уменьшением меланократовой составляющей  $\delta$  происходит уменьшение щелочности  $a$  (это явление названо А.Н.Заварицким "пантеллеритовой" тенденцией, проявляющейся в единой генетической серии). Однако петрологические особенности липаритов и трахитов свидетельствуют о различных условиях формирования этих пород.

Трахиты являются производными базальтовой магмы. Это продук-



Т а б л и ц а 29. Средний химический состав пород волно-вахско-аланчического эффузивного комплекса, %

| Компонент | 1     | 2     | 3     | 4      | 5     | 6      |
|-----------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|
| $SiO_2$   | 41,85 | 42,79 | 42,73 | 39,94  | 43,85 | 48,60  |
| $TiO_2$   | 5,18  | 6,34  | 4,76  | 5,86   | 5,27  | 4,45   |
| $Al_2O_3$ | 9,61  | 10,09 | 10,06 | 8,87   | 13,18 | 14,68  |
| $Fe_2O_3$ | 7,00  | 8,07  | 7,12  | 7,25   | 9,04  | 9,43   |
| $FeO$     | 7,09  | 7,06  | 8,08  | 7,10   | 5,09  | 3,46   |
| $MnO$     | 0,10  | 0,22  | 0,15  | 0,17   | 0,20  | 0,16   |
| $MgO$     | 11,42 | 8,13  | 8,72  | 9,20   | 6,40  | 4,50   |
| $CaO$     | 10,84 | 11,07 | 8,92  | 9,68   | 7,71  | 5,13   |
| $Na_2O$   | 1,72  | 2,14  | 2,22  | 2,50   | 2,70  | 3,43   |
| $K_2O$    | 0,69  | 1,53  | 1,97  | 2,72   | 1,99  | 2,21   |
| П. п. п.  | 4,41  | 2,41  | 3,75  | 6,36   | 3,76  | 4,03   |
| Другие    | -     | -     | 0,74  | 1,05   | -     | -      |
| Сумма     | 99,91 | 99,85 | 99,24 | 100,17 | 99,19 | 100,08 |

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

|       |       |       |       |       |      |      |
|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|
| $s$   | 51,1  | 53,0  | 52,6  | 50,0  | 56,6 | 62,1 |
| $a$   | 4,5   | 6,7   | 7,8   | 9,5   | 9,2  | 11,3 |
| $c$   | 4,0   | 3,8   | 2,9   | 1,2   | 4,5  | 4,6  |
| $b$   | 40,4  | 36,5  | 36,7  | 39,3  | 29,7 | 22,0 |
| $f'$  | 31,0  | 37,2  | 38,0  | 33,5  | 44,5 | 54,6 |
| $m'$  | 47,0  | 36,8  | 40,2  | 39,5  | 30,0 | 36,6 |
| $c'$  | 22,0  | 26,0  | 21,8  | 27,0  | 17,5 | 8,8  |
| $a'$  | -     | -     | -     | -     | -    | -    |
| $n$   | 79,8  | 68,0  | 63,1  | 58,0  | 67,7 | 71,0 |
| $t$   | 8,5   | 10,0  | 7,8   | 9,3   | 8,3  | 6,5  |
| $Q$   | -10,8 | -11,2 | -13,3 | -20,2 | -9,7 | -3,0 |
| $a/c$ | 1,12  | 1,86  | 2,7   | 7,9   | 2,04 | 2,5  |

П р и м е ч а н и е: 1 - пикрит-базальт, среднее из 30 анализов; 2 - авгитит, среднее из 18 анализов; 3 - лимбургит, среднее из 10 анализов; 4 - щелочной базальт, среднее из 10 анализов; 5 - базальт покровный, среднее из 137 анализов; 6 - андезит-базальт покровный, среднее из 74 анализов.

ты поздних дифференциатов, эволюция которых в процессе кристаллизации закономерно приводит к образованию пород кислого состава (фото 10).

Липариты несут признаки корового происхождения.

Обобщение более 1000 химических анализов пород показало, что

среднее содержание  $TiO_2$  составляет около 5 % (3 - 7 %). Кроме того, по методу А.Ритмана выявлены нормативные фельдшпатоиды: 1,2 % в щелочно-базальтоидной и 1,5 в трахибазальтовой сериях. Щелочно-базальтоидная серия тяготеет к грабенам (проницаемым зонам земной коры).

Присутствие крупнопорфировых пород в трахибазальтовой серии свидетельствует о том, что они образуются за счет той части магматических расплавов, которая в силу тектонических причин задерживалась в промежуточных очагах земной коры и испытывала длительную эволюцию. Одним из ведущих факторов эволюции является взаимодействие магмы с веществом коры, которое в итоге привело к образованию кислых палингенных магм.

### ТОЛЕИТ-БАЗАЛЬТОВЫЙ ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ( $D_3$ )

Толейт-базальтовый эффузивный комплекс представлен покровами толейтовых базальтов и дайками диабазов. Вулканогенные породы этого комплекса установлены на юго-восточном борту Воронежской антеклизы, в брекчиях солянокупольных структур ДДВ и Бахмутской котловины. В последние годы толейтовые базальты и диабазы обнаружены в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем (с.Кумачево) и на границе Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин в районе ст.Бантышево. Можно предполагать, что толейт-базальтовый вулканизм в позднедевонское время захватил значительную часть Днепровско-Донецкого грабена и отчасти обрамляющие его структуры. На основании анализа данных о толейтовых базальтах Юга Донбасса и сопоставления их с материалами по солянокупольным структурам ДДВ и Воронежской антеклизы можно сделать вывод о неоднократном проявлении толейт-базальтового магматизма.

#### Геологические условия проявления толейт-базальтового вулканизма

Толейтовые базальты вскрыты около с.Кумачево на площади 15 км<sup>2</sup> в 2 км восточнее с. Покрово-Киреево. Они образуют покров 10 - 40 м, подстилаются породами верхнего девона, а перекрыты отложениями нижнего карбона. Базальты известны также на площади в 1900 км<sup>2</sup> юго-восточного склона Воронежской антеклизы и описаны И.Н.Быковым в 1975 г. Породы этого комплекса отмечены и в ДДВ (в кепроках и коренном залегании).



### Петрографические особенности главных типов пород

Толейтовые базальты Юга Донбасса характеризуются постоянным составом, они черного или темно-зеленого цвета, имеют массивную или миндалекаменную текстуру, порфировые, реже афировые структуры. Фенокристаллы плагиоклаза (размером до 2 мм) представлены лабрадором № 50 - 62, а пироксена, судя по оптическим константам ( $n_g = 1,722$ ,  $n_p = 1,698$ ,  $2V = 56^\circ$ ,  $cNg = 43^\circ$ ), - авгитом. Структура основной массы микрофитовая, реже интерсертальная. Основная масса состоит из плагиоклаза (андезит-лабрадор № 41 - 53), авгита, магнетита и продуктов девитрификации вулканического стекла (хлорита и кварца) в интерстициях между лейстами плагиоклаза. В основании покрова много мицалин диаметром до 25 мм, выполненных карбонатом, хлоритом и калцедоном.

Толейтовые базальты Воронежской антеклизы детально изучены И.Н.Быковым и В.С.Гладких [19]. Это породы также темно-серые или почти черные, иногда с зеленоватым оттенком. Для них характерны массивные или миндалекаменные текстуры (в краевых частях покровов) и порфировые, реже гломеропорфиновые структуры. Порфировые базальты имеют небольшое количество вкрапленников плагиоклаза, пироксена и оливина (общее количество их 10 - 25 %). Гломеропорфиновые базальты отличаются от порфировых большим количеством гломеропорфировых сростков плагиоклаза и пироксена. Вкрапленники плагиоклаза (до 2 мм в длину) принадлежат в основном лабрадору. Рудные минералы составляют в породе 5 - 10 %. Основная масса базальтов сложена микролитами (0,2-0,6 мм) плагиоклаза (андезин-лабрадор № 43 - 60) и пироксена (авгит).

Однотипные толейтовые базальты распространены в брекчиях, где их детально изучила Л.Г.Бернадская. Базальты из соляно-купольных структур содержат плагиоклаз (его состав колеблется от андезина до битовнита), пироксен (авгит), часто замещается амфиболом, карбонатом и хлоритом. Рудные минералы (до 5 - 10 % объема породы) представлены магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, пиритом. Они образуют мелкие ксеноморфные зерна, дендритовидные и игольчатые выделения.

### Петрохимические особенности пород толейт-базальтового комплекса

Базальты и диабазы солянокупольных структур Бахмутской котловины по петрохимическим данным целиком относятся к толейтовому типу. Базальты зоны сочлания Донбасса с Приазовьем можно отнести

к двум независимым петрогенетическим сериям: толеитовых базальтов и щелочных базальтов. Толеитовые диабазы и базальты Донбасса в целом отвечают типу пересыщенных или насыщенных толеитовых базальтов повышенной щелочности (кварцевые и оливиновые толеиты). На диаграмме  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  они попадают в поле толеитовой серии, за исключением некоторых анализов диабазов с. Адамовка; по содержанию же  $K_2O$  (0,16 %) порода не выделяется из ряда других. По серийальному индексу А. Ритмана (1955) толеиты Донбасса относятся к известковой и известково-щелочной сериям ( $\sigma = 1,2 - 2,5$ ), а по значению  $r$  (5 - 8) соответствуют типичным толеитам. Толеиты Донбасса содержат повышенные количества натрия, что связано с часто наблюдаемыми процессами альбитизации (вплоть до образования альбитов). По содержанию  $Ti$ ,  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $\rho$  и  $K$  их можно сопоставить с толеитовыми базальтами оливин-базальтовой формации (по В. А. Кутолину).

Как показали пересчеты химических анализов изученных пород для нормы А. Ритмана (1975), все они относятся к толеитовым базальтам с кварцем или без кварца. Цветовой индекс изменяется в пределах 36 - 52. Состав плагиоклаза колеблется от андезина до лабрадора.

На диаграмме А. Н. Заварицкого породы толеит-базальтового комплекса концентрируются в небольшом поле. Очевидно, глубинная дифференциация магмы этого комплекса имела весьма небольшие масштабы, на что указывают и незначительные изменения минеральных парагенезисов. Эта дифференциация в основном приводит к незначительной аккумуляции вкрапленников оливина. Последовательность внедрения несколько различающихся по составу базальтовых расплавов не установлена.

По химическому составу толеитовые мафиты Донбасса сходны с верхнедевонскими базальтами Воронежской антеклизы и диабазами солянокупольных структур ДДВ. На петрохимической диаграмме поля их развития совпадают. Для указанных пород установлены близкие концентрации элементов-примесей.

От пород трахизабальтовой серии толеитовые мафиты отличаются повышенным содержанием кремнезема и пониженным  $Ti$ ,  $K$  и редких элементов. Особенно четко эти отличия видны по натриево-калиевому и титан-железистому отношениям.

По петрографическим, петрохимическим особенностям и условиям формирования породы толеит-базальтового комплекса относятся к трапповому формационному типу [2, 19 и др.].



Сложность блокового строения Припятско-Днепровско-Донецкого грабена и многостадийность его тектонического развития обусловили и сложность развития магматизма в девонское время. Позднефранский трапшовый магматизм, идущий вслед за щелочно-оливин-базальтовым, проявился в несколько фаз и охватил весь Днепровский и западную часть Донецкого грабенов. Для этих структур отмечается совмещение в пространстве и времени толеит-базальтового и трахибазальтового магматизма. По данным автора, модальный и нормативный состав этих пород свидетельствует о сходстве их с базальтами ранних этапов развития геосинклиналей и континентальных платформ.

#### ЮЖНО-ДОНБАССКИЙ ШОНКИНИТ-МОНЦОНИТ-ПЛАГИОПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС ( $\rho_1 - \rho_2$ )

Изверженные породы этого комплекса связаны с заальской фазой герцинского орогенеза в Донбассе. Они тяготеют к зоне Керченско-Славянского разлома, где развиты на площади 900 км<sup>2</sup>. Около с. Михайловка они образуют шток. Возраст пород 270 - 290 и 200 - 230 млн. лет.

#### Петрографические особенности главных типов пород

Породы комплекса, вскрытые около ст. Еленовка, г. г. Курахово, Новоукраинка, Красногоровка, по р. Мокрая Волноваха, представлены шонкинитами, монцонитами, плагиопорфирами, грорудитами и другими разновидностями. В балке Долгая на глубине 384 м отмечена пологая дайка шонкинитов мощностью 38 м. Позже шонкиниты были встречены в выработках шахты № 12 Трудовского рудника. Внедрение магмы здесь произошло по угольному пласту  $k_6$ . Уголь в контакте с шонкинитами превратился в кокс. В 2 км восточнее г. Красногоровка несколькими скважинами в отложениях верхнего карбона, выше угольного пласта  $n_3$ , была перебурена межпластовая залежь шонкинита мощностью 46 - 48 м. В последние годы шонкиниты встречены в Южно-Донбасском районе, где они образуют мощные межпластовые залежи и слагают центральную часть Новомихайловского штока.

Шонкиниты темно-серые, хорошо раскристаллизованные. В приконтактовых участках порода более темная и плотная, приобретает порфировую структуру. Порфировые выделения принадлежат оливину и пироксену, размер их невелик (I-2, 5 - 8 мм). В скв. 2598 шонкинит разрушен: порода пронизана многочисленными тонкими (до 3 мм) прожилками волокнистого хризотила ( $n_\gamma = 1,543-1,539$ ;  $n_\rho = 1,526 - 1,525$ ;  $n_\gamma - n_\rho = 0,017-0,014$ ), трещиноватая, плоскости трещин

часто покрыты бархатистым зеленовато-черным налетом хлорита. Структура шонкинитов гидридоморфнозернистая, в приконтактных участках порфиристая. Шонкиниты состоят из калий-натриевого полевого шпата (43 - 54 %), плагиоклаза (0 - 7 %), клинопироксена (27 - 32 %), оливина (7 - 20 %), биотита (3 - 5 %), рудных минералов (2 - 4 %); апатит, эгирин и флюорит составляют 1-2 %. Развиты вторичные минералы - карбонаты, хлорит, хризотил, боулинит.

Калий-натриевый полевой шпат образует изометричные или удлиненные лейсты, сдвойникованные по карлсбадскому закону. Представлен он анортоклазом ( $n_g = 1,532$ ;  $n_p = 1,523$ ), иногда содержит пойкилитовые вросстки андезина (скв. 9272).

Клинопироксен представлен зеленым диоксидом ( $n_g = 1,702 - 1,710$ ;  $n_p = 1,670 + 1,686$ ;  $c_{Ng} = 38 - 42^\circ$ ), рудные - магнетитом и ильменитом.

Интрузии монзонит-порфиров представлены двумя-тремя телами, иногда их встречается множество (юго-западная часть Донбасса).

Андезит-базальты развиты вдоль Длинного сброса около с. Владимировка. Структура их пилотакситовая. Плагиоклаз (на столике Федорова) относится к андезиту № 40. Между микролитами плагиоклаза встречаются выделения калиевого полевого шпата, которые слегка корродируют андезин.

Лампрофиры Южно-Донбасского комплекса встречены вместе с монзонит-порфирами и трахидолеритами на обширной площади Юга Донбасса - от р. Дон на востоке до р. Волчьа на западе. Это единая, генетически родственная группа пород, что подтверждается общностью минерального состава, совместной их локализацией, взаимными переходами минерального и химического состава, присутствием в них одинаковых элементов-примесей. В восточной части Донбасса лампрофиры, по-видимому, встречаются чаще и имеют более пестрый минеральный состав [8].

Авгититовые керсантиты, вероятно, наиболее распространенный тип лампрофиров. Впервые дайки этой породы были встречены в шахте им. Артема Шахтинского района. Эти же породы обнаружены в скважинах, пробуренных на южном крыле Шахтинской котловины по р. Кадамовка, в Раздорском и Семикаракорском районах. В Южно-Донбасском районе они встречены южнее с. Константиновка, где слагают межпластовые залежи и дайки мощностью 0,4 - 5 м среди каменноугольных отложений. Августитовые керсантиты представляют собой мелкозернистую породу темно-серого, почти черного цвета с порфирированными выделениями кристаллов пироксена (до 2 - 6 мм) и блестя-



щих, золотисто-коричневых чешуек биотита. В породе обнаружены следующие минералы: плагиоклаз, биотит, авгит, магнетит, акцессорный апатит; вторичные - кальцит, хлорит и кварц. Плагиоклаз относится к лабрадору (№ 52 - 60) или андезину. Пироксен играет роль вкрапленников, по оптическим константам ( $2V = 54^\circ$ ;  $c \cdot Ng = 43^\circ$ ;  $n_g - n_p = 0,22$ ) определяется как авгит. Микролиты пироксена того же состава встречаются и в основной массе породы. Биотит ( $n_m = 1,634$ ) во вкрапленниках представлен крупными чешуйками коричневого цвета. Значительное количество его содержится в основной массе в виде мелких листочков. Присутствуют магнетит и апатит. Структура породы порфировая, структура основной массы ги-пидиоморфнозернистая, реже микролитовая.

Камитонит-диабазы - это породы афанитового строения, темно-серого или темно-зеленоватого цвета. Встречены они в Шахтинском районе, мощность даек 5-6 м. В состав пород входят лабрадор № 52 (55,5%), авгит (16,8%), роговая обманка типа синтагматита (11,7%), биотит (9,1%), рудный минерал (5,0%), апатит (1,9%). Структура породы микродиабазовая, текстура флюидальная.

Авгититовый керсанит-спессартит перебурен одной скв. 2280 на р.Кадамовка. Интрузивное тело имеет мощность 10 м. Порода серовато-зеленоватого цвета с едва видными черными кристаллами пироксена. Это очень мелкозернистая порода (размеры от 0,04-0,3 до 0,1-0,2 мм) с ги-пидиоморфнозернистой структурой. В состав ее входят: олигоклаз № 25 (39,0%), авгит (24,2%), синтагматит (16,7%), биотит (13,2%), рудный минерал (5,1%), кальцит (1,0%), апатит (0,8%).

Биотитовый камитонит был встречен в двух скважинах (2280 и 2281) в бассейне р.Кадамовка и в Южноаздорской скв. 2202. Мощность тел соответственно 5,6 м, 1,2 и 2,0. Это мелкозернистая порода черного цвета, на темном фоне которой выделяются блестящие чешуйки биотита золотисто-коричневого цвета и порфировые псевдоморфозы по оливину (до 2 мм). Структура породы порфировая, структура основной массы ги-пидиоморфнозернистая.

Андезин № 44 (34-35%) в виде неправильных выделений (2-3 мм) заполняет промежутки между темноцветными минералами. По сравнению с девонскими породами трахибазальтовой серии содержание в них  $SiO_2$  и  $K$  повышено,  $Fe$  и  $Ti$  понижено. Расположение фигуративных точек составов пород комплекса на диаграмме А.Н.Заварицкого указывает на относительную обогащаемость отдельных типов щелочами. В породах восточной части Донбасса, вероятно, пониженное количество щелочей. Колебания в содержании  $K$  нельзя объяснить с пози-

при кристаллизационной или гравитационной дифференциации, поэтому было сделано предположение о том, что эта дифференциация причинно связана со сквозьмагматическим щелочным потоком. Содержание  $SiO_2$  постепенно увеличивается от основных разностей к кислым. Однако если для меланократовых пород комплекса имеется одна линия развития, то в лейкократовых происходит расщепление составов. Одна линия идет к платипорфирам, имеющим наиболее высокое значение характеристики  $a$ , а другая через трахилитариты - к грорудитам. С уменьшением меланократовой составляющей происходит уменьшение щелочности - пантеллеритовая тенденция, по А.Н.Заварицкому.

Расчет нормативных составов пород Южно-Донбасского комплекса показывает, что основными компонентами меланократовых разновидностей являются диопсид, плагиоклаз и санидин. Содержание оливина во всех разновидностях не превышает 10% (шонкинит). Биотит находится в породах комплекса в двух формах: в виде идиоморфных вирапленников (без реакционных соотношений с оливином, пироксеном, плагиоклазом) и в виде агрегатов и отдельных листочков, образующих реакционные створочки по другим минералам или замещающих их. Первая форма биотита возникает в ходе кристаллизации самих расплавов вслед за пироксеном; вторая, более чистая, возникает уже в раскристаллизованной породе (авгититовый керсантит). Во всех породах комплекса нет нормативных фельдшпатоидов. Количество нормативного кварца колеблется от 3,5 до 37%.

