

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ УКРАИНЫ



УДК 552.313.8 (477)

Монография посвящена пирокластическим породам Украинской ССР. В книге приведена полная сводка о геологических условиях размещения пирокластических пород на территории Украины и дано подробное их петрографическое описание. Особое место уделено роли пирокластических пород в осадкообразовании, выделены эпохи эксплозивного вулканизма и накопления пирокластических пород. Показана возможность использования пирокластических пород как полезных ископаемых в строительстве, петругрии и других отраслях промышленности.

Книга рассчитана на геологов, петрографов, преподавателей и студентов геологических специальностей вузов.

Ответственный редактор

Л. Г. Ткачук

Рецензенты

В. А. Рябенко и В. В. Науменко

Редакция наук о Земле

П $\frac{20805-124}{M221(04)-77}$ 272—77

© Издательство «Наукова думка», 1977

АКАДЕМИЯ НАУК
УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ УКРАИНЫ

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1977

ВВЕДЕНИЕ

Пирокластические породы занимают значительное место в строении земной коры. Это послужило основанием для предположения, что происхождение литосферы обусловлено поступлением на поверхность земли огромных масс вулканических образований и «в настоящее время кора формируется в основном за счет пирокластического материала» (Мархинин, 1967).

На территории Украины продукты эксплозивной деятельности известны с архейского времени до четвертичного периода. Однако их распределение неравномерно как в геологическом разрезе, так и на площади. Это обусловлено прежде всего положением их в различных геолого-структурных районах. Наиболее широко и с максимальными мощностями пирокластические породы развиты в геосинклинальных и примыкающих к ним областях. Менее распространены пирокластические породы в наиболее стабильных областях — Украинском щите и др.

Можно также выделить определенные геологические эпохи, характеризующиеся максимальным развитием эксплозивной деятельности на Украине. Наиболее древние, верхнепротерозойские, пирокластические породы известны на Украинском щите и его юго-западном склоне; палеозойские (девон — карбон) — развиты в Донбассе, в Днепровско-Донецкой впадине и Раховском кристаллическом массиве (Карпаты); молодые (кайнозойские) пирокластические породы наблюдаются в Предкарпатском и Закарпатском прогибах, в последнем наиболее широко развиты неогеновые пирокластические образования.

Пирокластические породы отражают вулканическую активизацию определенных этапов геологического развития регионов Украины и поэтому играют важную роль при палеогеографических реконструкциях, стратиграфическом расчленении, корреляции осадочных толщ и решении других геологических проблем.

В практическом отношении пирокластические породы имеют важное народнохозяйственное значение, особенно когда они залегают вблизи дневной поверхности и образуют крупные месторождения туфов, используемых как природные строительные материалы, активные добавки в цементной промышленности.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА

Вулканическая деятельность и формирование пирокластических пород на территории Карпатского региона обусловлены геологическим развитием его различных геологоструктурных подразделений: Украинских Карпат, Предкарпатского и Закарпатского краевых прогибов (рис. 1). По структурным и фациальным признакам здесь выделяются структурно-фациальные зоны, в которых пирокластические породы характеризуются геологическими (размещение, условия залегания, возраст) и петрографическими особенностями.

В Украинских Карпатах и прилегающих прогибах пирокластические породы приурочены к двум основным комплексам — докембрийскому и мезозойскому, отражающим доальпийский и альпийский этапы геологической истории.

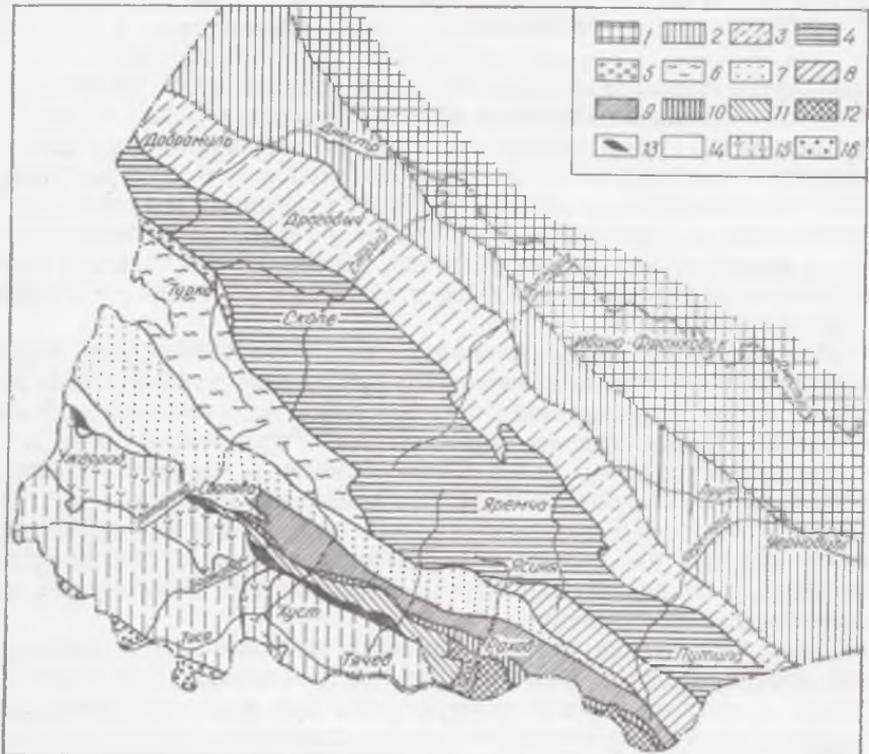


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования Украинских Карпат: 1 — юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы; Предкарпатский передовый прогиб: 2 — Внешняя зона, 3 — Внутренняя зона; Складчатая область: 4 — Скибовая зона, 5 — Субсилезская зона, 6 — Силезская зона, 7 — Дукильская зона, 8 — Черногорская зона, 9 — Поркулецкая зона, 10 — Раховская зона, 11 — зона Мрамарошских утесов, 12 — Мрамарошский кристаллический массив, 13 — зона Пенинских утесов, 14 — Магурская зона; Закарпатский внутренний прогиб; 14 — Выгорлат-Гутинская эффузивная гряда, 16 — Паннонская межгорная впадина.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ
ДОАЛЬПИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ
УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Пирокластические породы домелового возраста до сих пор изучены еще мало. Есть лишь упоминания о пирокластах в петрографических и регионально-геологических работах (Никитина, 1950; Ткачук, Гуржий, 1957; Лазаренко и др., 1963; Рудаков, 1964; Геол. СССР, т. 48, 1966; Ломизе, 1966, 1968; Жуков, 1968; Бойко, 1970; Геол. строение..., 1971).

Древнейшие из известных на территории Карпатского региона пирокластические породы связаны с метаморфическим комплексом Мармарошского кристаллического массива. Наличие здесь эффузивных пород впервые установил Л. Г. Ткачук (1949). В дальнейшем среди ортопород были выявлены первично-эффузивные, а также (с большей или меньшей степенью достоверности) пирокластические образования.

Первично пирокластические породы метаморфического комплекса Мармарошского кристаллического массива обнаружил А. К. Бойко, на Чивчинском выступе массива их впервые описал С. Г. Рудаков (1964).

А. К. Бойко (1970) выделяет на Мармарошском кристаллическом массиве две структурно-фациальные зоны (схема I) — Белопотокскую (южную) и Берлебашско-Перкалабскую (северную). В первой из них разрез представлен (снизу вверх): белопотокской свитой гнейсов и слюдяных сланцев, бутинской кварцито-гнейсо-сланцевой свитой и деловецкой свитой сланцев различного состава и мраморов. В Берлебашско-Перкалабской зоне аналоги нижней части разреза практически неизвестны, деловецкой свите стратиграфически соответствует берлебашская, венчается разрез мегурской свитой.

В верхней части нижнеделовецкой подсвиты большую роль играют зеленые альбит-хлоритовые сланцы, подстилающие актинолитовые сланцы, образующие в последних линзы и замещающие их по латерали. Эти взаимоотношения хорошо видны в верховьях ручья Бредецеля.

В верхней части верхнеделовецкой подсвиты среди преобладающих в разрезе плагиогнейсов и хлорит-двусланцев встречаются альбит-серицитовые туффитоиды и кварц-альбитовые туфоиды в виде линз мощностью до первых метров (обнажаются в районе верхнего течения ручьев Свинского и Лехи).

Породы сходного состава отмечены во многих выходах верхнеберлебашской подсвиты. Среди пород нижней части подсвиты по левобережью Лехи и его притокам вскрыта пачка порфиринов и кварц-альбитовых туфоидов мощностью до 110 м, согласно подстилающаяся и перекрывающаяся серицит-кварцитовыми сланцами.