Для магматических пород Южно-Донбасского комплекса характерны более низкие содержания элементов группы железа ( $Ti, V, Cr, Ni, Co, Mn$ ), а также редких элементов ( $Zr, Nb, TR$ ) по сравнению с девонскими породами трахибазальтовой серии. Все породы комплекса имеют одинаковые элементы-примеси, содержание которых колеблется незначительно. В кислых разновидностях комплекса происходит накопление  $Li, Be, Zr, Ge$  и объединение их элементами группы железа.

Формирование Южно-Донбасского комплекса на раннеорогенном этапе развития Донбасса и своеобразный набор пород в нем определяют принадлежность его к габбро-монцит-сиенитовому формационному типу, по Ю.А.Кузнецову. Породы комплекса имеют коровый магматический источник, который возник в результате переработки сиалической коры базальтовыми расплавами. Ведущую роль в образовании пород Южно-Донбасского комплекса играли процессы фракционной кристаллизации. Это подтверждается плавностью изменения состава внутри серии пород, близостью их минерального состава при различной степени меланократовости, появлением пород эвтектического



состава на завершающих стадиях формирования серии, пространственной близостью и общим структурным контролем в размещении магматических тел. Первая (ранняя) стадия кристаллизации характеризуется образованием интрателлурических вкрапленников магнезиального оливина и диопсидового клинопироксена, вторая — становлением интрузивных тел, когда резко менялось давление, понижалась температура, прекратилась ассимиляция вмещающих пород.

Таким образом, Южно-Донбасский комплекс — это ряд дифференцированных пород, варьирующих по составу от габброидов умеренной щелочности (шонкинитов) до ультракислых щелочных пород (группы-дитов).

### АНДЕЗИТ-ТРАХИАНДЕЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (2 - 7)

Породы этого комплекса широко развиты в Донбассе и давно привлекали внимание исследователей. Интерес к ним вызван и определенной ролью их в рудообразовании.

#### Основные черты геологического строения

Породы андезит-трахиандезитового комплекса распространены повсеместно вдоль южной окраины Донбасса. Помимо известных выходов по рекам Тузлов, Большой и Малый Несветай, Кадамовка, Грушевка, Авта, Мокрая Волноваха они встречены многочисленными скважинами в бассейне р. Манч, Шахтинском районе, в верховье р. Грузской Еланчик и Южно-Донбасском районе. Во многих случаях наблюдалась приуроченность пород комплекса к участкам поперечной субмеридиональной складчатости и дизъюнктивным нарушениям того же направления. В центральной части Донбасса размещение этих пород контролируется Центральным поперечным поднятием, ось которого проходит через Матвеев Курган, с. Дьяково, в 5 км западнее г. Рованьки. В юго-западной части Донбасса породы андезит-трахиандезитового комплекса отчетливее приурочены к дизъюнктивным нарушениям (особенно субмеридионального направления). Например, суммарная мощность интрузий в бассейне р. Керчик 50 - 230 м. Кроме трахиандезитов встречаются андезит-дациты и дациты. Их возраст 200 - 230 млн. лет.

Петрографические особенности главных типов пород

Выделяются андезиты (состав плагиоклаза  $Ап_{40-45}$ ), андезит-базальты, андезит-дациты и кварцевые латиты. В трахидацитах калиевый полевой шпат иногда находится в тесном сростании с кварцем

(до 20 % основной массы). Последний бипирамидального облика с включением табличек калиевого полевого шпата, что создает своеобразную микропоякситовую структуру. Встречаются трахидациты и с фельзитовой основной массой. Из аксессуарных минералов присутствуют офеи, апатит, циркон, анатаз.

Петрохимические особенности пород

Химический состав пород (по 100 анализам) андезит-трахиандезитового комплекса варьирует в узких пределах. На петрохимических диаграммах они отчетливо делятся на два ряда: щелочноземельный тип с преобладанием натрия над калием (андезит-базальты, андезиты, андезит-дациты) и более щелочной тип пород умеренной щелочности, в которых калий преобладает над натрием (трахиандезиты, трахидациты, кварцевые латиты). Все породы комплекса содержат одинаковые элементы-примеси.

Андезит-трахиандезитовый комплекс образовался в позднеорогенный этап развития Донбасса. Он имеет вполне определенные состав, строение и большую устойчивость; характеризуется узким диапазоном дифференциации по  $SiO_2$  и тенденцией к смещению моды в область андезит-дацитов и трахидацитов. Отчетливо выявляется близость во времени образования всех пород комплекса. Неоднородность пород по содержанию щелочей, возможно, обусловлена неоднородностью земной коры в области магмообразования. Все породы комплекса объединены в одну позднеорогенную андезит-трахиандезитовую формацию.

#### МИУССКИЙ ЛАМПРОФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС ( $J_3 - K_1$ )

К этому комплексу отнесены мончикиты, камптониты, одиниты (долериты) Амвросиевского района. Впервые мончикиты и камптониты были изучены И.А.Морозевичем в 1903 г. в нескольких обнажениях на левом берегу р.Крынка у с.Калиново. В дальнейшем их исследовали В.Ф.Мефферт в 1918 г. при геологической съемке Амвросиевского района. Он обнаружил около 50 даек мончикита и камптонита, сосредоточенных в относительно ограниченном районе — между селами Белоярская и Успенское по берегам р.Крынка, причем считал, что они образовались во время раннемеловой орогенической фазы.

При крупномасштабной геологической съемке Амвросиевского района геологами треста Артемгеология МГ УССР дайковые породы были обнаружены далеко за пределами площади их распространения, установленной В.Ф.Меффертом. Кроме известных в этом районе мончикитов и камптонитов Н.В.Бутурулинов изучал одиниты (долериты). Бы-



до высказано предположение, что внедрение магмы, обусловившей образование пород, произошло в пфальцскую фазу варисского орогенеза ( $P_2 - T_1$ ) и носило стадийный характер. Точное возрастное положение магматических образований остается пока не ясным. Поскольку породы этого комплекса прорывают осадочную толщу карбона, а верхнемеловые отложения залегают на размытой поверхности жильных пород (с. Успенское), их можно считать позднемеловыми. При определении абсолютного возраста оказалось, что мончикиты и камптониты — самые юные магматические породы Донбасса ( $162 - 166 \pm 12 - 16$  млн. лет). Абсолютный возраст одинита (долерита) определен в  $230 - 245 \pm 30$  млн. лет (лаборатория ИГЕМ АН УССР). Исходя из этих данных, можно предположить, что образование даек мончикита и камптонита связано с киммерийской фазой тектогенеза, проявившейся в Донбассе в период от поздней юры до сеномана, а образование одинитов связано с более ранними, позднепалеозойскими, фазами складчатости.

Дайки выходят в Амвросиевском районе (с.Новопавловка), около сел Белояровка и Новошахтинск, по рекам Крынка и Средний Тузлов; между селами Кринички и Артемовка наблюдается дайка длиной 5 км. Много даек отмечено у сел Калиново и Успенское. Все они приурочены к Центрально-Донецкому поперечному поднятию. Закономерная ориентировка их относительно основных складчатых структур Донбасса, ступенчатый характер строения даек, наличие в них своеобразных перемычек вмещающих пород и крупных ксенолитов гранитоидных пород докембрийского основания — все это позволяет утверждать, что их образование происходило в условиях растяжения и связано с дифференцированными движениями в зоне субмеридионального глубинного разлома.

#### Петрографические особенности главных типов пород

Мончикиты мусского комплекса разнообразны по минеральному составу. Первая, наиболее распространенная разновидность мончикита, состоит из порфировых вкрапленников оливина и гномеропорфировых скоплениях титан-авгита. Основная масса представлена тонкими призмами титан-авгита, бурого амфибола, листочками биотита, зернами рудного минерала, а также буроватого стекла и анализима. В стекле основной массы много примочек пироксена, листочков биотита и иголок апатита. Вторая разновидность мончикита содержит значительное количество биотита (биотитовый мончикит). Порфировые вкрапленники в этом виде мончикита представлены оливином и биотитом; титан-авгит во вкрапленниках редок или его вовсе нет. Третий тип мончикита характеризуется тем, что порфировые выделения представле-

ни амфиболом (синтагматитом). Порфиновые выделения оливина, титанавгита и биотита встречаются редко. В основной массе главную роль играет пироксен, мелкие рудные зерна и стекло. Четвертый тип мончикита обычно встречается в зоне закалки, у контактов. В виде порфириновых выделений встречается только оливин, на удалении от контакта появляются вкрапленники титанавгита. Основная масса сложена микролитами титанавгита, амфибола, мелкими рудными зернами и стеклом с анальцимом. Пятый тип - эруптивная бреггия, обломки которой представлены мончикитом, а цемент состоит из стекловатой массы, содержащей мелкие вкрапленники оливина и пироксена.

Камптониты представляют собой лампрофиры, содержащие плагиоклаз в основной массе. Они встречаются реже мончикитов (бассейн р.Крынка) и внешне не отличимы друг от друга. Во вкрапленниках находятся оливин, титанавгит, а основная масса главным образом состоит из титанавгита, синтагматита, плагиоклаза (андезина) и небольшого количества анальцима; обычно также ильменит, хлорит, магнетит, циркон и апатит. Иногда в породе содержится большое количество листочков биотита (биотитовый камптонит). Генетически мончикиты и камптониты тесно связаны друг с другом и имеют почти тождественный состав. В некоторых дайках можно наблюдать переходы от мончикита (в контактах) к камптониту (в центральной части тела). Среди камптонитов можно выделить такие же минеральные разновидности, как и в мончикитах.

Камптониты, в свою очередь, встречаются в переходных разновидностях пород, близких к единитам. В этом случае в них совершенно исчезает анальцим, плагиоклаза становится больше и он представлен лабрадором. Вкрапленники по-прежнему принадлежат оливину и титанавгиту.

Кроме описанных мончикитов и камптонитов в отдельную группу выделены и измененные выветрелые породы. Степень изменения их различна и меняется в пределах одной дайки. Породы бывают настолько сильно разрушены, что первичные минералы полностью замещаются новообразованиями; утрачиваются и признаки первичной структуры. Мончикиты и камптониты трудно отличить друг от друга, а часто и невозможно.

Минеральный состав мончикитов (в %): авгита 30 - 50; биотита 10 - 16; оливина 10 - 20; амфибола 1 - 20; стекловатого базиса 15 - 30; магнетита и ильменита 4 - 6; плагиоклаза 0 - 3; флюорита 0 - 2; апатита 0,5-1,5. Иногда встречаются мелкие жилки с калиевым поле-



вым шпатом и нефелином. И. Морозевич отмечал, что в мончикитах может присутствовать меллит. Камптониты по минеральному составу отличаются от мончикитов большим содержанием плагиоклаза (до 15 %) и почти полным отсутствием стекловатого базиса. Структура мончикитов порфировая с интерсертальной или гиалопилитовой структурой основной массы. В камптонитах темноцветные минералы основной массы более идиоморфны относительно плагиоклаза, вследствие чего структура основной массы пород близка к гипидиоморфнозернистой.

Порядок кристаллизации минералов в мончикитах и камптонитах выражен ясно. Самым первым (ранним) выделяется оливин, за ним авгит, амфибол и биотит. Основная масса, а также заключенные в ней плагиоклаз и апатит образовались в самом конце кристаллизации. Рудные минералы, вероятно, образовывались в течение всего процесса кристаллизации.

Одиниты (долериты) миусского комплекса по структурным, минеральным и химическим особенностям условно относятся к семейству лампрофиров. Структурные изменения и вариации минерального состава наблюдаются нередко в образцах, отобранных из одного магматического тела; об этом писал Н. В. Бутурлин в 1960 и 1973 гг. Среди этих пород можно выделить несколько структурно-минеральных разновидностей, в которых прослеживаются переходы от долеритов к лампрофирам (одинитам, спессартитам). Грубозернистые одиниты состоят из крупных кристаллов амфибола (1-2 см), между которыми располагаются плагиоклаз и авгит.

#### Петрохимические особенности пород

На петрохимической диаграмме породы миусского комплекса ограничены вариационными линиями, соответствующими известково-щелочной и щелочной сериям, по А. Н. Заварицкому. Несмотря на близость химического состава всех пород комплекса, они четко подразделяются на две группы, описанные выше. Мончикиты и камптониты, по классификации А. Штрекайзена, соответствуют оливиновым фонотефритам, а одиниты — толеитовым базальтам. При сравнении химических анализов мончикитов и камптонитов Амросиевского района со средними типами этих пород, по Р. Дэли (1936), обращает на себя внимание пониженное содержание в них щелочей ( $\alpha$ ) и высокое содержание магния. Для мончикитов и камптонитов миусского комплекса изучены линейные корреляционные связи между главными породообразующими оксидами. Установ-

лены позитивная связь  $TiO_2$  с  $MnO$ ;  $Na_2O$ ,  $FeO$  и  $P_2O_5$ , негативная —  $SiO_2$  с  $Na_2O$  и  $Fe_2O_3$ ;  $Al_2O_3$  с  $MgO$ ;  $Fe_2O_3$  с  $FeO$ .

Мончикиты и камптониты по химическому составу сходны с девонскими лимбургитами и авгититами. Они отличаются от девонских эффузивов пониженным содержанием титана. Отмечается сходство в распределении элементов-примесей в этих породах. Высокие концентрации в породах золота и фтора, установленные И. Морозевичем [47], не подтвердились современными исследованиями Н. В. Бутурдинова и И. К. Латыша.

Химические анализы единитов показали, что эти породы отличаются от мончикитов пониженным содержанием щелочей и особенно  $K_2O$ . В единитах установлены такие же элементы-примеси, что и в мончикитах, но количественные соотношения их иные. Отмечено сходство элементов-примесей в единитах и в породах Южно-Донбасского комплекса.

По тектоническим условиям формирования, петрологическим и петрохимическим особенностям лампрофиров миусского комплекса (мончикиты и камптониты) относятся к щелочно-базальтоидному формационному типу устойчивых областей земной коры.



Вулканизм ДДВ исследуется с конца прошлого века. Наибольшие успехи в его изучении достигнуты за два прошедшие десятилетия, благодаря глубокому (до 5700 м) бурению, в связи с поисками в регионе залежей нефти и газа. Наиболее полно материалы исследования опубликованы в монографиях Л.Г.Бернадской [2], З.М.Ляшкевич, Т.В.Завьяловой [36] и в др.

К настоящему времени геологическими данными и изотопным датированием [2, 6, 24, 36] достоверно установлена приуроченность накопления основной массы вулканогенных продуктов к позднедевонскому периоду при заложении глубинных разломов в условиях рифтогенеза [7, 14, 15, 30, 46]. Вместе с тем имеются сведения, указывающие на возможность проявления вулканизма в среднем девоне [5], о находках прослоев эффузивных и пирокластических пород в отложениях нижнего - верхнего карбона [12], а также определения абсолютного возраста, по которым диабазы солянокупольных структур отнесены к позднепротерозойско-раннепалеозойским образованиям [2]. Принимая во внимание противоречивость мнений о времени генерации вулканизма, из имеющейся в нашем распоряжении обширной коллекции магматических пород ДДВ были отобраны 30 проб, минимально подвергшихся воздействию вторичных процессов, включая редкие разновидности пород щелочно-ультрасоснового - щелочно-базальтоидного состава. Для них был определен возраст калий-аргоновым методом<sup>4</sup>. По полученным результатам, самый древний возраст (535 - 570 млн.лет) определен для пироксенитов из эффузивно-пирокластической толщи скв. Кинашевская-1, перекрывающейся нижневоронежскими отложениями, а в нижней части контактирующей с докембрийскими породами фундамента. Средне - позднедевонский возраст (353 - 370 млн.лет) установлен для авгититов, камптовогезитов, ортофиров, вскрытых скважинами на Мринской, Ладинской, Дорогинской и Борковской площадях, что соответствует геологическим представлениям. В интервале 250 - 280 млн.

<sup>4</sup> Определения проводились в лаборатории ИГЧМ АН УССР Ф.И.Котловской.

лет формировались трахиандезиты, трахиты и кварцевые монцититы, обнаруженные скважинами на Ловинской, Ковпывтовской и Борковской структурах, хотя, по материалам объединения "Черниговнефтегазгеология" (А.Д.Бритченко), они залегают среди отложений девона. Наконец, по жильным камптонитам и мончикитам из скв. Мринская-1, 2, определен возраст в 176 - 178 млн. лет (раннеюрская эпоха).

Приведенные данные из-за недостаточной геолого-тектонической изученности и слабой информативности керна не позволяют считать достоверным проявление вулканической деятельности в указанные отрезки времени, однако идентичность проанализированных пород (по составу и по определениям изотопного возраста) образованиям вулканогенных комплексов Донбасса и зоны его сочленения с Приазовским блоком Ущ [9] дает основание полагать, что тектоно-магматическая активизация в ДДВ проявлялась не только в среднем - позднем девоне, но и в позднерифейско-раннекембрийский, пермо-триасовый и раннеюрский периоды [49]. Ограничение проявления вулканизма отрезком  $D_2 - D_3$  [24, 36] следует считать преждевременным.

Существенно изменились взгляды исследователей и на формационную принадлежность вулканогенных пород впадины. Первая попытка в этом направлении была предпринята Л.Г.Бернадской [2], выделившей спилит-кератофировую, траштовую формации и формацию малых интрузий (лампрофировую). Спустя десятилетие, используя более богатый первичный материал, ряд авторов пришли к резко противоположному мнению, приурочивая накопление эндогенных образований к периодам тектонической активизации платформ. Так, К.В.Флерова [75] считает правомерным выделить в пределах ДДВ субщелочную оливин-базальтовую (трахибазальтовую) и щелочно-ультраосновную - щелочно-базальтовую формации, что в целом соответствует более поздним выводам З.М.Ляшкевич [30]. Согласно представлениям В.С.Гладких [19], здесь распространена только щелочная оливин-базальтовая формация, а по мнению В.И.Гоньшаковой [21], - лишь щелочно-ультраосновная - щелочно-базальтоидная. Несколько позже З.М.Ляшкевич, развивая предыдущие представления [36], устанавливает среди вулканитов ДДВ трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовую, щелочно-ультрамафитовую и базальт-долеритовую формации, характерные для эпиконтинентальных рифтов [35, 36]. Последняя точка зрения является наиболее приемлемой. К базальт-долеритовой формации, по мнению автора, приурочены исключительно дайки диабазов. По нашим данным, аналогичные породы широко распространены в юго-восточной части региона на Новотроицкой, Талалаевской, Северо-Калайдинцевской, Тимофеев-



ской, Исачковской, Машевской, Суходоловской площадях, где по масштабам проявления, преимущественно пластовому и силловому характеру залегания они приближаются к образованиям траптовой формации. Тем не менее по химизму долерит-базальты, как и дайки диабазов, соответствуют натриевым трахибазальтам, а на диаграмме  $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$  они ложатся в область субщелочных, иногда толеитовых базальтов. Для выяснения истины необходимы дополнительные геолого-петрохимические исследования.

Дифференциаты, отнесенные к щелочно-ультрамафитовой формации, обнаружены в пределах Белоцерковской, Миргородской, Кинашевской, Ильинецкой, Монастирищенской, Ковпнатовской, Седневской, Мринской и Григорьевской площадей, в то время как трахибазальт-трахиандезит-трахипаритовая формация объединяет образования, сосредоточенные сугубо в северо-западной части ДДВ.

В 1980-1981 гг. предпринята первая попытка выяснить масштабность распространения эффузивно-пирокластических толщ [34, 35]. На основании построенных схематических карт изопахит подсчитан объем вулканогенных образований, оцениваемый в 4,1 тыс. км<sup>3</sup> для северо-западной части впадины и 6 - 10 тыс. - для всего Днепровско-Донецкого региона. Несомненно, из-за недоступности визуальному наблюдению магматических пород осложняется возможность реального подсчета их объема, однако при современном состоянии изученности существуют ряд положений, подтверждающих более широкое развитие вулканических продуктов в геологическом прошлом. Во-первых, в большинстве случаев разрезы вулканогенных толщ на 40 - 90 % сложены рыхлым туфообломочным материалом, который в условиях интенсивной тектонической активности подвергался быстрому разрушению с последующим формированием терригенных горизонтов. Во-вторых, при подсчете объема не в полной мере учтены сведения о накоплении эндогенных продуктов в центральной и юго-западной частях ДДВ, где по степени раскрытия рифта следует предполагать мощные толщи базальтов толеитовой серии, что подтверждается и геофизическими исследованиями [22]. В-третьих, тектоно-магматическая активизация, очевидно, проявлялась не только в додевонский период, но и гораздо позже, в результате чего происходило наращивание мощности вулканитов.

Особый интерес вызывает карбонатные туфы, вскрытые в центральной части ДДВ скв. Лелеки-500, которые описаны Э.М. Ляшкевич и др. [33] как взрывные карбонатиты. Для решения вопроса о принадлежности карбонатитов к эндогенным образованиям И.П. Луговая в ла-

Т а б л и ц а 30. Средний химический состав магматических пород

| Компонент | 1      | 2      | 3      | 4      | 5     | 6     | 7      | 8     |
|-----------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|
| $SiO_2$   | 67,00  | 71,95  | 73,23  | 64,24  | 62,48 | 59,39 | 62,31  | 53,99 |
| $TiO_2$   | 0,44   | 0,31   | 0,23   | 0,76   | 0,81  | 0,97  | 0,87   | 1,49  |
| $Al_2O_3$ | 11,00  | 11,60  | 13,00  | 15,85  | 15,09 | 16,55 | 13,81  | 16,21 |
| $Fe_2O_3$ | 3,76   | 2,42   | 2,01   | 4,48   | 2,70  | 3,58  | 3,01   | 2,87  |
| $FeO$     | 2,45   | 0,88   | 0,71   | 1,00   | 1,77  | 2,38  | 3,90   | 4,30  |
| $MnO$     | 0,35   | 0,06   | 0,05   | 0,04   | 0,13  | 0,19  | 0,20   | 0,08  |
| $MgO$     | 0,37   | 0,76   | 1,19   | 0,94   | 1,31  | 2,07  | 0,64   | 3,17  |
| $CaO$     | 2,64   | 1,90   | 0,42   | 2,04   | 2,50  | 1,82  | 3,89   | 3,12  |
| $Na_2O$   | 0,20   | 2,38   | 4,10   | 4,02   | 3,87  | 5,54  | 4,88   | 2,85  |
| $K_2O$    | 7,60   | 5,59   | 4,30   | 3,88   | 6,24  | 4,25  | 3,61   | 6,58  |
| $P_2O_5$  | 0,01   | 0,06   | 0,30   | 0,15   | 0,11  | 0,16  | 0,23   | 0,29  |
| $H_2O^+$  | 1,13   | 0,85   | 0,57   | 0,77   | 1,18  | 1,27  | 1,48   | 2,03  |
| $H_2O^-$  | 0,14   | 0,16   | 0,06   | 0,15   | 0,23  | 0,21  | 0,31   | 0,30  |
| $CO_2$    | 2,97   | 1,24   | 0,14   | 1,94   | 1,38  | 1,36  | 1,16   | 2,22  |
| $S$       | 0,01   | 0,26   | 0,17   | 0,07   | 0,17  | 0,22  | -      | 0,24  |
| Сумма     | 100,07 | 100,42 | 100,21 | 100,33 | 99,97 | 99,96 | 100,30 | 99,74 |

Количество  
во анали-  
зов

3 5 2 2 7 7 3 2

боратории ИГЕМ АН УССР по выделенным карбонатам провела комплексные определения изотопов  $^{18}O$  и  $^{13}C$ . Величины  $\delta^{18}O$  и  $\delta^{13}C$  соответственно составили:  $\delta^{18}O = 18,6 - 20,1$  и  $\delta^{13}C = 25 - 16,9$  ‰. Сумма редкоземельных элементов в предполагаемых карбонатах не превышает 109 - 159 г/т, а количество  $P_2O_5$  колеблется в пределах 0,14 - 0,2 ‰. Учитывая изложенное и тот факт, что в ассоциации с существенно карбонатно-брекчиевой толщей нет типичных для карбонатитовых комплексов щелочных пород типа щелочных гипербазитов, ийолитов-мельтейгитов, нефелиновых сиенитов, рассматриваемые образования не могут быть отнесены к типичным карбонатитам мира [25] и не сопоставимы с карбонатитами Черниговской зоны Украины [18, 27].



Днепровско-Донецкой впадины, %

| 9      | 10     | 11    | 12     | 13     | 14     | 15    | 16     | 17     |
|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| 56,81  | 58,51  | 57,32 | 54,40  | 52,81  | 48,97  | 46,67 | 45,25  | 47,77  |
| 1,42   | 1,20   | 1,52  | 1,81   | 1,51   | 1,49   | 1,67  | 3,26   | 1,86   |
| 16,77  | 21,27  | 17,42 | 17,37  | 16,86  | 16,70  | 15,59 | 13,60  | 15,82  |
| 1,82   | 1,64   | 3,45  | 3,76   | 3,94   | 4,92   | 4,89  | 6,14   | 3,64   |
| 4,39   | 0,50   | 2,46  | 4,26   | 2,68   | 5,33   | 6,80  | 9,26   | 7,04   |
| 0,21   | 0,02   | 0,04  | 0,11   | 0,10   | 0,37   | 0,24  | 0,24   | 0,17   |
| 2,44   | 0,99   | 1,69  | 3,33   | 3,14   | 3,32   | 6,94  | 5,52   | 5,09   |
| 3,60   | 0,82   | 3,32  | 4,82   | 4,48   | 7,56   | 8,24  | 10,93  | 10,79  |
| 6,27   | 1,51   | 5,36  | 3,91   | 3,44   | 3,73   | 3,29  | 3,03   | 3,52   |
| 3,61   | 10,78  | 3,77  | 2,92   | 5,33   | 1,33   | 0,83  | 1,11   | 0,43   |
| 0,31   | 0,14   | 0,30  | 0,53   | 0,46   | 0,34   | 0,29  | 0,65   | 0,21   |
| 1,60   | 2,04   | 1,11  | 1,52   | 2,84   | 2,26   | 3,23  | 1,00   | 1,65   |
| 0,15   | 0,26   | 0,28  | 0,50   | 0,58   | 0,79   | 0,48  | 0,05   | 0,18   |
| 0,27   | 0,29   | 1,82  | 0,78   | 1,82   | 3,04   | 0,68  | 0,14   | 1,69   |
| 0,61   | 0,10   | 0,04  | 0,07   | 0,22   | 0,12   | 0,14  | 0,08   | 0,15   |
| 100,28 | 100,07 | 99,90 | 100,09 | 100,21 | 100,27 | 99,98 | 100,26 | 100,01 |

2      3      7      6      13      4      25      6      9

С другой стороны, в ДДВ известны такие щелочные разности пород, как пироксениты, оливиниты, мельтейгиты, лимбургиты, авгититы, нефелиниты, псевдолейцититы, малиньиты, щелочные сиениты, вероятность ассоциации с которыми карбонатитов не вызывает сомнения.

Длительное время не было обобщающих работ по минералогии, что отрицательно сказалось на изучении вулканизма ДДВ. Наиболее полно были охарактеризованы лишь основные породообразующие [20, 31, 37, 39], отдельные акцессорные [38, 40] и вторичные минералы. Познания в этой области значительно расширились после работы А.И.Марушкина [41], в которой приводится комп-

## Окончание табл. 30

| КОМПОНЕНТ | 18    | 19    | 20    | 21     | 22    | 23    | 24    | 25    |
|-----------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| $SiO_2$   | 45,89 | 42,56 | 48,21 | 47,34  | 46,87 | 42,58 | 42,68 | 43,21 |
| $TiO_2$   | 2,02  | 1,90  | 2,13  | 2,78   | 2,92  | 2,85  | 3,27  | 3,25  |
| $Al_2O_3$ | 15,14 | 13,64 | 14,82 | 13,31  | 16,03 | 11,42 | 12,32 | 11,57 |
| $Fe_2O_3$ | 4,45  | 3,71  | 5,21  | 6,43   | 3,32  | 6,48  | 8,45  | 5,75  |
| $FeO$     | 7,36  | 9,44  | 6,37  | 4,67   | 8,49  | 6,21  | 7,12  | 8,15  |
| $MnO$     | 0,14  | 0,14  | 0,32  | 0,34   | 0,14  | 0,25  | 0,27  | 0,28  |
| $MgO$     | 6,37  | 10,27 | 5,33  | 6,73   | 4,32  | 8,98  | 8,62  | 9,25  |
| $CaO$     | 7,82  | 7,16  | 6,29  | 6,05   | 7,98  | 10,70 | 9,09  | 10,79 |
| $Na_2O$   | 2,85  | 4,27  | 5,22  | 2,73   | 2,87  | 1,98  | 2,45  | 2,05  |
| $K_2O$    | 1,08  | 0,20  | 0,40  | 4,55   | 3,11  | 3,39  | 1,80  | 2,27  |
| $P_2O_5$  | 0,45  | 0,18  | 0,31  | 0,59   | 0,83  | 0,64  | 0,66  | 0,56  |
| $H_2O^+$  | 5,12  | 5,20  | 3,10  | 2,45   | 2,49  | 1,71  | 2,09  | 2,27  |
| $H_2O^-$  | 0,15  | 0,34  | 0,40  | 0,63   | 0,12  | 0,70  | 0,37  | 0,16  |
| $CO_2$    | 0,96  | 0,94  | 1,65  | 1,40   | 0,28  | 1,87  | 0,65  | 0,24  |
| $S$       | 0,14  | -     | 0,07  | 0,22   | 0,12  | 0,12  | 0,06  | 0,08  |
| Сумма     | 99,94 | 99,95 | 99,83 | 100,22 | 99,89 | 99,88 | 99,90 | 99,88 |

Количество  
во анали-  
зов

5 2 19 13 2 5 3 2

Примечание: 1 - риолитовые порфиры, 2 - кварцевые кварцевые, 6 - ортофиры, 7 - сyenиты кварцевые, 8 - сyenиты, 9 - андезиты, 13 - трахиандезиты, 14 - андезит-базальты, 15 - базальт-диабазы альпимовые, 20 - трахибазальты натриевые, 21 - трахиба-25 - камптовогезиты, 26 - меламалиниты, 27 - лимбургиты, 28 - автиты, 32 - пикрит-порфириты, 33 - пироксениты.

лексная минералогическая характеристика 44 минералов изверженных пород ДДВ. Весьма емкой по содержанию, охватившей с различной степенью детальности практически все аспекты вулканизма региона, представляется монография Э.М.Дашкевич и Т.В.Завьяловой "Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины" [36].

В петрографическом отношении изверженные породы впадины отличаются чрезвычайным разнообразием и дифференцированы от ще-



| 26    | 27     | 28    | 29     | 30     | 31     | 32    | 33    |
|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|
| 48,10 | 38,65  | 41,98 | 40,89  | 38,24  | 33,00  | 36,30 | 35,39 |
| 1,11  | 4,83   | 3,54  | 3,84   | 5,15   | 4,76   | 4,32  | 6,77  |
| 9,40  | 7,53   | 9,51  | 7,69   | 7,39   | 4,37   | 6,96  | 3,09  |
| 6,73  | 8,65   | 8,19  | 8,37   | 10,78  | 9,45   | 8,96  | 12,73 |
| 1,24  | 7,05   | 6,02  | 5,95   | 4,88   | 6,91   | 8,12  | 5,74  |
| 0,14  | 0,32   | 0,16  | 0,47   | 0,30   | 0,28   | 0,38  | 0,23  |
| 5,63  | 12,43  | 7,73  | 13,29  | 10,96  | 10,30  | 15,84 | 11,00 |
| 12,82 | 10,56  | 11,58 | 10,12  | 10,84  | 15,48  | 9,97  | 18,30 |
| 5,00  | 2,04   | 2,33  | 2,04   | 2,49   | 2,63   | 0,81  | 0,80  |
| 3,14  | 1,12   | 2,53  | 1,05   | 1,42   | 2,25   | 0,76  | 0,79  |
| 0,18  | 0,83   | 0,75  | 0,60   | 1,08   | 0,92   | 0,70  | 1,97  |
| 0,12  | 4,20   | 3,10  | 3,41   | 4,32   | 3,09   | 4,28  | 1,74  |
| 0,23  | 1,28   | 0,31  | 1,33   | 0,89   | 0,73   | 0,87  | 0,28  |
| 6,02  | 0,45   | 2,06  | 0,84   | 1,22   | 5,70   | 1,36  | 0,91  |
| -     | 0,14   | -     | 0,46   | 0,11   | 0,18   | 0,17  | 0,04  |
| 99,86 | 100,08 | 99,79 | 100,35 | 100,07 | 100,05 | 99,80 | 99,78 |

2            8            5            6            13            2            3            5

порфирн, 3 - комендиты, 4 - дациты риолитовые, 5 - ортофирн  
 сиениты щелочные, 10 - ортоклазиты, 11 - плагиопорфирн, 12 -  
 тн, 16 - долериты, 17 - диабазн, 18 - габбро-диабазн, 19 -  
 зальтн, 22 - эссекситн, 23 - мончикитн, 24 - камптонитн,  
 гтитн, 29 - анкарамитн, 30 - меланефелинитн, 31 - мелалей-

лочно-ультраосновного до кислого состава (табл. 30). Наиболее  
 подробно описаны базальты и диабазн [2], камптонитн, мончикитн,  
 эссекситн и щелочные сиенитн скв. Григорьевская-I [32], в мень-  
 шей мере - щелочно-ультраосновные - щелочно-базальтоидные породы  
 скважин 231 и 232, пробуренных на Белоцерковской площади [13].  
 Бурением последних лет скважин на Кинашевской, Ильинецкой, Раищен-  
 ской, Ловинской, Кукшинской и других структурах обнаружены вулка-

ногенные образования, оригинальные по петрографической принадлежности; описание их приводится ниже.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

По фациальной приуроченности вулканогенные образования подразделяются на две обширные группы: эффузивные и интрузивные. В первую входят следующие петрографические разновидности: базальты, анамезиты, долериты, анкарамиты, андезит-базальты, трахибазальты, трахибазальты натриевые, андезиты, трахиандезиты, риолитовые порфиры, комендиты, кварцевые порфиры, ортофиры, ортофиры кварцевые, щелочные трахиты, плагиопорфиры, лимбургиты, авгититы, меланефелиниты, псевдолейцититы, пикрит-порфириты; во вторую - щелочные пироксениты, малиниты, камптониты, камптовогезиты, мончикиты, диабазы, габбро-диабазы, диабазы анальцимовые, эссекситы, щелочные сиениты, сиениты, кварцевые сиениты, монциониты.

Часть этих пород, отнесенная нами к излившимся аналогам (пикрит-порфириты, лимбургиты, авгититы, меланефелиниты, нефелиновые базальты, псевдолейцититы), могут слагать как эффузивные, так и интрузивные тела (жилы, дайки, силлы). Неопределенность выделения в ту или иную группу дериватов щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной магмы обусловлена тем, что в подавляющем большинстве случаев они обнаружены в толще агломератовых туфов и в виде обломков лавобрекчий. Только в скв. Седневская-310 принадлежность авгититов, лимбургитов и пикрит-порфиритов к эффузивным образованиям не вызывает сомнения.

Эффузивные породы и их туфы составляют примерно 90 - 65 % всего объема вулканогенных разрезов, причем наиболее распространены базальты. Они сопоставляются с умеренно щелочными оливиновыми базальтами Западной зоны Восточно-Африканской рифтовой системы и имеют порфировое, изредка гломеропорфировое и афирное строение. В пределах одного шифа нередко устанавливается не менее двух разновидностей микроструктур. Обычно преобладают интерсертальная, микродолеритовая гемикристаллическая, реже встречаются микрофитовая, долеритовая и очень редко пилотакситовая структуры.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, авгитом, титан-авгитом, замещенными оливином, магнетитом и титаномagnetитом. Отмечается немногочисленность (3 - 12 %) и достаточно низкая степень идиоморфизма фенокристаллов.

Пироксен слегка окрашен в зеленоватые и буроватые тона или приобретает светло-розовую окраску в титан-авгитах. Он обычно све-



хий и лишь в интенсивно измененных породах замещается хлоритом, пренимом или карбонат-хлоритовым агрегатом; в редких случаях наблюдается слабая амфиболитизация. Размер вкрапленников по удлинению 0,1-0,7 мм. Оптические свойства заметно колеблются:  $n_x = 1,714 - 1,726$ ;  $n_p = 1,696 - 1,709$ ;  $n_m = 1,698 - 1,709$ ;  $c_{Ng} = 39 - 44^\circ$ ;  $2V = 54 - 60^\circ$ . Мелкие вкрапленники оливина размером до 0,1-0,3 мм имеют вид преимущественно округлых зерен, но иногда с отчетливыми кристаллографическими гранями и, как правило, опацифицированы. Свежий оливин не обнаружен, он полностью замещен вторичными продуктами типа хлорита, боулингита, в меньшей мере идингситом. На долю вкрапленников приходится до 4 - 9 %, в то время как в основной массе количество оливина не превышает 1 - 4 %. Плагиоклаз также подвержен процессу замещения, преобладает альбитизация. Если в слабо измененных фенокристаллах, представленных удлиненно-призматическими и толстотаблитчатыми индивидами с хорошо выраженным двойниковым срастанием, состав плагиоклаза отвечает андезит-лабрадору (№ 40 - 65), то в основной массе плагиоклаз содержит не более 45 % анортитовой составляющей, причем альбит-олигоклаз присутствует в подавляющем количестве. Кроме того, он замещается хлоритом, эпидотом, пренимом, карбонатом и пелитовыми продуктами. Спорадически встречаются гломеропорфировые срастания.

Основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном, мелкими зернами замещенного оливина и магнетитом. Интерстиции, особенно в слабо раскристаллизованных базальтах, заполнены хлоритизированным стеклом. Из рудных минералов присутствуют титаномagnetит, ильменит, пирит, халькопирит, из аксессуарных - сфен и единичные кристаллы циркона, апатита. Magnetит и титаномagnetит - постоянная, иногда существенная составляющая базальтов. Они образуют как отдельные кристаллы (1-2 мм), так и мелкие различной степени идиоморфные зерна, рассеянные в основной массе породы (0,1-0,2 мм). Кристаллы magnetита, как правило, характеризуются октаэдрическим габитусом. Минеральный состав базальтов без учета вторичных минералов следующий (в %): плагиоклаза 42 - 62; пироксена 24 - 40, оливина - 1 - 13, magnetита 3 - 14; остальных аксессуарных и рудных - апатита, циркона, сфена, пирита, халькопирита - 1 - 3.

Отличительной особенностью базальтов является наличие миндалекаменной структуры (текстуры). Миндалины самой разнообразной конфигурации, иногда достигающие 40 % объема породы, заполнены постмагматическими продуктами: хлоритом, карбонатом, пренимом, реже эпидотом и анализимом. Наряду с вторичными минералами в них образуются кристаллы пирита и халькопирита.

Среди базальтов выделяются явно кристаллические долериты и тонкозернистые анамезиты, в которых практически нет фенокристаллов, а породы, обогащенные темноцветными минералами на 60 - 75 % (главным образом авгитом и титан-авгитом), отнесены к анкармитам.

Базальтовые туфы в ДДВ распространены повсеместно и чередуются с лавами и кластолавами основного состава. Наиболее часты литокластические и лито-кристаллокластические, редко витро-кристаллокластические. В строении толщ вулканогенных пород иногда устанавливается ритмичность, выраженная в смене грубообломочных фаций туфов более мелкообломочными и пирокластическими породами - осадочно пирокластическими. Обломки представлены всеми разновидностями базальтов угловатой и неправильно округлой формы. Структура обломков от микрофитовой, офитовой, интерсертальной до гивлопилитовой и шлакообразной. Осколки кристаллов находятся в подчиненном количестве. Среди них преобладает клинопироксен, реже встречается плагиоклаз. Цементирующей массой обломочного материала служат карбонат, хлорит, гидроксиды железа, а также хлорит-монтмориллонит-карбонатный и альбит-карбонатный агрегаты. В скв. Ле-леки-500 и Гадячская-3 вскрыты редко встречающиеся анальцим-палагонитовые псаммит-псефитовые витрокластические туфы, в которых обломки хлоритизированного стекла, пород, пироксена и редко плагиоклаза цементированы хлорит-анальцим-карбонатным материалом.