В верхней части верхнеберлебашской подсвиты на левобережье Тисы по ручью Тарнычину среди серицитовых сланцев встречаются

Схема стратиграфии домеловых отложений Карпат и Закарпатского прогиба

Группа	Система	Закарпатский прогиб	Карпаты	
			Пенинская зона	Мармарошская зона
Мезозойская	Юра	Криноидные известняки Темно-серые аргиллиты, мергели и известняки	Известняки серые, красные и кремовые Сероцветная мергельно-глинистая толща, в подошве пестроцветная Известняки и темно-серые аргиллиты	Чивчинская свита. Порфириды, туфы, туфобрекчи, биогермы Довгорунская свита. Известняки, сланцы Болтагульская свита. Песчаники, аргиллиты, яшмы, криноидные известняки, конгломераты Рударненская свита. Песчано-глинистые породы, песчаные известняки, в основании линзы бокситов Обнижская свита. Темноцветные терригенно-карбонатные породы
	Триас	Доломиты, песчаники, алевролиты, порфириды с прослоями известняков и кварцитов. Пестрые аргиллиты, яшмы, кварциты, диабазы и туфы		Аргиллиты, органогенные известняки, серые и пестрые известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, конгломераты
Протерозойская (?) — Палеозойская	Пермь	Кварциты, доломиты		Кузипская свита Кварцевые конгломераты, пестрые аргиллиты, песчаники, алевролиты, туфолавы Филлиты, известняки, кварциты, сланцы, конгломераты
		Кристаллические сланцы, доломиты, мергели и известняки		Мегурская свита. Кварциты, сланцы
				Деловецкая (= берлебашская) свита Слюдисто-хлоритовые сланцы, порфириды, линзы мраморов, метаморфизованные туфы и туффиты кислого состава Бутинская свита. Сланцы, кварциты, гнейсы Белопотокская свита. Слюдяные сланцы, кварциты, гнейсы, амфиболиты

прослой туффитоидов и кварц-альбитовых туфоидов. Содержание метаморфизованных кислых вулканических продуктов в разрезе возрастает в направлении к северу. На северо-восточной периферии массива туфоиды встречаются в верховьях ручья Малого Берлебаша и по его притокам, на водоразделе рек Косовской и Средней Шопурки, в районе гор Причулка и Высокий Приим. Здесь туфоиды и порфириды с подчиненными кристаллическими сланцами и альбит-серицитовыми туффитоидами слагают толщу мощностью до 150 м.

В Чивчинском выступе Мармарошского кристаллического массива прослежены (Рудаков, 1964; Бойко, 1970) те же две пачки с туфоидами и туффитоидами в нижней и верхней частях верхнеберлебашской подсвиты (С. Г. Рудаков именует их боеровской свитой и нижнебаласинувской подсвитой) в разрезах обнажений ручьев Перкалаба, Баласинува, Лостуна (нижняя пачка) и на юго-востоке Чивчин — на левобережье ручья Перкалаба (верхняя пачка).

В мегурской, в основном кварцито-сланцевой, свите, выделенной А. К. Бойко, в резко подчиненных количествах развиты метаморфизованные кислые вулканогенные породы. В верхней части нижнемегурской подсвиты на водоразделах рек Малой и Средней Шопурки, Средней Шопурки и Косовской, на правобережье ручья Бокситового встречаются прослой светлых туфоидов, часто с тонкополосчатой текстурой. На водоразделе рек Косовской и Средней Шопурки туфоиды чередуются с подчиненными прослоями сланцев, слагая пачку мощностью 50—60 м.

В Чивчинском выступе массива нижнемегурской подсвите (по С. Г. Рудакову, верхнебаласинувская подсвита и лостунская свита) в долине ручья Перкалаба в бассейнах Стрымбы, Маскатына, Баласинува в разрезе встречаются тонкополосчатые кислые туфоиды. Особенно много их прослоев в районе слияния ручьев Перкалаба и Стрымбы.

Альбит-хлоритовые сланцы верхов нижнеделовецкой подсвиты — это мелкозернистые (0,1—0,2 мм и менее) породы, сложенные почти исключительно альбитом и хлоритом, примерно в равных количествах, с примесью серицита, кварца и кальцита. Предположение, что они представляют собой метаморфизованные пирокласты (туфоиды), генетически связанные с основными эффузивами, превращенными в актинолитовые сланцы, А. К. Бойко основывает на пространственном взаимоотношении с последними, развитии угловатых обломков альбита при полном отсутствии признаков катаклаза, малом содержании кварца.

Кварц-альбитовые туфоиды верхнеделовецкой и верхнеберлебашской подсвит тесно связаны с порфиридами и сходны с ними внешне. Туфоиды характеризуются неравномернозернистой (сотые доли — 0,3 мм) структурой основной массы с крупными зернами полевых шпатов и кварца угловатой формы (при отсутствии признаков катаклаза). Мелкозернистая масса сложена альбитом,

кварцем, серицитом, хлоритом и биотитом в весьма изменчивых количественных соотношениях.

Кварц-альбитовые туфоиды часто постепенно переходят в альбит-серицитовые туффитоиды, сходные по внешнему облику и минеральному составу, но отличающиеся содержанием порообразующих компонентов: серицит представлен мелкозернистым агрегатом с альбитом и кварцем.

Таблица 1

Химический состав метаморфизованных пирокластических пород Мармарошского кристаллического массива, вес. %

Окисел	1	2	3
SiO ₂	48,31	50,00	66,82
TiO ₂	1,98	2,12	0,75
Al ₂ O ₃	16,25	15,77	14,68
Fe ₂ O ₃	1,18	2,82	2,36
FeO	8,11	9,10	3,30
MnO	0,02	0,14	0,05
CaO	4,43	3,10	2,52
MgO	5,00	5,60	1,38
K ₂ O	0,66	0,75	2,75
Na ₂ O	5,00	2,95	2,80
CO ₂	2,42	2,31	—
H ₂ O	0,97	0,10	—
П. п. п.	5,47	4,79	2,41
Сумма	99,80	99,55	99,82

Примечание: 1,2 — альбит-хлоритовый сланец нижнеделовецкой подсвиты, ручей Бредецель; 3 — кварц-альбитовый туфоид верхнеберлебашской подсвиты, ручей Лехе.

Туфоиды мегурской свиты отличаются массивной или тонкополосчатой текстурой. Структура обычно лепидогранобластовая. Размеры зерен — 0,01—0,5 мм. Крупные угловатые зерна альбита имеют обычно обломочную форму (реже — почти идиоморфные кристаллы). Встречаются также крупные угловатые зерна кварца и калиевого полевого шпата. В мелкозернистом агрегате породы преобладает альбит, в подчиненных количествах содержатся кварц и серицит (табл. 1).

Состав метаморфизованных пирокластических пород изменяется от основных до кислых разностей.

Пирокластические породы древнего метаморфического комплекса Мармарошского кристаллического массива образуют в разрезе четыре основных горизонта: 1) альбит-хлоритовые сланцы верхней части нижнеделовецкой подсвиты; 2) кварц-альбитовые туфоиды нижней части верхнеберлебашской подсвиты; 3) кварц-альбитовые туфоиды и альбит-серицитовые туффитоиды верхов верхнеделовецкой и верхнеберлебашской подсвиты; 4) туфоиды мегурской свиты.

Недостаточное количество фактического материала и метаморфизованность пород затрудняют установление их генезиса. А отношение их к первично пирокластическим и пирокласто-осадочным сделано на основании наличия зерен полевых шпатов обломочной формы, отсутствия признаков катаклаза и залегания пород в виде слоев или линз на определенных стратиграфических уровнях. В связи с этим высказано предположение о том, что альбит-серицитовые туффитоиды верхнеберлебашской подсвиты первично представляли собой породы, сложенные пирокластическим и песчано-глинистым материалом. Однако наличие лито- и витрокластических туфов

среди пород метаморфического комплекса остается не доказанным.

А. К. Бойко (1970) выделяет четыре этапа седиментации и вулканизма. Два древнейших проявились в накоплении осадков белопотокской и бутинской свит, третий — образовании деловецкой и берлебашской свит. Четвертый этап — это период формирования отложений мегурской свиты в Берлебашско-Перкалалбской зоне. Для первого этапа характерен основной вулканизм. На первой стадии третьего этапа (период формирования нижнеделовецкой и нижнеберлебашской подсвит) проявился основной и, возможно, средний; на второй его стадии — кислый. Первой стадии четвертого этапа присущ основной вулканизм в сочетании с кислым. На третьем этапе резко преобладало извержение кислых лав, на четвертом — основных.