Натриевые трахибазальты по минеральному составу, структурным и текстурным особенностям соответствуют базальтам, но имеют и характерные черты. Прежде всего, следует отметить отсутствие фемических минералов во вкрапленниках, за исключением единичных фенокристаллов авгита. Оливин локализуется только в основной массе породы, а в большинстве случаев его нет. Удлиненно-призматические вкрапленники плагиоклаза, изредка образующие гломеропорфирные сростки, составляют не более 1 - 4 %. Как в фенокристаллах, так и в основной массе содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах не превышает 10 - 20%. Интерсертальная структура наиболее типична для натриевых трахибазальтов. Минеральный состав (в %): плагиоклаза 53 - 64; пироксена 12 - 35, оливина 0 - 10; хлоритизированного, в меньшей мере карбонатизированного стекловатого мезостазиса 5 - 25; рудных 6 - 14 и акцессорных 0,5 - 2. Таким образом, натриевые трахибазальты относятся к лейкократовой разновидности субщелочных базальтов и весьма близки по составу андезит-базальтам, с той лишь раз-



ницей, что в андезит-базальтах плагиоклаз чаще соответствует андезину и хорошо выражены порфировая, реже гломеропорфировая структуры; в результате по минеральному составу вкрапленников можно выделить авгитовые и авгит-плагиоклазовые андезит-базальты.

Трахибазальты также широко развиты среди вулканических образований региона и обнаружены скважинами на Видельцевской, Хрещатинской, Грибоворуднянской, Борковской, Краснопартизанской, Великобогачанской, Ковпытовской, Кинашевской площадях. Благодаря глубокой дифференциации трахибазальты ДДВ представлены многочисленными петрографическими разностями. Описание некоторых из этих разностей приводится ниже.

Наиболее типичные трахибазальты из скважин Грибоворуднянская-6 и 7, Кинашевская-1, Краснопартизанская-5. Для них характерно порфировое строение. Вкрапленниками являются плагиоклаз (5 - 25 %), клинопироксен (от редких кристаллов до 10 %), оливин (1 - 3 %) и титаномagnetит (2 - 8 %). Самые крупные таблитчатые (1,5-9 x 0,5-4 мм), реже ксеноморфные выделения, частично или полностью замещенные хлоритом и карбонатом, принадлежат авгиту ( $n_g = 1,715-1,721$ ;  $n_p = 1,698-1,703$ ;  $n_m = 1,703-1,708$ ;  $2V = 52 - 56^\circ$ ). Прямоугольные и неправильные зерна титаномagnetита несколько мельче (0,2-1 мм), местами мартитизированы, так что в тонких пластинках, ориентированных параллельно плоскости шлифа, при проходящем свете имеют красную и оранжево-красную окраску. Узкие лейсты плагиоклаза (# 5 - 12) с простым двойникованием ориентированы беспорядочно и достигают 0,02-0,2 x 0,09-0,6 мм. Фенокристаллы оливина размером 0,2-0,3 x 0,3-0,8 мм идиоморфны и присутствуют в виде вытянутых шестигранников, а в индивидах, лишенных граней (ОЮ), представлены ромбическими сечениями. Они всецело замещены хлоритовыми продуктами и опацифицированы по периферии кристаллов. Описанные вкрапленники погружены в хлоритизированную микрогяллофитовую основную массу, в отдельных образцах пропитанную многочисленными мелкими (сотые и тысячные доли миллиметра по удлинению) и разноориентированными иголочками ильменита; содержание последнего при пересчетах химических анализов на минеральный состав достигает 4,7 - 7,5 %. Среди расплывчатых микролейст альбита и выделений хлоритизированного стекла в основной массе с трудом диагностируются неправильные пятна калиевого полевого шпата, изредка фиксируемого в узких каемках по периферии вкрапленников альбит-олигоклаза. Акцессорные минералы - апатит,

рутил. Аналогичные трахибазальты скв. Краснопартизанская-5 имеют шлакообразную текстуру из-за многочисленных (25 - 30 %) миндалин амесообразной, червеподобной и неправильно округлой форм.

В скв. Хрещатинская-1 в трахибазальтах почти нет вкрапленников плагиоклаза, и они значительно больше обогащены фемическими минералами. Фенокристаллы короткостолбчатого и таблитчатого габитуса представлены титан-авгитом ( $n_y = 1,732-1,740$ ;  $n_z = 1,698-1,704$ ;  $2V = 50 - 56^\circ$ ) розовато-буроватого цвета размером до 1-2 мм по удлинению. Встречаются индивиды с зональным строением, сдвойникованные, иногда со структурой песочных часов. Нередки разрезы, перпендикулярные к  $[001]$ . Единичные лейсты плагиоклаза интенсивно альбитизированы и пренитизированы. Кристаллы оливина (0,2-0,4 x 0,3-0,9 мм) всецело хлоритизированы. Содержание вкрапленников (%): клинопироксена 10 - 20, оливина 3 - 8; плагиоклаза и магнетита - единичные зерна. Основная масса имеет неясно офитовую структуру и представлена микролейстами альбита, неправильными зернами пироксена и обильными (10 - 18 %) вкраплениями магнетита. Небольшое количество калиевого полевого шпата фиксируется в интерстициях основной массы и в редких скоплениях округлой формы (до 0,5-1 мм); возможно, он развивался по первичному лейциту (?). Спорадически встречаются миндалины, выполненные хлоритом и карбонатом; акцессорные - апатит.

Существенно, что среди трахибазальтовой серии пород Видельцевской, Хрещатинской, Кинашевой площадей обнаружены высококальциевые разности, для которых полевошпатовая составляющая представлена преимущественно ортоклазом. Эти трахибазальты имеют порфировое строение. Фенокристаллы сложены розовато-буроватым титан-авгитом (5 - 8 %) с размером призм 0,1-0,6 x 0,5 - 3 мм и более, мелкими зернами титаномангнетита - до 0,6 мм. Клинопироксен иногда зональный и образует двойники. Основная масса обладает слабо выраженной вариолитовой структурой, обусловленной радиально-лучистым расположением лейст ортоклаза (0,02-0,04 x 0,1-0,3 мм) и многочисленными микропризмочками пироксена, располагающимися независимо от лейст ортоклаза. Нередко структура основной массы кристаллитовая с субпараллельно расположенными микролитами калиевого полевого шпата. Отмечаются мелкие пластинки флогопита (1-2 %), плеохрозирующего от бледно-розовато-желтого по  $N_p$  до красноватобурого цвета по  $N_g$ . Как в основной массе, так и во вкраплениях пироксена и магнетита находится апатит (0,5 - 2 %). Кроме того, наблюдаются округлые, реже с извилистыми краями пятна, заполнен-



ные кальсилитом. Из вторичных минералов в небольшом количестве присутствуют хлорит, карбонат, иногда цеолит, главным образом выполняющие редкие миндалины и замещающие пироксены. Нормативный состав породы (в %): пироксена I7 - 30, оливина 2 - 4, ортоклаза 24 - 28, альбита I6 - 2I, анортита 6-7, нефелина 3 - 5, магнетита 6-7, гематита I - 3, ильменита 5 - 8, апатита I-2.

**Т р а х и а н д е з и т ы** Борковской и Кинашевской площадей почти идентичны таковым, описанным В.С.Гладких [19] для Припятской впадины. Структура их порфировая. В зависимости от состава вкрапленников выделяются амфибол-пироксеновые, амфибол-плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые разновидности. Пироксен фенокристаллов (15 - 20 %) свежий, образует сериальные выделения размерами от 0,02 x 0,1 до 0,1 x 1,3 мм и редко - гломеропорфировые сростания. Окраска пироксена светло-зеленая, со слабо выраженным плеохроизмом ( $n_g = 1,718-1,723$ ;  $n_p = 1,688-1,689$ ); по периферии кристаллы иногда приобретают густо-зеленую окраску в связи с эгиринизацией. В отдельных случаях наблюдается замещение пироксена хлоритом и альбитом. Зерна амфибола (2-3 %), как правило, имеют оплавленную форму, длина их до 1 мм, они опацифицированы или полностью разложены в магнетит и биотит. Удлиненные призмы и таблички плагиоклаза альбитизированы; в единичных более свежих кристаллах содержание анортита не превышает 36 - 38 %. Полнокристаллическая основная масса с трахитовой структурой сложена плагиоклазом, щелочным полевым шпатом и магнетитом. Аксессуары представлены апатитом (до 1 %), сфеном и рутилом. Сфен лейкоксенизированный, в разрезе шлифа имеет ромбическую и призматическую формы, иногда достигает размера вкрапленников (до 0,9 мм). Для рутила отмечаются коленчатые и сердцевидные двойники.

Своеобразными по сравнению с описанными являются трахиандезиты, вскрытые в коренном залегании скв. Ловинская-3; по составу вкрапленников их можно отнести к плагиоклазовой разновидности. Многочисленные (30 - 35 %) сериальные фенокристаллы представлены субпараллельно расположенным андезином № 35 - 48, размер их 2 - 8 x 3 - 20 мм по плоскости (010) и 0,5 - 2 x 3 - 20 мм по плоскости (110) при значительном преобладании крупных индивидов (до 8 - 15 мм по удлинению). Характерны полисинтетические двойники и зональное строение, а сами кристаллы часто обрастают узкими каемками калиевого полевого шпата. Редкие порфировые выделения пироксена и амфибола полностью замещены вторичными (хлорит, карбонат, уралит) и рудными минералами. Основная масса имеет трахитовую и слабо выра-

женную трахитовую структуру, сложена лейстами плагиоклаза, полностью уралитизированным и хлоритизированным пироксеном, незначительным количеством девитрифицированного стекла и еще меньше - вторичным биотитом. В основной массе некоторых трахиандезитов появляются мелкие выделения кварца, поэтому они относятся к трахиандезит-дацитовым порфирам. Акцессорный минерал - апатит.

Трахиты и щелочные трахиты находятся в ассоциации с трахиандезитами и идентичны с ними по минеральному составу с той лишь разницей, что вкрапленники плагиоклаза в них сменяются калиевым полевым шпатом и уменьшается количество темноцветов. В щелочных трахитах заметную роль играют эгирин-авгит, реже эгирин.

Ортофиры широко распространены в фаменских вулканических толщах северо-западной части ДДВ и обнаружены в разрезах Ладинской, Олишевской, Хрещатинской, Ковпытовской и Брусилловской площадей. Макроскопически это породы светло-серого цвета, с розоватым, желтоватым, буроватым и зеленоватым оттенками. Они представляют собой полнокристаллические разности с порфировой структурой. Вкрапленниками полевого шпата являются микроклин-пертит и анортит-криптопертит, оптические константы которого установлены А.И. Марушкиным [41]:  $n_D = 1,528-1,531$ ;  $n_F = 1,521-1,523$ ;  $n_m = 1,525+1,529$ ;  $2V = \text{от } -71 \text{ до } -74^\circ$ . Изредка встречается санидин. Форма его кристаллов в основном ксеноморфная, в единичных случаях идиоморфная, с максимальным размером индивидов по удлинению до 1 см. Замещается он карбонатом, хлоритом и магнетитом. Феррических минералов в порфировых выделениях либо нет, либо они представлены четкими кристаллами амфибола (2 - 4%), полностью замещенного рудным веществом, и единичными хлоритизированными выделениями пироксена. Редкие порфировые лейсты плагиоклаза размером 0,3-1 x 0,5-3 мм альбитизированы и замещаются карбонатом. В более или менее свежих индивидах состав соответствует андезину № 40 - 43. Щелочной полевой шпат основной массы имеет форму лейст или коротких столбиков и табличек, в зависимости от этого образуется трахитовая или ортофирная структуры. Местами интерстиции заполнены девитрифицированным стеклом, а вся масса породы "загрязнена" рудным веществом. Из акцессориев обнаружены апатит, анатаз, циркон. Среди ортофиров, в основной массе и миаролитовых пустотах которых появляются мелкие выделения кварца, различаются кварцевые ортофиры, а породы с выделением в фенокристаллах только плагиоклаза классифицируются как плагиопорфиры.



Заметим, что ортофиры, как и трахиандезиты, в ряде случаев подвергаются высокотемпературному процессу, в результате чего образуются ортоклазиты. Эти породы почти лишены вкрапленников. В некоторых разностях они составляют не более 1 - 3 % и представлены кристаллами пироксена, полностью замещенными хлоритом, а также альбитизированным, хлоритизированным и каолинизированным плагиоклазом. Основная масса имеет ортофириковую структуру, сложена короткими призмочками и табличками каолинизированного ортоклаз-микропертита. В интерстициях немного хлорита. Встречаются пустоты, заполненные в большей степени каолином, в меньшей - хлоритом и мелкозернистыми скоплениями кварца. Фенокристаллы пироксена и плагиоклаза иногда образуют гломеропорфирные сростания. Рудные представлены магнетитом, акцессорные - апатитом.

Кварцевые порфиры, встреченные в скважинах Горбовская-208, Анисовская-207 и Ладинская-231, макроскопически светло-серые с красноватым, желтоватым, зеленоватым и буроватым оттенками. Текстура их массивная, реже неясно микрополосчатая, флюидальная. Иногда наблюдается тонкоплитчатое строение в результате разделения отдельных слоев тонкими прожилками гидроксидов железа. Среди кварцевых порфиров наблюдается ряд переходных разновидностей - от обогащенных порфировыми вкрапленниками (до 40 %) до лишенных порфировых выделений стекловатых дериватов. Фенокристаллы в свежих породах представлены водяно-прозрачным санидином ( $n_g = 1,527$ ;  $n_p = 1,521$ ;  $n_m = 1,526$ ;  $2V = \text{от } -28 \text{ до } -32^\circ$  [41]), в более измененных - буроватым анортоклаз-пертитом, а также кварцем и фемическими минералами, полностью замещенными хлоритом. Плагиоклаза в порфировых выделениях нет. Санидин и кварц образуют как идиоморфные, так и ксеноморфные индивиды, часто оплавленные, с включениями остатков девитрифицированного стекла. В зависимости от степени раскристаллизации структура основной массы бывает микропойкилитовая, фельзитовая и стекловатая. Наиболее характерна микропойкилитовая, образованная неправильными выделениями кварца и пойкилитовыми включениями в нем идиоморфных короткостолбчатых табличек калиевого полевого шпата. Изредка встречаются радиально-лучистые скопления полевого шпата с девитрифицированным стеклом в центральной части сферолитов. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, в измененных породах по полевому шпату развиваются карбонат, хлорит. Единичные кристаллы акцессориев представлены цирконом, ортитом, анатазом и ксенотимом, рудные - пиритом, магнетитом.

Полнокристаллические породы скв. Ладинская-3, аналогичные кварцевым порфирам и обогащенные на 35 - 40 % вкрапленниками кварца и санидина, в основной кварц-полевошпатовой массе имеют мелкие выделения фемического минерала, плекрохройрующего в синезеленых тонах, возможно, щелочного состава и, по данным химического анализа, отнесены к комендитам. Редкие разновидности с фельзитовой, чаще микропойкилитовой структурой основной массы и единичными порфирами плагиоклаза являются риолитовыми порфирами.

Туфы кислого состава представлены литокристаллокластической, мелкообломочной, реже пепловой разновидностями светло-серой окраски с зеленоватым, буроватым и фиолетовым оттенками. Кластический материал состоит из калиевого полевого шпата, кварца, спорадически встречающегося плагиоклаза, единичных чешуек биотита и обломков кварцевых порфиров, риолитовых порфиров, иногда кварцевых ортофиров. В ряде случаев для обломков пород характерна микрополосчатая и неясно флюидальная структуры. Обломки пород и минералов находятся в различных процентных соотношениях, тем не менее пирокласты минералов значительно преобладают. Размер обломков минералов от 0,05 до 12 мм, а обломки пород достигают 3 см. Связующая масса алевропелитовая с прослойками микрофельзитовая за счет раскристаллизации пеплового материала. Она составляет 60 - 90 % породы и часто замещается карбонатом, хлоритом, глинистыми продуктами, реже гидрослюдой. В значительном количестве присутствуют гидроксиды железа. Среди вулканогенных толщ девона в ДДВ нередки и туфы смешанного состава, обладающие пестрой окраской и состоящие из обломков, характерных для туфов как базальтового, так и кислого состава.

Лимбургиты и авгититы - наиболее распространенный вид среди щелочно-ультрасосновных пород. Обладают порфировой, сериально-порфировой или афировой структурами и плотной черной, темно-зеленой, реже буроватой основной массой.

Вкрапленники лимбургитов (фото II) в порфировых разновидностях составляют 8 - 10 % и представлены призматически-таблитчатыми кристаллами диопсид-авгита (3 - 35 %) (оптические константы:  $n_g = 1,708-1,716$ ;  $n_p = 1,679-1,683$ ;  $n_m = 1,687-1,690$ ;  $2V = 55 - 60^\circ$ ;  $c \text{ Ng} = 42 + 48^\circ$ ), а также оливина (3 - 12 %), относящегося к хризолиту ( $n_g = 1,695-1,705$ ;  $n_p = 1,659-1,665$ ;  $n_m = 1,673-1,679$ ;  $2V = -(84 - 87^\circ)$ ). Кристаллы пироксенов достигают величины 0,1-0,8 x 0,6 - 3 мм, окрашены в желтовато-зеленый цвет,



как правило, свежие, но иногда подвергаются слабой хлоритизации и эпидотизации. Встречаются образцы с субпараллельным расположением вкрапленников, и тогда структура становится явно линофировой.

Следует подчеркнуть, что диопсид-авгитовый состав пироксенов является характерной особенностью всех разновидностей щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных пород ДДВ. Зерна оливина (0,4 x 0,7 - 2,6 мм) зачастую имеют округлую и овальную формы, в меньшей мере - идиоморфные. Слабо измененные его кристаллы в скв. Седневская-310 имеют оплавленные вершины и грани, совершенно бесцветные; в остальных случаях замещаются серпентином и хлоритами. Среди вкрапленников нередко присутствуют титаномagnetит (I - 3%) и единичные оплавленные пластинки размером 0,1-0,8 x 0,3 - 2,5 мм. Основная масса состоит из микролитов клинопироксена, мелких зерен оливина, титаномagnetита и выполняющего интерстиции магматического стекла. Отмечаются выделения неизмененного изотропного стекла, насыщенного весьма мелкими (0,01-0,001 мм) иглами моноклинного пироксена. Мелкие включения рудного минерала иногда заполняют основную массу до такой степени, что она становится непрозрачной в проходящем свете. Средний минеральный состав лимбургитов следующий (в %): оливина 6, пироксена 65, титаномagnetита 8, стекла и вторичных продуктов 21; акцессорные - апатит, перовскит.

Авгититы (фото 12) отличаются от лимбургитов отсутствием в порфирированных выделениях оливина, более титанистым составом клинопироксена и появлением незначительного количества эгирин-авгита. Породы, по составу близкие к лимбургитам, но с мелкими индивидами анализированного нефелина в основной массе, отнесены к а н к а р а т р и т а м. С другой стороны, в телах лимбургитов встречены шпир, где количество вкрапленников оливина возрастает до 35 - 45% при содержании стекла не выше 5, а общее число темноцветов достигает 80 - 90. По составу такие различия соответствуют пикрит-порфиритам (фото 13). Тесная ассоциация пикрит-порфиритов, лимбургитов и анкаратритов наблюдается в пределах Седневской площади.

Не менее широко в ДДВ распространены м е л а н е ф е л и н и т ы, которые преимущественно развиты в пределах Миргородской, Кинашевской и Белоцерковской площадей; представлены как порфирированными, так и афировыми разновидностями. В меланефелинитах с порфирированной структурой вкрапленниками являются сериально-порфирированные кристаллы диопсид-авгита, нефелина, редко титаномagnetита и меланита, кото-

рые погружены в зеленовато-бурю изотропную основную массу, в свою очередь пересыщенную мельчайшими включениями рудного минерала (фото I4). Клинопироксены размером 0,2-1,2 x 1 - 2,6 мм интенсивно, часто полностью замещаются кальцитом. Нефелин имеет квадратные, шестиугольные и короткопрямоугольные разрезы с максимальным размером по удлинению до 0,3-0,4 мм; замещается буроватыми, розовато-буроватыми минералами группы содалита, либнеритом (?), реже анальцимом, цеолитом. В участках скоплений нефелина наблюдается нефелинитовая структура базиса. Единичные округлые и ичевицеобразные темно-бурные до черных вкрапленники меланита (0,4-0,9 мм) иногда находятся в сростании с кальцитом. Некоторые породы обогащены апатитом до 3 - 5 %. В меланефелинитах части мицдалины округлой и вытянутой овальной форм, заполненные анальцимом, кальцитом. Количественно-минеральный состав (в %): пироксена 40 - 50, замещенного нефелина 10 - 30, рудного минерала - 10 - 20, изотропного мезостазиса 10 - 15, апатита 1 - 5; акцессорные - меланит, рутил. Афировые разновидности обнаружены в скв. Кинашевская-3 и обладают микрогипидиоморфной структурой.

В этой же скважине встречены и описаны слюдяные оливиновые меланефелиниты. Структура их порфировая. Вкрапленники представлены овальными зернами оливина (0,2-0,5 x 0,3-1 мм), полностью замещенными спутанно-волокнистым серпентин-хлоритовым агрегатом. Основная масса сложена удлиненными призмами диопсид-авгита, короткими пластинками флогопита (0,4x0,1 - 0,2x0,1 мм), титаномagnetитом, мелкими выделениями замещенного нефелина и оливина, хлоритизированным, в меньшей мере серпентинизированным мезостазисом, выполняющим незначительные промежутки между минералами. Зерна клинопироксена размером 0,4 - 2 мм по удлинению замещаются карбонатом, хлоритом. В свежих индивидах он окрашен в желтовато-зеленые тона, нередко эгиринизирован по периферии. Слюда представлена зональными кристаллами (по *Ny* - розовато-коричневая, по *Nz* - желтая), центральные части которых соответствуют флогопиту, а краевые, интенсивно окрашенные в красновато-бурные тона, - биотиту. Удлиненные ее чешуйки часто окаймляют зерна оливина. Для слюдяных оливиновых меланефелинитов характерны мицдалины, достигающие размеров фенокристаллов оливина, которые заполняются кальцитом. Нередко кроме округлой, они имеют расплывчатые шестиугольные и прямоугольные формы, что указывает на возможность замещения порфиров первичного нефелина. Количественный состав породы (в %): пироксена 50 - 60, оливина 5 - 10, флогопита 10 - 15, замещенного нефелина 6 - 10, рудного минерала 15 - 20; акцессорные - апатит, меланит, рутил.



Нефелиновые мелалейцититы - очень редкие породы в ДДВ. Они иногда встречаются в отдельных обломках туфобрекчиевых толщ Белоцерковской и Кинашевской площадей. По минеральному составу нефелиновые мелалейцититы идентичны меланефелинитам с той разницей, что вкрапленники нефелина сменяются лейцитом, полностью замещающимися анальцимом, слодами и карбонатом. В основной массе, наряду с мелкозернистым лейцитом, присутствует нефелин. Содержание лейцита составляет 8 - 10 %. Эти породы на 80 - 90 % обогащены фемическими минералами.

Туфобрекчи и кластолавы щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного состава в настоящее время уже не представляют большой редкости для описываемого региона. Кроме известных ранее толщ этих пород в скважинах Остапьевско-Белоцерковского выступа [13], в пределах Берестовецкой, Брусиловской и Ладинской площадей [36], нами они установлены в скважинах Кинашевская-1, 2, 3, 7; Ильинецкая-1; Монастирищенская-19; Миргородская-238; Великобогачанская-7 и Дорогинская-6.

По размерности, составу и количеству кластического материала туфобрекчи и кластолавы весьма разнообразны. Содержание обломков изменяется от 30 до 90 %; обычно в их число входят обломки пород, иногда стекла и осколки минералов, изредка идиоморфного облика. Величина обломков пород колеблется от нескольких миллиметров до 5 - 10 см, иногда крупнее. Наиболее типичная картина для кластолав, когда обломки пород цементируются стекловатой массой с обильными вкрапленниками осколков темноцветных минералов, причем обломки пород и цемент являются продуктами щелочно-базальтоидных и щелочно-ультраосновных лав. Среди кластитов пород самой разнообразной формы (от остроугольной до округлой) различаются следующие дифференциаты: нефелиниты и меланефелиниты, лейцитовые базальтоиды и мелалейцититы, авгититы и лимбургиты, мельтейгиты, малиниты, пикриты и пикритовые порфириты, пироксениты, а также породы фундамента.

Структура полнокристаллических разновидностей преимущественно гипидиоморфнозернистая, а остальных - порфировая в ассоциации с миндалекаменной текстурой. Примечательно, что цементирующая масса кластолав в целом и обломков пород в частности, особенно с гялиновой основой, сильно пропитана рудным веществом при относительно слабой измененности фемических вкрапленников. Осколками минералов являются диопсид-авгиты, титаномagnetиты, в резко меньшем

количестве отмечаются оливины, эгирин-авгиты, эгирины, кальцит, нефелин, апатит, сфен, гранат и в еще меньшем - инородные индивиды калиевого полевого шпата, кварца. Обилие осколков минералов свидетельствует о большой разрушающей силе взрывных вулканических процессов. Связующий материал класталав подвергается хлоритизации, карбонатизации, реже серпентинизации. Основная масса туфобрекчий частично или полностью замещается теми же вторичными продуктами, но чаще появляется гидрослюда и заметное количество анальцима.

В тесной генетической и пространственной связи с эффузивами находятся интрузивные и жильные образования, наиболее распространены нефелинсодержащие породы.

Мельтейгиты в ДДВ впервые обнаружены З.Г.Волошиной [13] в класталавах и туфобрекчиях скв. Белоцерковская-232. Аналогичные породы установлены нами среди обломков туфобрекчиевых толщ скв. Кинашевская-I и Миргородская-238. Макроскопически мельтейгиты зеленого и темно-зеленого цвета, массивные, мелкозернистые. Микроструктура их сложная, в целом ее можно определить как порфиroidную. Фенокристаллы представлены удлинено-призматическими (0,3-0,6 x 1,2 - 3 мм) единичными зернами титаномagnetита (до 1 мм) и очень редкими овальными выделениями серпентинизированного и хлоритизированного оливина (0,8-1,2 x 1,6-2,5 мм), причем хлорит окрашен в розовато-сиреневый цвет, что характерно для хромсодержащих разновидностей. Основная полнокристаллическая масса сложена чередующимися бесцветными и буроватыми участками выделений соответственно анальцимизированного и цеолитизированного нефелина с расплывчатыми контурами и ксеноморфными пластинками флогопита между ними. Нефелин и флогопит как бы пронизываются тонкими (очень удлиненными) призмочками и игольчатыми индивидами авгита и эгирин-авгита (0,02 x 0,3 до 0,02 x 0,004 мм), образуя пойкилитовую и пойкилоофитовую структуры. В то же время по отношению друг к другу клинопироксены нередко располагаются субпараллельно. Флогопит плеохроирует от бледно-желтого ( № ) до розовато-красного ( № ) цвета. По всей сплошности породы рассеян титаномagnetит средней размерности 0,01-0,02 мм. Минеральный состав (в %): клинопироксена 60 - 65, нефелина 20 - 25, титаномagnetита 10 - 15; флогопита 2-3; аксессуарные - оливин, апатит, перовскит.

Малиниты (скв. Миргородская-238) представлены мелкозернистой разновидностью зеленовато-серого цвета и состоят из эгирина (50 - 55 %), замещенного нефелина (20 - 25 %), ортоклаза



(15 - 25 %) и титаномagnetита (5-6 %): Структура порфириовидная. Вкрапленники образованы призматическими и шестигранными зернами эгирина (0,2-0,4 x 0,5 - 1,8 мм) темно-зеленого цвета, табличками ортоклаза (0,1-0,5 x 0,5 - 2 мм) и полностью замещенным карбонатами нефелином. Содержание вкрапленников следующее (в %): эгирина 3 - 5, ортоклаза 5 - 8, замещенного нефелина 1-2. Ортоклаз иногда образует крестообразные двойники, имеет пойкилитовые включения игольчатого эгирина, нередко располагающегося параллельно граням кристаллов, спорадически - сфена и биотита. Основная масса содержит те же минералы, что и вкрапленники, а из вторичных развиваются натролит и карбонат, акцессорные - апатит, сфен.

Щелочные пироксениты - полнокристаллические породы свежего облика, макроскопически темно-зеленого цвета, иногда с бурыми оттенками. Структура панидиоморфная и сидеронитовая. Основным пороодообразующим минералом является светло-зеленый диопсид-авгит ( $n_g = 1,702-1,706$ ;  $n_p = 1,674-1,679$ ;  $n_m = 1,685-1,688$ ;  $2V = 56 - 59^\circ$ ), слабо эгиринизированный по периферии некоторых кристаллов. Размер клинопироксенов в среднем колеблется от 0,1x0,4 до 2 x 5, а в отдельных индивидах 0,3 - 10 мм и даже 2 см по удлинению (скв. Ильинцы-1). Нередко проявляются зональность и двойники. В промежутках пироксенов находятся титаномagnetит, апатит, кальцит и биотит-флогопит. Последний образует крупные (1 - 3 x 2 - 5 мм) пластинки, ксеноморфизм которых обусловлен пойкилитовыми и пойкилофитовыми вростками пироксена, magnetита, апатита и кальцита. Окраска слюды по  $n_p$  светлая, розовато-желтая, а по  $n_g$  пятнистая с участками темно-бурого и буровато-желтого цвета, что объясняется замещением флогопита биотитом. Зерна титаномagnetита размером от десятых долей до 8 мм содержат пойкилитовые вростки апатита и карбоната. В некоторых разновидностях титаномagnetит развивается в виде цемента между зернами пироксена, образуя сидеронитовую структуру, характерную для косьвитов. Примечательно, что в щелочных пироксенитах, где содержание титаномagnetита снижается до 5 - 8 %, появляется меланит (до 10 - 15 %). В подавляющем большинстве это неправильные зерна, но иногда с хорошей огранкой ромбододекаэдрических кристаллов, в центральных частях скелетно прорастающих кальцитом. В шлифах среднезернистых пироксенитов встречаются микрокристаллические прожилки мощностью 2-3 мм того же состава с ксеноморфными зернами не более 0,1 мм, но обогащенные титаномagnetитом до

35 - 40 %. Минеральный состав щелочных пироксенитов варьирует в широких пределах (в %): пироксена 50 - 65, титаномagnetита 5 - 35, меланита I - I5, апатита 2 - I0, биотит-флогопита 2 - I5, кальция I - 5.

Наряду с описанными пироксенитами, в скв. Кинашевская-I обнаружены нефелиновые пироксениты. Они состоят из эгиринизированного диопсид-авгита (60 - 70 %); титаномagnetита (I5 - 20 %); анальцитизированного, в меньшей мере всолитизированного и еще реже - замещающегося минералами группы содалита - нефелина (I0 - I5 %); апатита (3 - 5 %); хлоритизированного мезостазиса (?) (до I %); аксессуарные - лейкоксенизированный сфен.

Породы лампрофирового ряда такие, как камптониты, камптовогезиты и мончикиты, вскрыты скважинами на Мринской, Городищенской, Григорьевской, Строевской и Олишевской площадях.

Камптониты - темно-зеленые до черных меланократовые образования с лампрофировой структурой. По минеральному составу вкрапленников выделяются амфибол-пироксеновые, пироксеновые и амфибол-пироксен-биотитовые разновидности. Пироксен фенокристаллов представлен призматическими и шестигранными сечениями титан-авгита розоватой и светло-сиреневой окраски, размер кристаллов до I см; иногда он образует гломеропорфиновые сростания и имеет характерную для титан-авгитов структуру в виде песочных часов. Желтовато- и красновато-бурые порфиновые выделения амфибола наблюдаются в нечеткопризматических, шестигранных, ромбических, редко ксеноморфных разностях и по оптическим константам ( $n_g = 1,703$ ;  $n_p = 1,676$ ;  $n_m = 1,695$ ;  $cNg = 13 - 16^\circ$ ;  $2V = 80^\circ$ ), а также химическому составу относятся к керсутиту, кристаллы которого нередко имеют зональное строение - светлое ядро и более темная кайма по периферии. Иногда размеров вкрапленников достигают пластинки биотита (0,3 x 0,9 мм). Несколько чаще, чем биотит, присутствует полностью замещенный серпентином оливин. Основная мелкозернистая (0,1-0,3, в отдельных кристаллах 0,4-0,8 мм) масса состоит из тех же минералов, что и вкрапленники, плюс альбитизированный плагиоклаз, магнетит и вторичные продукты: пренит, хлорит, каолин, карбонат. В скважине Григорьевская-I, где камптониты прорывают евлановско-ливенскую соленосную толщу, интерстиции и трещинки заполнены галитом, а породообразующие минералы корродируются им. Аксессуарные - апатит, рутил, андратит [32]. Часто в камптонитах появляется ортоклаз, и тогда образуется переходная разновидность - камптовогезит.



Наиболее типичные мончикиты из скв. Мринская-1 обладают порфировой структурой. Немногочисленные вкрапленники представлены керсутитом (5-6 %) и титан-авгитом (2-3 %). Размер их колеблется от 1 до 8 мм по удлинению. Амфибол фенокристаллов, как и в камптонитах, имеет зональное строение и содержит единичные пойкилитовые включения оливина и кальцита. Основная масса состоит из многочисленных, относительно крупных (0,1-0,2 x 0,3-0,5 мм) выделений керсутита и более мелких (0,01-0,05 x 0,05-0,6 мм) призмочек авгита, погруженных в цеолитизированную среду. Отмечаются редкие пластинки биотита. В результате пересчета породы на нормативный состав выявлено от 2 до 16 % нефелина. Количественный состав (в %): керсутита 20 - 25; авгита, титан-авгита 15 - 20; титаномagnetита 10 - 15; биотита 1-2 и цеолитизированного цемента 30 - 35; акцессорные - апатит, рутил, пирит, оливин.

Э с с е к с и т ы обнаружены только в скважине Григорьевская-1 в ассоциации с камптонитами, мончикитами и щелочными сиенитами. Все указанные породы пропитаны галитом, который особенно интенсивно разбедает амфибол и клинопироксен. Структура эссекситов кристаллически-равномернозернистая, существенно образованная альбитизированным андезином (№ 40 - 45) и количественно подчиненными ему ортоклазом, фиолетовым титан-авгитом, красновато-бурым керсутитом, а также единичными листочками биотита. По содержанию фемических минералов (25 - 30 %) порода относится к лейкократовой разновидности. Керсутиту свойственны те же оптические константы, что и камптониту. Он образует идиоморфные шестигранные сечения размером 0,1-0,7 x 0,6 - 2,1 мм. Кристаллы титан-авгита несколько меньше (0,2-0,8 x 0,4 - 1,8 мм), нередко со структурой в виде песочных часов; кроме галита незначительно замещается хлоритом, иногда имеет пойкилитовые вросстки плагиоклаза. Ортоклаз образует ксеноморфные выделения между неориентированно расположенными лейстами плагиоклаза (0,2-0,4 x 0,7-1,7 мм). Последний часто полисинтетически sdвойникован и в отдельных индивидах интенсивно замещается пренитом и хлоритом. Наряду с галитом пренит, хлорит и реже кальцит заполняют интерстиции между минералами. Количественно-минеральный состав породы таков (в %): плагиоклаза 45 - 50; ортоклаза 20 - 25, керсутита 15 - 20, титан-авгита 5 - 8; титаномagnetита 2-3, апатита 2-2,5. Титаномagnetит образует скелетные выделения, а апатит пронизывает породу в виде длинных тонких игл.

М о н ц о н и т ы образуют постепенные переходы с камптово-

гезитами в скв. Городище-500 и представлены меланократовой разновидностью. Структура монцонитовая, микропояклитовая. Первая обусловлена ксеноморфизмом калиевого полевого шпата по отношению к плагиоклазу, вторая - микровключениями пироксена, биотита и рудного минерала в полевых шпатах. Наиболее распространенный фемический минерал - зеленоватый диопсид-авгит (35 - 40 %) в идиоморфных кристаллах размером 0,1-0,5 x 0,3-1,2 мм и в виде редких гломеропорфировых скоплений зерен. Бурый биотит (3 - 5 %) в подавляющем большинстве имеет размер пластинок 0,0 x 0,1 мм, редко достигая 0,1 x 9,4. Оливин (1-2 %) обычно целиком замещается карбонатом. Плагиоклаз андезитового состава (№ 39 - 42) подвержен процессу альбитизации, незначительно замещается хлоритом, карбонатом и составляет 20 - 25 % объема породы. Ксеноморфные выделения ортоклаза (15 - 20 %) в краевых частях некоторых зерен слабо цеолитизированы. Рудные минералы - ильменит и титаномagnetит (10 - 12 %), акцессорные - апатит, сфен, пирит.

Кварцевые монцониты впервые обнаружены нами в скв. Раищенская-325 на глубинах 3251 - 3254 м в ассоциации с гранофировыми порфирами, ортофирами и трахиандезитами. Гипидиоморфнозернистая структура их образуется плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, амфиболом и биотитом. Наиболее идиоморфны лейсты плагиоклаза (андезин № 41 - 45), которые составляют 28 - 30 %. Примерно в равных количествах с плагиоклазом находится калий-натриевый полевой шпат в резко ксеноморфных зернах. Амфибол представлен зеленым актинолитом (20 - 25 %); он образует бесформенные выделения, обрастающие полевыми шпатами. Как правило, в сростании с актинолитом находится бурый биотит (1-2 %). Рудные минералы - магнетит, акцессорные - апатит, сфен, рутил (иногда с сердцевидными двойниками) и пирит.

Щелочные сиениты - розовато-серые среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из пертитизированного калиевого полевого шпата (80 - 85 %), галит-анальцима (5 - 8 %) и фемических минералов (10 - 13 %) - авгита, эгирина-авгита, эгирина, ярко-красного биотита. Лейсты полевого шпата (0,05-0,4 x 0,2-1 мм) интенсивно альбитизированы, реже пернитизированы. На контакте с галит-анальцимовыми выделениями, заполняющими промежутки между минералами, образуются узкие полоски альбита. Кристаллы пироксена (размером от микроскопических зерен до 0,7 x 2,6 мм) составляют не более 10 %, причем его микровключения в полевых шпатах представлены авгитом, а эгирином и эгирин-авгит



сосредоточиваются в галит-анальцимовой массе и на контакте с ней. Содержание биотита 2-3 %. Из вторичных минералов, кроме указанных, встречается кальцит. Рудные - титаномагнетит (2-3 %), пирит, акцессорные - апатит, сфен, циркон. В скв. Строевская-333 сиениты подвергались значительному воздействию вторичных процессов, проявившихся в интенсивной пелитизации полевых шпатов и полном замещении фемической составляющей карбонатом, эпидотом и рудными минералами.

Кварцевые сиениты, как и щелочные, имеют гипидiomорфнозернистую структуру, но отличаются минеральным составом. Фемические минералы представлены зеленоватым диопсид-авгитом (3 - 5 %), обычно в ксеноморфных зернах, зеленым амфиболом (2-3 %), часто замещающим пироксены, и бурным биотитом (0,5-1 %). Основными породообразующими минералами являются интенсивно пелитизированный и серицитизированный альбит-олигоклаз (№ 3 - 13) и калий-натриевый полевой шпат. Плаггиоклазы в виде коротких таблиц составляют 40 - 45 % породы, зачастую полисинтетически сдвоены; в более основных олигоклазах иногда проявляется слабо выраженная зональность. В подчиненном количестве (20 - 25 %) по отношению к плаггиоклазу находится щелочной полевой шпат микропертитового строения. Интерстиции полевых шпатов заполняются ксеноморфными выделениями кварца (12 - 15 %). Последний нередко образует микрографические срастания с калиевым полевым шпатом, причем хадакритами являются ростки кварца. Пироксены большей частью замещаются эпидот-цоизит-карбонатным материалом. Рудные представлены магнетитом (3 - 5 %), акцессорные - апатитом, сфеном, цирконом. Следует отметить, что кварцевые сиениты, с одной стороны, очень близки по составу к гранодиоритам, с другой - к кварцевым диоритам. От первых они отличаются более низким содержанием темноцветов и значительным количеством щелочей ( $K_2O + Na_2O = 8 - 9 \%$ ), а от вторых - меньшим содержанием кварца и более кислым составом плаггиоклаза.

Наконец, самыми распространенными среди дайковых образований являются диабазы. Поскольку они были тщательно изучены Л.Г.Бернадской [2], мы приводим лишь общую их характеристику. Это мелко- и крупнозернистые породы зеленовато- или темно-серого цвета офитовой и пойкилоофитовой структуры. Главными породообразующими минералами являются плаггиоклаз (№ 32 - 84) и моноклинный пироксен ( $+2V = 42 - 56^\circ$ , с  $Mg = 39 - 48^\circ$ ). Плаггиоклаз и пироксен находятся примерно в равных количествах при незначительном преобладании то одного, то другого. В некоторых разновидностях

присутствует оливин (I - 5 %). Рудные представлены главным образом титаномагнетитом, в резко подчиненном отношении к нему отмечаются ильменит, пирит и халькопирит, акцессории - апатит, сфен. Из вторичных минералов в порядке значимости присутствуют: альбит, хлорит, кальцит, роговая обманка, пренит, кварц, биотит. Процесс замещения в некоторых диабазах длится вплоть до образования типичных пропилитов.

Таким образом, на основании геолого-петрографических исследований изверженных пород ДДВ отмечены следующие особенности: присутствие в базальтах более кислого плагиоклаза (в основном олигоклаз-андезина), чем в нормальных разностях; сложная дифференцированность как по минеральному составу, так и по количественной представительности петрографических видов пород щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации, в большинстве случаев содержащих оливин; наличие субкальциевого авгита в базальтоидах и смена его диопсид-авгитом в породах ультрамафитового состава; широкое развитие базальтов, андезит-базальтов, трахибазальтов и почти полное отсутствие андезитов на фоне часто встречающихся трахиандезитов в базальт-трахитовой серии; принадлежность значительной части пород к калишпатсодержащим, постоянное преобладание среди рудных и акцессорных титансодержащих минералов во всех разновидностях пород - титаномагнетита, сфена, ильменита, рутила, меланита; широкое проявление характерных постмагматических преобразований - аргиллизации, хлоритизации, карбонатизации, серпентинизации, эпидотизации, пренитизации, анальцимизации, реже цеолитизации; присутствие галита в составе многих пород.

Вулканические продукты описываемого региона, а также сопровождающие их интрузивные и жильные образования по петрографической принадлежности вполне сопоставимы не только с аналогами Припятской впадины и зоны сочленения Донбасса с приазовской частью Ущ, но весьма близки к породам Маймеча-Котуйской провинции Сибири и Восточно-Африканской рифтовой зоны. Исходя из приведенной ассоциации пород, среди них вполне могут быть обнаружены карбонатиты и глубинные дериваты взрывного генезиса, что расширяет перспективность ДДВ на поиски рудных и нерудных полезных ископаемых.



В связи с позднепалеозойско-раннемезозойской тектоно-магматической активизацией в Западном Причерноморье интенсивно проявились разломы и связанная с ними вулканическая деятельность.

До начала параметрического и структурно-поискового бурения на юго-западе Одесской области, т.е. в восточной части палеозойского перикратонного прогиба, Министерством геологии УССР был проведен комплекс региональных геофизических исследований. В составе осадочного чехла лишь предположительно отмечалось наличие мощного эффузивного комплекса. Только в районе г. Арциз, у с. Павловка, магниторазведкой более точно была осконтурена четкая локальная положительная аномалия, которая отождествлялась с внедрением в осадочный чехол магнитоактивных магматических пород. Структурно-поисковым бурением объединением Крымгеология последних лет на Татарбунарской, Юбилейной и других площадях установлено широкое и мощное развитие эффузивов основного, среднего и кислого состава.

Первые сведения о наличии в Сасынской зоне прогиба (южной части Прут-Днепровского междуречья) эффузивных пород были получены в 50-е годы. Скважиной, пробуренной в 1953-1954 гг. на западном побережье оз. Сасык (с. Глубокое), под отложениями юры был вскрыт эффузивный комплекс мощностью 183 м. Изучением его в 1954 г. занималась группа молдавских геологов под руководством А.А. Чумакова. Эффузивы представлены главным образом туфолавными и туфобрекчиевыми бескварцевыми порфирами и их туфами в тесной ассоциации с туффитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми образованиями. Подобная ассоциация пород, по мнению А.А. Чумакова [77, 78], указывает на геосинклиальные условия их формирования. По нашему мнению, они относятся к субплатформенным условиям образования. Породы в значительной мере изменены процессами гипергенеза: на них развита довольно мощная (до 20 м) кора выветривания.

Время проявления эффузивной деятельности на юге междуречья Днестр - Прут А.А. Чумаков связывал с киммерийскими тектоническими движениями в Добрудже, а сам эффузивный комплекс он рассматри-

вал как продолжение покровных порфиров и дацитов, распространенных в зоне Тулча в Северной Добрудже. Палеотипный облик эффузивов в районе с.Глубокое объясняется тем, что они претерпели эпигенетическое перерождение и динамометаморфизм. Параметрическим бурением второго этапа при изучении эффузивного комплекса Сасыкской зоны установлены огромная мощность вулканогенно-осадочной толщи, грандиозность и интенсивность тех процессов, которые протекали здесь в период ее формирования.

Результаты литолого-петрографических исследований этих пород приведены в работах В.Г.Бондаренко, Б.И.Денега, В.Д.Рогожника, Г.И.Мурзиной и других геологов объединения Крымгеология и УкрНИГРИ МГ УССР, а также В.А.Семка (ИГМ АН УССР), занимавшихся первичной обработкой материалов бурения.

Эффузивный комплекс, вскрытый и изученный в Сасыкской зоне прогиба, не имеет аналогов в западной части. Здесь вулканизм не был столь активным. Продукты вулканической деятельности известны с конца позднего палеозоя и описаны В.М.Бобринским в составе пород нижнеготтешской подсвети перми. Этот факт в известной мере может указать на синхронность формирования вулканогенно-осадочного комплекса или какой-то части его в Сасыкской зоне и нижнеготтешской подсвети на Западе Причерноморского прогиба. Тектоно-магматическая активизация в прогибе связана с позднегерцинской эпохой, когда, по данным Б.С.Слюсарь, В.И.Няга [65] и М.С.Шаповалова, на Мизийской плите и в пределах описываемого прогиба повсеместно шло накопление молассы. К этой же эпохе, по-видимому, относится активизация движений по разломным структурам в восточной части Преддобруджья, обусловившая интенсивное излияние лав в сравнительно узкой, но весьма подвижной Сасыкской зоне. Киммерийская тектоно-магматическая активизация связана с поздне-среднетриасовым временем. Она проявилась излияниями эффузивов в зоне Тулча. Тогда же произошла существенная перестройка режима тектонических движений в геосинклинали Северной Добруджи. Это привело к смещению области максимальных накоплений осадков верхнего триаса на север (материалы результатов бурения скв. 5 в районе г.Килия).

Осадочно-эффузивный комплекс, вскрытый на Татарбунарской, Юбилейной и других площадях, представлен чередованием основных и средних пород в нижней части разреза, а в верхней — щелочными породами среднего и кислого состава.



## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Петрохимическая классификация вулканитов Западного Причерноморья, предложенная Н.П.Семеновко, основана на нормативном содержании кварца и нефелина, а также на соотношении полевых шпатов. Величина ортоклазовой составляющей представляет собой долю калиевого полевого шпата среди всех полевых шпатов породы (в процентах). Роль анортитовой составляющей (номер плагиоклаза) определяется по содержанию плагиоклаза в общей полевошпатовой части.

По количеству калиевого полевого шпата среди вулканитов Западного Причерноморья выделяются следующие ряды дифференциатов: I - известково-щелочной ( $Or$  0 - 25 %), II - среднекалиевый ( $Or$  25 - 50 %), III - высококалиевый ( $Or$  50 - 75 %), IV - ультракалиевый ( $Or > 75$  %) (фото I5) (см. рис. 3). По наличию кварца и нефелина выделены такие семейства пород: слабонедосыщенные ( $Ne$  0 - 5 %), насыщенные ( $q$ ,  $Ne = 0$ ), нормальные ( $q$  0 - 5 %), слабопересыщенные ( $q$  5 - 15 %), пересыщенные ( $q$  15 - 30 %), сильнопересыщенные ( $q > 30$  %). При выделении групп пород внутри каждого семейства учитываются величины полевошпатовых отношений.

Семейство слабонедосыщенных пород. Миндалекаменные спилиты - это зеленовато-серые, серые до темных породы порфировой структуры. Порфиновые выделения имеют вытянутую, прямоугольную или неправильную формы. Размер их 0,5 - 5 мм. Основная масса от тонко- до мелкозернистой.

Под микроскопом структура породы олигофировая с пилотакситовой массой. Редкие вкрапленники плагиоклаза представлены альбитом. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных, вытянутых лейст альбита, имеющих извилистые очертания; промежутки между ними выполнены тонкочешуйчатым хлоритом, кальцитом и землистыми скоплениями лейкоксена. Количественно преобладает альбит (около 75 - 80 % объема породы). Миндалины округлой и вытянутой формы выполнены кальцитом и крупночешуйчатыми агрегатами хлорита. Нередко по вкрапленникам плагиоклаза развит кальцит.

Миндалекаменные андезит-базальты характеризуются небольшим содержанием кремнекислоты (в среднем 48 %), что, по-видимому, обусловлено развитием хлоритов в миндалинах, достигающих в диаметре 10 мм. Порфиновые разности по внешнему виду темно- и серовато-зеленые, черные, плотные, иногда заметно пористые. Реже встречаются афировые разности, практически без вкрапленников, с хорошо раскристаллизованной основной массой.





Микроскопически структура породы порфировая, сериально-порфировая, олигофировая с пилотакситовой, гранулит-офитовой и долеритовой структурой основной массы. Количество вкрапленников достигает 20 %, среди них развит в основном плагиоклаз (№ 4I - 5I), сдвойникованный полисинтетически по альбитовому закону и образующий простые двойники по карлсбадскому закону, реже встречается моноклинный пироксен (авгит). Акцессорные минералы представлены магнетитом и реже апатитом. Мелкие зерна магнетита распределены по породе равномерно. Из вторичных развиты хлорит и кальцит. Количественные соотношения главных породообразующих минералов следующие (в %): плагиоклаза 10 - 20; авгита 1 - 5; акцессорных до 3; основной массы 70 - 80.

Семейство насыщенных и нормальных пород. Плагиотрахиты - серовато-зеленые, серовато-коричневые, темно-серые, темно-коричневые, темно-зеленые, коричневые до черных, плотные, порфирового облика. Текстура их миндалекаменная, этакситовая и однородная. На фоне мелкозернистой основной массы видны крупные фенокристы плагиоклаза от 3 до 15 мм по длине.

Под микроскопом структура породы порфировая, олигофировая, гломеропорфировая, сериально-порфировая, базальная с микролитовой, микродиабазовой, пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристы представлены плагиоклазом (до 20 %) и единичными, сильно разрушенными зернами пироксена. Первичный плагиоклаз встречается в виде реликтов и представлен андезином (№ 30 - 40), сдвойникованным полисинтетически по альбитовому и карлсбадскому законам и образующий простые двойники по манэбахскому и карлсбадскому законам.

Альбит и альбит-олигоклазы (№ 0 - 17) замещают андезин и характеризуются упорядоченностью от 0,5 до 1,00, по А.С.Марфунину [42]. Фенокристы альбитов чаще встречаются в подошве потоков и кверху сменяются андезинами. Для альбитов характерны полисинтетические двойники по альбитовому, карлсбадскому, манэбахскому, эстерельскому и аклиновому законам.

Основная масса сложена беспорядочно ориентированными, реже обволакивающими миндалина лейстами плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены мелкими зернами пироксена, кальцитом, хлоритом и рудной пылью. Отдельные лейсты плагиоклаза и пироксена полностью замещены кальцитом и хлоритом. Единичные разрозненные миндалины округлой и овальной формы имеют зональное строение: центральная часть занята криптокристаллическим кальцитом и хлоритом, на периферии - чистым хлоритом.

**А н д е з и т - б а з а л ь т и** - темно- и серовато-зеленые, серовато-коричневые, серые до черных мелкокристаллические породы. В мелкозернистой основной массе наблюдаются крупные (до 15 мм по длине) фенокристы плагиоклаза. Текстура однородная, миндалевая (гороховая).

Микроскопически структура породы порфировая, сериально-порфировая, базальная с гранулит-офитовой основной массой. Минеральный состав (в %): плагиоклаза 50 - 80, пироксена (моноклинного) 2 - 30; хлорита I - 3; кальцита I-2; рудных I - 5.

Фенокристы представлены плагиоклазом (№ 60 - 67), двойникованным полисинтетически по альбитовому закону, реже встречаются сочетания полисинтетических двойников по альбитовому и по манбах-эстерельскому законам. Кроме того, отмечены двойникования по альбитовому и карлсбадскому законам.

Основная масса сложена лейстами плагиоклаза состава андезин - лабрадор и мелкими зернами авгита. В интерстициях развиты хлорит, кальцит и мелкие зерна магнетита. Миндалины имеют идеально-округлую форму и выполнены хлоритом и кальцитом.

**Т р а х и т - с а н и д и н и т ы** - светло-коричневые, светло-серые и буроватые плотные породы, структура их порфировая. Фенокристы представлены обычно санидином. Основная масса микролитовая. В результате магматического течения в них видна параллельная ориентировка микролитов. Основная масса сложена лейстами кислого плагиоклаза и щелочного полевого шпата.

**У л ь т р а к а л и е в ы е т р а х и т ы** залегают в виде лавобрекчий и лавовых потоков. Макроскопически серовато- и темно-коричневые, плотные. Текстура их брекчиевидно-такситовая. Во флюидальной массе включены различно ориентированные обломки ультракалийевых трахитов. Границы между обломками и лавой не четкие. Структура цемента аллотриоморфная, кварц-полевошпатовая (фото I6).

Для ультракалийевых трахитов характерна порфировая структура с микрофельзитовой основной массой. Фенокристы представлены полностью хлоритизированными зернами темноцветов и полевыми шпатами. Полевой шпат встречается в виде ромбов, квадратов и прямоугольников, представлен санидином, ортоклаз-микропертитом и ортоклазом. Калиевый полевой шпат образует простые двойники по манбахскому закону. По трещинам часто развиваются карбонаты, нередко захватывающие и фенокристы калиевых полевых шпатов.

Семейство слабопересыщенных пород. К в а р ц е в ы е п л а



г и о т р а х и т ы - темно-коричневые и темно-зеленые, плотные образования. Текстура их мицдалекаменная. Мицдалины вытянутой или линзовидной формы выполнены кварц-карбонатным веществом. В афанитовой основной массе видны крупные фенокристы плагиоклаза длиной до 15 мм. Микроскопически структура породы порфировая, линофировая, базальная, с микродиабазовой и пилотакситовой основной массой. Крупные фенокристы плагиоклаза, представленного альбитом, заключены в основной массе, состоящей из множества разноориентированных лейст альбита, в промежутках между которыми расположены магнетит, гематит, хлорит, кальцит. Для фенокристов плагиоклаза характерно тонкое полисинтетическое двойникование по альбитовому закону. Нередко отмечается точечная серицитизация вкрапленников плагиоклаза и включения в них гематита и магнетита. Мицдалины имеют обычно зональное строение: центральная часть выполнена кальцитом, а периферическая - кристаллическим кварцем. Нередко их обтекают субпараллельные микролиты плагиоклаза. Местами в основной массе наблюдаются участки, сложенные кварц-полевошпатовым веществом с характерной аллотриоморфной структурой.

Макро- и микроскопически плагиотрахиты кварцевые и плагиотрахиты очень близки. Единственное отличие - наличие свободного кремнезема в виде кварца в первых и отсутствие его во вторых.

К в а р ц е в ы е а н д е з и т - б а з а л ь т ы - темно-зеленые и темно-коричневые с зеленоватым оттенком массивные породы. Текстура их мицдалекаменная. Размеры мицдалин в диаметре от нескольких до 10 мм. Мицдалины выполнены кальцитом, кварцем, реже цеолитами. Минеральный состав (в %): плагиоклаза 70 - 30; моноклинного пироксена 2 - 10; амфибола I; рудных 3 - 10; кальцита I - 3; кварцита 2 - 5; хлорита I - 5. Под микроскопом структура породы офитовая, сериально-порфировая с микродиабазовой и гранулит-офитовой основной массой. Фенокристы представлены плагиоклазом (№ 40 - 50), нередко сильно корродированы.

К в а р ц е в ы е т р а х и а н д е з и т - б а з а л ь т ы - темные, массивные, эффузивные породы. Текстура их мицдалекаменная, структура афанитовая. На фоне черной мелкозернистой основной массы видны мицдалины оливкового цвета диаметром 5 - 10 мм.

Макроскопически структура породы гломеропорфировая, олигофировая с пилотакситовой основной массой. Фенокристы представлены плагиоклазом (№ 40 - 50), реже моноклинным пироксеном. Основная масса состоит из магнетита, плагиоклаза, щелочного полевого шпата

и монокли́нного пироксена. Миндалины выполнены кварц-карбонатным веществом.

Лавобрекчия щелочных кварцевых трахитов - зеленовато- и темно-коричневая, плотная пирокластическая порода. Текстура брекчиевиднотакситовая.

Макроскопически структура породы лито-кристаллокластическая. Порода состоит из округлых, частично корродированных и оплавленных кристаллов плагиоклаза и обломков щелочных кварцевых трахитов. Цемент - микрофельзитовая стекловатая масса, сильно загрязненная рудной пылью. Для плагиоклаза характерно полисинтетическое двойникование по альбитовому закону. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом (№ 8 - 18) с упорядоченностью 0,74-0,75, реже встречается андезин (№ 33) с упорядоченностью 1,0. Калиевый полевой шпат представлен ортоклаз-микрпертитом и санидином, образующими простые двойники по манэбахскому закону. Санидин наблюдается в виде шести- и прямоугольников.

Ультракалиевые кварцевые трахиты - андезит-базальты - темно- и серовато-коричневые, плотные породы. Текстура однородная. Структура от мелкозернистой до стекловатой, микроскопически - порфи́ровая с микрофельзитовой, микролитовой, аллотриоморфной основной массой. Фенокристы представлены полностью хлоритизированными вытянутыми зернами темноцветов и ромбовидными или прямоугольными кристаллами санидина. Встречаются в виде лавобрекчий и лавовых потоков.

Семейство пересыщенных пород. Щелочные риолиты - темно-, светло- и зеленовато-коричневые, плотные образования. Текстура их однородная, атакситовая, флюидальная. Флюидальность обуславливается чередованием полос фельзитового и микросферолитового сложения. В пределах каждого слоя сферолиты расположены цепочкой, здесь же присутствуют неполные сферолитовые образования: розетки, веера и лучистые агрегаты - элемент радиально-лучистой структуры.

Микроскопически порода состоит из кварц-полевошпатового агрегата. Структура афировая с микролитовой, аллотриоморфной или фельзитовой основной массой. Щелочные риолиты отмечаются в виде лавобрекчий и лавовых потоков.

Туфы андезит-базальтов - коричневая, серая и серовато-зеленая обломочная порода. Текстура брекчиевиднотакситовая, эвтакситовая. Структура алевритовая. Микроскопически



структура лито-кристаллокластическая. Порода сложена неотсортированными, слабо окатанными обломками андезит-базальтов и осколками зерен кварца и плагиоклаза. Рудная пыль концентрируется на границах обломков, образуя неровные полосы. Цемент представлен пепловым и карбонатным веществом.

**Р и о л и т ы** - темно- и серовато-коричневые эффузивные породы. На фоне стекловатой массы видны буровато-желтые вкрапленники плагиоклазов (I - 3 мм по длине).

Микроскопически структура порфировая, гломеропорфировая, с фельзитовой, флюидальной и микророговиковой основной массой. В стекловатой основной массе расположены фенокристы плагиоклазов и редкие хлоритизированные вкрапленники амфиболов. Зачастую вкрапленники плагиоклаза полностью замещены кальцитом. Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом, образующими простые двойники по манэбахскому закону и полисинтетические - по альбитовому.

Кварц присутствует лишь в основной массе в виде мелких зерен, выполняющих интерстиции между микролитами полевого шпата, или образует участки микропикклитового характера. Калиевый полевой шпат располагается в основной массе в виде микролитов санидина.

В результате магматического течения часто проявляется флюидальность за счет параллельной ориентировки микролитов. Содержание темных цветов невелико.

**У л ь т р а к а л и е в ы е р и о л и т ы** - серовато-желтые, плотные породы. Текстура их атакситовая. Структура мелкозернистая; микроскопически она афирная с фельзитовой и аллотриоморфной основной массой, сложенной полевошпатовым агрегатом. Отмечаются участки и трещинки, выполненные крупнозернистым кварц-полевошпатовым веществом с гранобластовой структурой. Для этих участков характерно обильное развитие кальцита.

**Семейство сильно пересыщенных пород.** **Щ е л о ч н ы е р и о л и т ы** - светло- и серовато-коричневые, а также зеленовато-серые породы. Текстура их однородная, шпироватакситовая. Микроскопически структура порфировая, афирная, с микролитовой, фельзитовой, микророговиковой, аллотриоморфной и радиально-лучистой основной массой.

Фенокристы пелитизированного плагиоклаза (№ 20 - 30) размером I - 3 мм по длине расположены в кварц-полевошпатовой основной массе. Часто порода разбита карбонатными прожилками. Рудные минералы присутствуют в незначительном количестве (I-2%). На

фоне микролитовой основной массы отмечаются участки перекристаллизации, сложенные кристаллическим кварцем и кальцитом.

Ультракалийевые риолиты — темно-коричневые породы. Текстура их флюидальная. Микроскопически флюидальность представляет собой чередование извилистых струй и потоков с различной микроструктурой. Структура породы афировая с микрофельзитовой, микролитовой и аллотриоморфной основной массой. Полевой шпат представлен санидином, образующим микролиты в основной массе, в интерстициях между которыми расположены кристаллические агрегаты кварца.



В южном обрамлении Восточно-Европейской платформы следы древнего вулканизма установлены в отложениях рифея, верхнего палеозоя, а затем мезозоя. Мезозойская (меловая) стадия вулканизма проходила в платформенных условиях на герцинском основании Скифской плиты [51].

Наиболее ранние внедрения магмы относятся к байкальской эпохе. В скв. 9 в г. Аверьяновка (Присивашье) они представлены интрузиями щелочных гранитоидов. Их возраст 600 - 620 млн. лет. По генезису эти породы непосредственно тяготеют к структурам Восточно-Европейской платформы. С доплатформенной раннегерцинской субгеосинклинальной эпохой связаны девон-раннекарбонные вулканоγενные образования. Они слагают Новоселковский и Симферопольско-Новоцарицинский выступ фундамента Крыма. В позднепалеозойское время с послегеосинклинальными и орогенными тектоническими движениями на границе среднего и позднего карбона в грабенобразных прогибах внутри герцинид Скифской плиты и у южного края докембрийской платформы отложились пермско-триасовые породы эффузивно-терригенной (с. Крыловка), карбонатной (г. Евпатория) и молассовой (около с. Новоалексеевка и г. Геническ) формаций. На Тарханкутском п-ове и в Присивашье (с. Балашовка) вулканические процессы проявлялись во время формирования ороговикованных сероцветных песчано-глинистых пород. В толщу осадочных образований внедрились пластовые тела порфиритов и интрузий гранитоидов абсолютного возраста 250 млн. лет (Балашовка, Октябрьская и Меловая площади).

В триас-юрское время в связи с раннекиммерийскими движениями в районе г. Джанкой (Орловская, Северо- и Восточно-Джанкойская, Вишняковская площади) по разломам проникала магма. Раннемезозойский вулканизм здесь представлен дацит-андезитовыми порфиритами (скважины Орловская-3, инт. 4146,0 - 4181,0 м; Северо-Джанкойская-15, глубина 4494,5 м); в пределах Новоселовского поднятия юрские андезитовые порфириты эффузивного генезиса вскрыты скв. Красновская-1 в инт. 870 - 1170 м. Эти породы залегают непо-

средственно на метаморфических сланцах карбона и принадлежат, по-видимому, лавовому потоку трещинного типа излияния. Крупное интрузивное тело встречено под песчаниками нижнего мела западнее с. Северное в скв. I, инт. 910 - 1416 м. Оно сложено среднезернистыми кварцевыми диоритами и кварцевыми диабазами верхнего триаса (абсолютный возраст 210 млн. лет, определение Ф.И. Котловской) и представляет собой, вероятно, гипабиссальную или субвулканическую интрузию. Сходство минерального состава, структуры и, по-видимому, формы триасовых интрузий Новоселковского поднятия субинтрузивных тел Горного Крыма, а также соответствие пересчитанных по катионам химических анализов не оставляют сомнения в их комагматичности.

Особенности строения триас-юрских отложений в Равнинном Крыму и их синхронность с магматизмом подтверждают сделанное в 1937 г. предположение А.С. Моисеева о том, что киммерийские (по автору "херсонесские") движения захватили не только южную, но и северную части Крыма, и, возможно, затрагивали весь Ущ. Таким образом, выясняется, что зарождение мезозойской Крымско-Кавказской геосинклинальной системы сопровождалось тектонической активизацией герцинской Скифской плиты, особенно ее слабо консолидированных участков, соответствующих внутренним и краевым позднепалеозойским прогибам. Образовавшиеся при этом на молодой субплатформе ранне-мезозойские прогибы и грабены тесно связаны генетически, а нередко и пространственно с вновь возникшей южной геосинклинальной областью. По-видимому, основные фазы активизации тектонических движений и сопутствовавшего им магматизма были в известной степени общими для Южно-Крымской геосинклинальной зоны и мезозойских прогибов Равнинного Крыма. Последние были ареальными структурами по отношению к геосинклинали Южного Крыма, но отличались от нее более кратким периодом существования. К концу средней юры эти прогибы были уже замкнуты и почти весь Равнинный Крым как единое целое сохранял в позднеюрское время приподнятое положение, за исключением самых южных участков, вовлеченных в погружения со стороны остаточной Восточно-Крымской геосинклинали.

Ранне-мезозойские прогибы и грабены Равнинного Крыма не являются геосинклинальными прогибами, так как по стилю строения имеют много общего с платформенными структурами. В то же время по особенностям внутреннего строения, проявлениям магматизма, степени дислоцированности и вторичной измененности заполняющих отложений они неоднородны и в одних случаях тяготеют по этим признакам к парагеосинклиналь-



ным или тафрогеосинклинальным прогибам, в других — лучше отвечают понятию метаплатформенных, или раннеплатформенных.

Собственно платформенный чехол в Равнинном Крыму (как и в Северном Причерноморье) начинается нижнемеловыми отложениями с вулканитами, развитыми повсеместно и залегающими резко несогласно и трансгрессивно на разновозрастных породах. Начало становления его связано с замыканием в готериве остаточных геосинклинальных прогибов Горного Крыма.

В строении чехла выделяются два структурных яруса, разделенных региональным перерывом и угловым несогласием: нижний — от нижнемеловых до среднемиоценовых и верхний — от среднемиоценовых до антропогенных образований.

На севере, вдоль границы сочленения древней и молодой платформ, тянется зона меловых грабенообразных прогибов и односторонних грабенов, намеченных впервые М. В. Чирвинской и Б. Л. Гуревичем. В западной части рассматриваемой зоны выделяется глубокий Каркинитско-Северокрымский грабенообразный прогиб глубиной 1,0–1,5 км, а восточнее — более мелкий Североазовский односторонний грабен.

Южнее простирается субширотная область приподнятого залегания подошвы меловых отложений, которая состоит из Среднеазовской и Симферопольско-Новоселовской зон поднятия, включая неглубокий Вернадовский грабен. На встречном погружении этих двух зон поднятий, против Шакалинского сужения Сиваша, расположена Нижнегорская седловина. Наконец, в юго-восточной части Равнинного Крыма выделяется глубокий Индольский прогиб, представляющий собой лишь западную часть единого Индоло-Кубанского краевого прогиба.

В Каркинитско-Северо-Крымском прогибе широко развиты вулканогенные образования (Меловая, Родниковская, Задорненская, Каштановская, Северо-Серебрянская, Орловская, Северо- и Восточно-Джанкойская, Вишняковская площади). Наиболее мощные разрезы осадочно-вулканогенных пород встречены в районах сел Меловое, Каштановка и юго-восточнее с. Орловское. Скважина Меловая-4 на Тарханкутском п-ове вскрыла средне-верхнеальбские вулканогенно-осадочные породы в инт. 2600 — 3770 м. Нижняя часть (300 м) сложена разнообломочными туфами с прослоями туфолав и лав. Выше залегают толща туфов, туффитов, туфобрекчий, туфоаргиллитов и аргиллитов мощностью 860 м. Вулканокластические породы андезитового состава образуют пачки мощностью 10 — 30 м, развитые на площади 30 — 35 км<sup>2</sup>. В восточном направлении (Родниковская, Западно-Октябрьская, Октябрь-

ская площади) вулканокластические породы замещаются вулканогенно-осадочными. Каштановский разрез осадочно-вулканогенных пород (скв. I, инт. 2870 - 3690 м) представлен внизу массивными андезитовыми порфиритами мощностью 210 м (самые верхи нижнего альба), перекрывающимися пачкой среднеальбских алевроитовых аргиллитов с тонкими прослоями туффитов. Выше (инт. 2870 - 3276 м) залегают верхнеальбские разнообломочные туфы с прослоями лав, туфолав и туффитов дацит-андезитового состава. Орловский осадочно-вулканогенный комплекс, пройденный полностью скв. 3, состоит из двух толщ вулканогенных пород, разделенных аргиллитами. Нижняя мощностью 450 м (инт. 3475 - 3940 м) сложена массивными сероцветными андезитовыми порфиритами с прослоями светлых дацит-андезитовых порфиритов. Относятся они к самым низам верхнего - среднего и частично к верхам нижнего альба. Верхняя осадочно-вулканогенная толща мощностью 900 м (верхний альб - низы сеномана) сложена в нижней части лавами, туфолавами и аргиллитами с подчиненными прослоями туфов средне- и разнообломочных, иногда лапиллиевых, в верхней части - лавами, лавобрекчиями и туфолавами с подчиненными прослоями туфов. Состав пород андезитовый и дацит-андезитовый.

Стратиграфический диапазон развития меловых вулканогенных пород Каркинитско-Северокрымского грабенообразного прогиба охватывает возрастной интервал от среднего или верхов раннего альба до низов сеномана включительно. Верхняя граница соответствует уровню затухания разрывных нарушений, ограничивающих прогиб. С этим возрастным интервалом связано также распространение кремнистых образований (опок, спонголитов, гезов) в Северном Причерноморье.

Состав вулканогенных пород (дацит-андезитовая формация), вероятно, обусловлен их происхождением из промежуточных коровых магматических очагов одного генетического уровня.

Главнейшие вулканические очаги центрального типа располагались юго-западнее с. Меловое у современной береговой линии Тарханкутского п-ова, юго-восточнее с. Орловское, северо-западнее г. Джанкой (у с. Богемка), в районах сел Алексеевка (севернее крупного краевого разрыва) и Первомайское. На Вишняковской (у с. Арбузовка) и вблизи Каштановской площадях существовали очаги излияния лав трещинного типа.

Меловой вулканизм Северокрымского прогиба можно считать унаследованным от предшествовавшего раннемезозойского периода вулканической деятельности, так как под базальными песчаниками нижнего мела



(на участках меловых вулканических очагов) обнаружены порфириты триас-юрского возраста, по структуре и составу похожие на нижнемеловые эффузивы.

Североазовский односторонний грабен глубиной 3,5 км расположен в пределах Азовского моря. Это сложнопостроенная погребенная депрессия, заполненная меловыми отложениями и разбитая продольными и поперечными разрывами.

Среднеазовская зона поднятия представляет собой приподнятую по разломам и наклоненную к югу погребенную глыбу Скифской плиты, выраженную в гипсометрии поверхности фундамента и в отложениях мела.

Симферопольско-Новоселовская приподнятая зона занимает всю центральную часть Равнинного Крыма и, судя по геофизическим данным, продолжается в пределах акватории Черного моря. В ее составе выделяются Симферопольский выступ, Новоселовское поднятие и примыкающая к ним неглубокая Альминская впадина.

Среди меловых отложений Новоселовского поднятия широко распространены прослои вулканогенных пород; они имеют такой же стратиграфический диапазон развития, что и в Каркинитско-Северокрымском прогибе (средний - верхний альб и сеноман). Представлены туфопесчаниками, туфоалевритами, туфоаргиллитами, туффитами и туфами дацит-андезитового состава. Источником вулканогенного материала были, по-видимому, вулканы Каркинитско-Северокрымского грабенообразного прогиба.

Восточнее Симферопольского поднятия расположен меловой Белогорский прогиб. Он выполнен мощной толщей песчаников, конгломератов и глин позднего готерив-барема, залегающих трансгрессивно на титон-ваданжинских отложениях Восточно-Крымского синклинория и заключающих в себе крупные экзотические глыбы и гальки древних метаморфических пород фундамента. Севернее краевых известняковых выступов синклинория протягивается полоса развития мощных толщ верхнебаррем-аптских и альбских отложений, заполняющих северную обособленную часть прогиба.

Нижнегорская седловина возникла на рубеже крупных мезозойских погружений в северной части Крыма, развивающихся в связи с формированием Каркинитско-Северокрымского и кайнозойских опусканий при формировании Индольского прогиба. Она сопровождалась, по-видимому, вулканическими процессами.

Индольский прогиб с максимальными мощностями олигоцен-нижне-

миоценовых\* отложений расположен в северной части Керченского п-ова, а неогеновый (собственно Индольский) с приосевой зоной - в южной части Азовского моря.

Строение нижней части платформенного чехла Равнинного Крыма и прилегающих районов характеризуется значительной расчлененностью, сильной дизъюнктивной нарушенностью, наличием погребенных структурных элементов и особенно широким развитием вулканогенных пород, что свидетельствует о преобладании движений доплатформенных и раннеплатформенных этапов истории геологического развития. Верхняя часть чехла отличается меньшей контрастностью и почти полным отсутствием проявлений магматизма.



Платформенный вулканизм Украины проявлялся на протяжении нескольких геологических эпох. Первая вспышка его, по-видимому, в виде дайковых тел вулканоплутонической фации произошла 2700 млн. лет назад в пределах Днепровской платформы (центральная часть Ущ) вследствие нарушения режима стабилизации (кратонизация). К этому времени относится образование первых отрицательных структур (трогов), в которых накапливался грубообломочный материал. Внедрившаяся магма основного (и частично ультраосновного) состава сформировала тела, представленные главным образом диабазами (Базавлукское дайковое поле и др.). Изотопный возраст даек этого района колеблется от 2700 до 1500 млн. лет, что отвечает раннему протерозою. Более молодые дайки (1500 млн. лет) связаны с повторной тектоно-магматической активизацией этого региона. С этим же временным интервалом связаны процессы метаморфизма даек и преобразование их в амфиболиты и амфиболитизированные породы. Среди даек диабазов свежего облика выделяются оливиновые и нормальные диабазы, двупроксеновые диабазы и конгидиабазы.

Вторая вспышка вулканизма также в виде даек, внедрившихся в сиенитовый комплекс Приазовского блока Ущ и метаморфизованные породы осницкого комплекса на северо-западе Ущ, относится к позднему протерозою; возраст 1600 - 1800 млн. лет. Дайки этой вулканической эпохи известны также в бассейнах рек Ингул и Черный Ташлык, где они выделяются в самостоятельное Ингульское дайковое поле. Дайки представлены диабазами, оливиновыми диабазовыми порфиритами, конгидиабазами и лампрофирами. Калий-аргоновым методом определен возраст лампрофира из с. Седневка (правый берег р. Ингул) - 1720 млн. лет. На основании этого, по-видимому, их можно отнести к наиболее ранним внедрениям лампрофировой магмы на Украине.

С овражской эпохой складчатости (поздний протерозой) связаны дайки северо-западной части Ущ, где они представлены диабазами, кварцевыми порфиритами; абсолютный возраст 1500 - 1300 - 1200 млн. лет. Во многих точках наблюдается секущий контакт этих даек с гра-

нитойдами кировоградско-житомирского, осницкого и коростенского комплексов. В большинстве случаев дайки относятся к послекоростенской истории формирования Ущ. Они развиты в районе сел Сновидовичи, Мушное, Томашгород, Осницк, Масевичи, Карпиловка, Александровка, Мочулянка, Боровое.

После стадии относительного покоя Ущ в конце позднего протерозоя расчленился на блоки, причем в образовавшихся впадинах (Томашгородский и другие грабены) накапливались осадочно-терригенные образования верхнего рифея. К этому интервалу времени относится внедрение даек Дубровицкого горста. На западном склоне Ущ и Припятском валу к ним относятся песчаники полесской серии. Однако, как свидетельствуют новые данные Н.А.Савченко, еще до отложения песчаников полесской серии на этой территории отлагались грубозернистые метаморфизованные терригенные породы, которые по возрасту следует отнести к среднему рифею. Они представлены коричнево-серыми кварцитами и кварцит-песчаниками, а пересекаются темно-серыми телами кислой (возможно и щелочной) магмы. Дополесские осадочно-вулканогенные образования наиболее достоверно выявлены в Клесовском грабене и на Дубровицком поднятии (северо-западный склон Ущ), в связи с чем предлагается выделить их в самостоятельную "дубровицкую серию" среднего рифея. Их возраст может быть раннерифейским. С этой фазой вулканизма, возможно, связаны на северо-западе Украины внедрения кимберлитов. К ранне-среднерифейскому времени относятся внедрения лампрофиров участка Ленчин (1150 млн. лет). Следующая, позднерифейская фаза вулканизма (1000 - 700 млн. лет), представлена sillами габбро-диабазов, внедрявшихся в толщу песчаников, аргиллитов и алевролитов полесской серии верхнего рифея. Они распространены почти на всей территории Припятского вала и за его пределы (рифейский Предгалицкий прогиб). В отдельных точках (села Камень-Каширский и Хотшов) внедрялись щелочные базальтоиды.

В связи с вендской тектоно-магматической активизацией на Припятском валу и прилегающих территориях сформировались обширные трапшопные поля, представленные афанитовыми базальтами и их туфами. Их абсолютный возраст 640 - 590 млн. лет. Во многих разрезах (Березичи, Замостье) отмечаются довольно свежие долерит-базальты. Их стратиграфическое положение окончательно пока не определено. С жемами в вулканитах участка Рафаловка (карьер Полица) связано оригинальное проявление агата и аметиста.

Несомненно, что породы внедрялись в конце вольнского времени или даже позже, так как на Восточно-Европейской платформе и ее



северном обрамлении известны случаи внедрения типичных платформенных трапшлов, происходившие в палеозое (Тиман), а также в мезозое (Земля Франца-Иосифа). В последующую, валдайскую, эпоху сформировались эффузивные, пирокластические и субвулканические тела, среди которых на Волыни известны пикритовые порфириды и меймечиты, а на севере Восточно-Европейской платформы выделены и кимберлитовые разности пород.

В палеозойскую эпоху проявлялось не менее двух-трех вулканических всплесков (фаз) внедрений: 1) силурийская, проявившаяся главным образом вдоль западного склона УЩ и в западной части Восточно-Европейской платформы в связи с отголосками каледонского орогенеза в Грампианской области северной части Скандинавии. Силурийский вулканизм представлен щелочными и субщелочными залежами; 2) девонская, проявлявшаяся во всех структурах обрамления УЩ - Припятской впадине, ДДВ и Донбассе, а также в пределах Припятского вала. Ее следы отмечаются в Солиталичском грабене, Московской синеклизе и других структурах Восточно-Европейской платформы.

По радиологическим данным, возраст вулканитов 320 - 360 млн. лет, что подтверждает позднепалеозойское время их образования. По А.С.Махначу и В.П.Корзуну, в Белоруссии (Лоевская седловина в восточной части Припятской впадины) на Ястребовском, Вышемировском, Васильевском, Борщевском, Шарпиловском, Ветхинском и других участках отлагались в эффузивной и пирокластической фациях, а также в субвулканических телах породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации. Среди них выделены щелочные трахиты, нефелиниты, лимбургиты, пикритовые порфириды, анкаратрит-пикриты, микросиениты, шонкиниты, вогезиты. Аналогичные породы (трахибазальты, мончикиты, лейцититы и другие лампрофиры) щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации работами Н.А.Савченко установлены на Припятском валу, прилегающих участках западного склона УЩ и во Львовской впадине. Вещественный состав вулканитов ДДВ детально изучен Л.Г.Бернадской, З.Г.Волошиной, З.М.Ляшкевич и В.Н.Бугаенко.

В девонское время в ДДВ сформировались три осадочно-вулканогенных комплекса (по данным А.Д.Бритченко): ниже-среднефранский, осадочно-вулканогенный, верхнефранский галогенный (с силами и дайками диабазов) и нижефаменский туфогенно-терригенный мощностью от первых сотен до полутора тысяч метров, а на Анисовской площади эта мощность достигает 2,5 км. В ДДВ эффузивные, субинтрузивные и

субвулканические тела формировались в следующем порядке: от ультраосновных (пикритовые порфириты Остапьевско-Белоцерковской площади), через основные (оливиновые базальты и щелочные базальтоиды, анкаратриты, лимбургиты, мельтейгиты, нефелиниты, нефелиновые эпидейцититы, базальты нефелиновые; эпидейцититы) до кислых эффузивов (риолитов и риодацитов) абсолютного возраста 320 - 360 млн. лет (по данным В.Н. Бугаенко). Кроме того, имеются новые материалы о проявлении в ДДВ и каменноугольного вулканизма. Последний установлен также на западном окончании Припятского вала (в Вижница-Лукувском блоке).

В зоне сочленения Донбасса с Приазовьем вдоль Волновахской зоны разломов внедрялись главным образом дайки оливиновых и толеитовых базальтов, а также породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации. Среди них Н.В. Бутурлинов отмечает представителей щелочно-базальтоидной (пикритовые порфириты, лейцитифиры, псевдолейцитовые базальты, нефелиновые базальты) и трахибазальтовой (пикрит-базальты, базальты, долериты, андезит-базальты, трахибазальты, трахиты, ортофиры, липариты и разнообразные туфы) серий. К этому же времени приурочены тела кимберлитов. Абсолютный возраст внедрившихся вулканических пород Донбасса 350 - 360 млн. лет, т.е. они относятся к девонскому времени.

С возрастным интервалом 326 - 330 млн. лет связано внедрение позднепалеозойских жильных и, возможно, дайковых тел щелочных базальтоидов Припятского вала (трахитов, тефритов, лейцититов, нефелиновых базальтов).

Со средне-верхнедевонским (или карбоновым?) щелочно-ультраосновным - щелочно-базальтоидным вулканизмом в указанных структурах сопряжен и кимберлитовый вулканизм.

Мезозойская тектоно-магматическая активизация и связанные с ней подновления древних разломов, а также внедрение вулканических тел отмечены к северу-востоку от УЩ, в восточном секторе Донбасса (район г. Новошахтинск) и на Юге Донбасса, где известны внедрения лампрофириров, представленных кампсонитами, слюдяными лампрофирами, мончикитами абсолютного возраста 180 - 160 млн. лет. Внедрившиеся лампрофиры, возможно, связаны с отголосками тектонических движений, которые в юрское время проходили в альпийской Кавказско-Крымско-Карпатской геосинклинальной складчатой области, вдоль южного и юго-западного краев докембрийской Восточно-Европейской платформы. С этим же движением связаны проявления юрского вулканизма в Западном Причерноморье.



Позднемеловой вулканизм эффузивной фации известен пока только в Степном (платформенном) Крыму, где он представлен андезитами и дацит-липаритами. На Ущ и его склонах внедрялись дайковые и жильные тела.

В третичное время, возможно, происходили перемыв и отложение более древних вулканических пород в платформенной части Украины, однако не исключаются внедрения из местных источников.

1. Бернадська Л.Г. Вулкани́ти Ровенської області. - К.: Вид-во АН УССР, 1958. - 40 с.
2. Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. - Киев: Изд-во АН УССР, 1961. - 173 с.
3. Бернадская Л.Г., Усенко И.С. Дайково-эффузивные формации Украины. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1965, с. 165 - 174.
4. Бессонова В.Я. и др. Опорные скважины СССР. Опорная скважина № 2 Оршанской впадины. - Минск: Наука и техника, 1972. - 217 с.
5. Бритченко А.Д. и др. К вопросу о среднедевонских образованиях северного борта Днепровско-Донецкой впадины - Геол. журн., 1975, 35, вып. 1, с. 112 - 117.
6. Бугаенко В.Н. Новые данные об изотопном возрасте вулканогенных пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1975, с. 82-83.
7. Бугаенко В.Н. Верхнедевонский вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Тез. докл. У Симпоз. по геохимии магмат. пород. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1979, с. 53-54.
8. Бутурлинов Н.В. Шонкинит юго-западной части Донбасса. - Тр. Донецк. индустр. ин-та. Сер. геол., 1959, 37, вып. 2, с. 13 - 21.
9. Бутурлинов Н.В. и др. Геологическое строение, вулканизм и металлогенность зоны сочленения Донецкого кряжа с Приазовским блоком Ущ. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлогенность. Киев: Наук. думка, 1972, с. 158 - 181.
10. Бутурлинов Н.В., Гоньшакова В.И., Юрченко В.Ф. Геолого-петрографическая характеристика. - В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1973, с. 186 - 229.
11. Васько В.М. Дайкові породи басейну р. Інгул. - Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геології та географії, 1962, вип. 1, с. 47 - 52.
12. Воссанчук С.С., Мазур А.Н. Вулканизм карбона Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием: Тез. докл. У Всесоюз. палеовулканолог. симпозиума. Киев: Наук. думка, 1981, ч. 1, с. 154-155.
13. Волощина З.Г. Вулканогенные образования девона центральной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. Киев: Наук. думка, 1977, с. 55 - 75.
14. Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. - Киев: Наук. думка, 1974, с. 55 - 59.
15. Гавриш В.К., Ляшкевич З.М. Рифтогенез и вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 4, с. 6 - 8.
16. Галий С.А., Бугаенко В.Н., Марушкин А.И. Титаномангнетиты из вулканогенных пород девона Днепровско-Донецкой впадины. - Докл. АН УССР. Сер. Б., 1979, № 8, с. 598 - 602.



17. Геологическое строение, вулканизм и металлоносность зоны сочленения Донецкого кряжа с Приазовским блоком Ущ (Н.В. Бутурлинов, М.В. Кобелев, С.В. Нечаев, Б.С. Панов). - В кн.: Платформенные структуры обрамления Ущ и их металлоносность. Киев; Наук. думка, 1972, с. 158 - 186.
18. Гладких В.С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенов. - Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, Отд. геол., 1972, 47, вып. 6, с. 73 - 85.
19. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатный комплекс Приазовья. - Киев: Наук. думка, 1981. - 227 с.
20. Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрохимические особенности ультраосновных - щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. - М.: Наука, 1968. - 35 с.
21. Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О. Особенности проявления щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма в структурах Русской платформы. - Сов. геология, 1973, № 2, с. 71 - 79.
22. Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки. - М.: Изд-во АН СССР, 1955, - 82 с. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 10).
23. Иголькина Н.С., Кириков В.П., Кривская Т.Ю. Основные этапы формирования осадочного чехла Русской платформы. - Сов. геология, 1970, № II, с. 16 - 35.
24. Кітйк В.І. Смішко Р.М., Куциба І.В. Нові дані про абсолютний вік вулканічних порід Дніпровсько-Донецької западини. - Доп. АН УРСР. Сер. Б., 1970, № I, с. 17-19.
25. Карбонатиты Под. ред. О.Титтла и Дж.Гиттинса. - М.: Мир, 1969. - 485 с.
26. Лячак І.І. Дайкові породи Західної Волині. - Геол. журн., 1954, 14, вип. 1, с. 13 - 28.
27. Луговая И.П., Кривдик С.Г., Загнитко В.Н. Отношения  $^{18}O/^{16}O$  и  $^{13}C/^{12}C$  в карбонатитах Черниговской зоны и проблема их генезиса. - Докл. АН УССР. Сер. Б., 1978, № I, с. 21 - 24.
28. Лучицкий В.И., Дебедев П.И. Петрография Украины. - Л.: Изд-во АН СССР, 1934. - 324 с.
29. Левенштейн М.Л., Павленкова Н.И., Баранова К.П. Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. - Геол. журн., 1971, вып. 2, с. 77 - 82.
30. Ляшкевич З.М. Вулканогенные породы Днепровско-Донецкой впадины - образования древней рифтовой зоны. - Докл. АН СССР, 1974, 214, № 4, с. 898 - 901.
31. Ляшкевич З.М., Алехина М.А. Пироксенные девонских вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1975, 29, вып. 3, с. 83 - 87.
32. Ляшкевич З.М., Бритченко А.Д. О жильной серии щелочных базальтоидов в соленосной формации Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология и геохимия соленосных формаций Украины. Киев: Наук. думка, 1977, с. 79 - 83.
33. Ляшкевич З.М. и др. Об эксплозивных карбонатитах в Днепровско-Донецкой впадине. - Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, вып. 51, с. 68 - 72.
34. Ляшкевич З.М. Об объеме вулканических продуктов в Днепровско-Донецкой впадине. - Докл. АН УССР. Сер. Б., 1980, № I, с. 21 - 23.
35. Ляшкевич З.М. Вулканическая активность древнего рифта Днепровско-Донецкой впадины. - Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием: (Тез. докл. У Всесоюз. палеовулканолог. симпозиума). Киев: Наук. думка, 1981, ч. I, с. 22-23.
36. Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. - Киев: Наук. думка, 1977. - 177 с.

37. Марушкин А.И., Бугаенко В.Н. К минералогии пироксенов вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины. - Региональная и генетическая минералогия, 1979, вып. 3, с. 47 - 55.
38. Марушкин А.И. Гранаты девонских вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины и их генезис. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1979, № 33, вып. I, с. 88 - 90.
39. Марушкин А.И. Сравнительная характеристика оливина из щелочно-ультраосновных пород Днепровско-Донецкой и Припятской впадин. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1979, вып. 2, № 33, с. 82 - 84.
40. Марушкин А.И., Самойлович Л.Г., Наседкина Л.Ф. Первоскит из щелочных ультраосновных туфов Днепровско-Донецкой впадины. - Минерал. журн., 1980, 2, № 5, с. 75 - 79.
41. Марушкин А.И. Минералогия вулканических образований Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1980, - 16 с.
42. Марушкин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 295 с.
43. Махнач А.С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. - Минск: Изд-во АН БССР, 1958. - 225 с.
44. Махнач А.С., Веретенников Н.В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (Венда) Белоруссии. - Минск: Наука и техника, 1970. - 236 с.
45. Махнач А.С. и др. Рифей и венд Белоруссии. - Минск: Наука и техника, 1976. - 360 с.
46. Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков. - Вест. Моск. ун-та. Сер. геол., 1970, № 2, с. 13 - 35.
47. Морозевич И.А. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. - Тр. Геол. Ком., Нов. сер., 1903, вып. 7, с. I - 29.
48. Мушкетов И. Волынит. - Сб. Минерал. о-ва, 1972, сер. 2, ч. 7.
49. Периоды вулканической активизации в Днепровско-Донецкой впадине. - В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: (Тез. докл. Всесоюз. совещ.) / В.А.Бугаенко, Ф.И.Котловская, А.Д.Бригиченко. Киев: Наук. думка, 1982, с. 76-77.
50. Пап А.М. Геологическое строение и состав кристаллического фундамента Левобережной Припяти. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наук. думка, 1972, с. II - 19.
51. Плахотный Л.Г., Бондаренко В.Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наук. думка, 1972, с. 211 - 221.
52. Половинкина Ю.Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Ущ. М.: Госгеолтехиздат, 1954. - 94 с. (Тр. ВСЕТЕМ; Т. I).
53. Половинкина Ю.Ир., Наливкина Э.Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. - М.: Госгеолтехиздат, 1956. - 136 с. (Тр. ВСЕТЕМ; Т. 26).
54. Радзивиц А.Я., Бугаенко В.Н. О девонской тектонической активизации Черниговского выступа. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. Киев: Наук. думка, 1977, с. 84 - 89.
55. Семеновенко Н.П., Клушин В.И., Савченко Н.А. и др. Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. - Киев: Наук. думка, 1968. - 169 с.
56. Савченко Н.А., Крандиевский В.С. О силурийском вулканизме Припятского вала, Волыно-Подольи и смежных участков. - Докл. АН СССР, 1967, 172, № I, с. 172-173.
57. Савченко Н.А. Этапы развития вулканических явлений в Припятском вале и западном склоне Украинского щита. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 17 - 26.



58. Савченко Н.А. Гипербазиты из дифференцированных траплов зоны сочленения Львовского прогиба и Припятского вала. - Докл. АН УССР, Сер. Б., 1972, № II, с. 993 - 995.
59. Семеновко Н.П., Бойко В.Л. и др. Новые данные по соотношению осадочно-вулканогенных пород Криворожско-Кременчугской и Базавлукской зон с гранитоидами. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 47 - 67.
60. Семеновко Н.П., Савченко Н.А., Клушин В.И. Припятский вал. - Киев: Наук. думка, 1976, - 179 с.
61. Семка В.А., Панченко Д.Е., Семка Л.В. Петрохимическая классификация вулканических пород Западного Причерноморья. - Геохимия и рудообразование, 1983, вып. II, с. 25 - 37.
62. Сліпченко В.А. Деякі нові дані з петрографії дайково-еффузивних порід р.Конки. - Тез. доп. XII наук. сесії КДУ. Секція геол., К., 1955, с. 24 - 27.
63. Сліпченко В.А. Петрохімічні особливості дайкових порід Західного Приазов'я. - Наук. зап. КДУ, 1957, 16, вип. 14, Геол.зб., 1957, с. 157 - 162.
64. Сліпченко В.А. До геології та умов утворення дайкових порід Західного Приазов'я. - Наук. зап. Київ. ун-ту, 1959, 18, вип. 6, с. 189 - 199.
65. Слюсарь Б.С., Няга В.И. О распределении и вероятном возрасте красноцветной серии Преддубруджинского прогиба. - Изв. АН МССР. Сер. физ.-тех. наук, 1970, № 3, с. 25 - 31.
66. Станковский А.Ф. и др. Новый тип магматизма в венде севера Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1979, 247, № 6, с. 1456 - 1460.
67. Стрелкова Н.С. Західний схил Українського кристалічного щита. Басейн Горині. - Стратиграфія УРСР. Т.2. Рифей - Венд. К.: Наук. думка, 1971, с. 163 - 178.
68. Тарасенко В.Е. Об эффузивной горной породе из Липовецкого уезда Киевской губ. - Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1895, 9, с. 17 - 27.
69. Тарасенко В.Е. Новая область вулканических горных пород в Волынской губернии. - Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1905, 19, с. 31 - 39.
70. Ткачук Л.Г. Интрузивно-эффузивные породы Ровенской области УССР. - Наук. зап. Льв. политехн. ин-та, 1948, вып. 3, № 1, с. 31 - 40.
71. Ткачук Л.Г. Базальты Кировоградской области УССР. - Науч. зап. Льв. политехн. ин-та, 1948, вып. II, № 3, с. 135 - 139.
72. Усенко И.С. Дайковые породы Криворожского района. - Геол. журн., 1946, 8, вып. 2, с. 5 - 10.
73. Усенко И.С. Дабазы р.Базавлук. - Там же, с. 10 - 15.
74. Усенко И.С. Шильные породы Украинского кристаллического массива. - В кн.: Геология СССР. Т.5, ч. I. Украинская ССР. Госгеолтехиздат, 1958, с. 327 - 342.
75. Флерова К.В. Некоторые особенности состава и формационная принадлежность девонских эффузивов Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Вопросы геологии нефтегазоносных регионов Украины. Киев: Техника, 1972, с. 37 - 49.
76. Царовский И.Д. Щелочные породы восточной части Украинского щита. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1965, с. 147 - 155.
77. Чумаков А.А. Магматические породы Молдавии. - Уч. зап. Кишин. ун-та, 1955, 19, с. 18 - 25.
78. Чумаков А.А., Сухаревич П.М. О тектоно-магматических проявлениях в южной части Днестровско-Прутского водораздельного плато. - Докл. АН СССР, 1956, 108, № 3, с. 16 - 20.

|   |     |
|---|-----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .   | 3   |
| КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ВУЛКАНИЗМА НА УКРАИНЕ<br>(Н. А. САВЧЕНКО) . . . . .                                    | 6   |
| ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ УКРАИНСКОГО ШИТА (Л. Г. БЕРНАДСКАЯ,<br>В. И. ДОЛГОВА) . . . . .                                     | 17  |
| Древнейшие платформенные дайковые породы (архей, нижний<br>протерозой) . . . . .                                    | 18  |
| Дайковые породы среднего протерозоя . . . . .   | 31  |
| Дайковые породы верхнего протерозоя . . . . .   | 40  |
| Северо-западная часть Украинского щита . . . . .  | 44  |
| Центральная часть Украинского щита . . . . .  | 54  |
| Приазовская часть Украинского щита . . . . .  | 57  |
| Дайковые породы позднего докембрия . . . . .  | 70  |
| Палеозойские дайковые породы Украинского щита . . . . .   | 72  |
| ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ПРИПЯТСКОГО ВАЛА И ЗАПАДНОГО СКЛОНА<br>УКРАИНСКОГО ШИТА (Н. А. САВЧЕНКО) . . . . .             | 92  |
| Условия залегания вулканогенных и субвулканических образо-<br>ваний Припятского вала и смежных территорий . . . . . | 92  |
| Верхнерифейские образования . . . . .   | 93  |
| Вендские образования . . . . .  | 109 |
| Палеозойские осадочно-вулканогенные образования . . . . .   | 133 |
| Мезо-кайнозойские вулканогенные образования . . . . .   | 145 |
| Краткая петрографическая и петрохимическая характеристика<br>вулканогенных пород . . . . .                          | 148 |
| Породы трапповой формации . . . . .   | 148 |
| Возраст пород трапповой и щелочно-ультраосновной - щелочно-<br>базальтоидной формаций . . . . .                     | 168 |



|   |     |
|---|-----|
| Возраст вулканогенных пород трапповой формации . . . . .  | 169 |
| Возраст вулканогенных пород щелочно-ультраосновной -<br>щелочно-базальтоидной формации . . . . .      | 176 |
| ДАЙКОВО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ДОНБАССА (Н. В. БУТУРЛИНОВ) . . . . .                                    | 178 |
| Развитие магматизма в Донбассе . . . . .  | 178 |
| Волновакско-Еланчикский эффузивный комплекс ( $D_2 - D_3$ ). . . . .                                  | 179 |
| Петрографические особенности главных типов пород . . . . .  | 180 |
| Щелочно-базальтоидная серия . . . . .   | 180 |
| Трахибазальтовая серия . . . . .  | 184 |
| Петрохимические особенности пород . . . . .   | 184 |
| Талейт-базальтовый эффузивный комплекс ( $D_3$ ) . . . . .  | 186 |
| Геологические условия проявления талейт-базальто-<br>вого вулканизма . . . . .                        | 186 |
| Южно-Донбасский монкинит-монзонит-плагипорфировый<br>комплекс ( $P_1 - P_2$ ). . . . .                | 189 |
| Петрографические особенности главных типов пород . . . . .  | 189 |
| Андезит-трахиандезитовый комплекс ( $P_2 - T_1$ ). . . . .  | 193 |
| Основные черты геологического строения . . . . .  | 193 |
| Миусский лампрофировый комплекс ( $J_3 - K_1$ ) . . . . .   | 194 |
| Петрографические особенности главных типов пород . . . . .  | 195 |
| Петрохимические особенности пород . . . . .   | 197 |
| ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ (В. Н. БУ-<br>ГАЕНКО) . . . . .                      | 199 |
| Петрографическая характеристика пород . . . . .   | 206 |
| ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ (В. А. СЕМКА) . . . . .                                  | 225 |
| Петрохимическая классификация . . . . .   | 227 |
| ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ СТЕПНОГО (ПЛАТФОРМЕННОГО) КРЫМА<br>(В. Г. БОНДАРЕНКО, Л. Г. ПЛАХОТНЫЙ) . . . . . | 235 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .  | 241 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .   | 246 |

Савченко Николай Андреевич, Бернадская Людмила Генриховна,  
Долгова Валентина Израйлевна, Бутурлинов Никодим Васильевич,  
Бутаенко Владимир Николаевич, Семка Владимир Алексеевич,  
Бондаренко Виктор Григорьевич, Плахотный Леонид Григорьевич

### ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ УКРАИНЫ

Утверждено к печати ученым советом  
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Л.К.Медникова  
Оформление художника Г.М.Балюна  
Художественный редактор И.П.Савицкая  
Технические редакторы И.Ю.Алексашина, Л.Н.Муравцева  
Корректоры С.В. Лисицына, В.М. Лесникова

Информ. бланк № 6305

Подп. в печ. 08.06.84. БФ 26435. Формат 60x84/16. Бумага офс. № 1.  
Офс. печ. Усл. печ. л. 15, II. Усл. кр.-отт. 15,64. Уч.-изд. л. 16,51.  
Тираж 350 экз. Заказ 4-67. Цена 2р. 20к.

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



4729

НАУКОВА ДУМКА