Существуют различные точки зрения о возрасте метаморфического комплекса Мармарошского кристаллического массива. Большинство исследователей, основываясь на абсолютном возрасте и других геологических данных, относят самые древние образования к докембрию (Ткачук, Гуржий, 1957; Семенов, Ткачук, Клушин, 1965 и др.). А. К. Бойко считает их нежнпалеозойскими (имеется в виду возраст метаморфизма, седиментация же в любом случае относится к более раннему времени).

Среди пестроцветных пород кузинской свиты (Ткачук и др., 1955), относящихся к верхнему карбону — перми, обнаружен 10-метровый горизонт туфов (Жуков, 1968). На дневную поверхность они выходят в урочище Гандаль и в верховьях ручья Берлебаша. Туфы литовитрокластические и кристаллолитокластические. Первые состоят из обломков (сотые доли — 5 мм) гиалоандезитов и основной кристаллокластической или стекловатой массы. Стекло замещается хлорит-полевошпатовым агрегатом. Кристаллокластический (судя по описанию, приведенному Ф. И. Жуковым, название неудачное) туф отличается лишь наличием фенокристов плагиоклазов.

Вверх по разрезу туфы сменяются разнозернистыми туфопесчаниками, кластическая часть которых представлена кварцем, реже полевыми шпатами и обломками андезита. Цемент кремнистогидроалюминистый.

Известны проявления вулканизма в отложениях фундамента Закарпатского прогиба. По данным М. И. Петрашкевича (1968), скв. Залуж-2 на глубине 1850—2003 м вскрыла диабазовые порфириты и габро-диабазы с редкими прослоями туфов, туффитов и известняков. Судить об их возрасте можно только исходя из того, что они перекрыты верхнемеловыми породами и, таким образом, туфы можно отнести к мезозою или верхнему палеозою.

Сходные образования вскрыты скв. Берегово-8 (Лазаренко и др., 1963). На глубине свыше 700 м встречены диабазы, спиллиты и их туфы, переслаивающиеся с яшмами и кремнистыми известняками. В разрезе преобладают вулканические брекчии, в состав

которых входят те же породы. Из яшм П. Ю. Лозыняк определил комплекс-радиолярий перми — триаса, что указывает на палеозойский — раннемезозойский возраст вулканических образований.

Мезозойские основные эффузивы (диабазы и диабазовые порфириты и связанные с ними туфы, туфобрекчии и туффиты) известны на Мармарошском кристаллическом массиве (Токарски et al., 1934; Ткачук, 1949; Никитина, 1950; Ткачук, Гуржий, 1957; Ломизе, 1968). Туфы развиты в резко подчиненных количествах, однако в конгломератах, известняках и яшмах часто встречаются примеси лито- и кристаллокластического материала (Ломизе, 1968). Туфы известны в обнажениях на горе Чивчин, по ручью Каменному Потоку в отложениях верхней юры.

Туфы* отмечаются в кремнисто-вулканогенных породах, где они наиболее хорошо представлены в районе урочища Рударня (г. Камень Клевка). Здесь туфы образуют прослои от сантиметров до первых метров. Эта толща хорошо обнажается в потоке Каменном (с. Красный Плес), где представлена туфами, которые сменяются порфиритами и туфобрекчиями.

Витрокластические туфы были встречены в потоке Довгорунь (Раховский массив) в толще известняков позднеюрского возраста. Породы серые, буровато-серые, иногда бурые, плотные, крепкие, участками катаклазированы. Местами туфы приобретают сланцеватую текстуру — тонко- или грубосланцеватую.

Туфы состоят из обломков стекла, обломочного кварца, мусковита (и серицита), хлорита и плагиоклаза. Порода сцементирована слюдыстым цементом, в котором есть кварц и вулканическое стекло.

Обломки стекла составляют до 30—45% всего состава породы и имеют характерную остроугольную, оскольчатую или угловатую форму. Размер их изменяется от 0,5 до 1,0—1,5 мм; большие размеры типичны для псаммитовых, а меньшие — алевритовых туфов. Обломки нередко удлиненные и характеризуются некоторой ориентировкой. Нередко стекло раскристаллизовано, и продукты раскристаллизации представлены серицитовидной слюдой и, видимо, слабо окрашенным плеохроирующим хлоритом. Иногда вокруг обломков раскристаллизованного стекла в виде тонких каемок концентрируется рудная пыль.

Кварц обнаружен в количестве до 10—15% всего состава породы. Он представлен зернами угловатой, полуокатанной формы, размер которых всегда несколько уступает размеру обломков стекла — 0,05—0,5 мм. Кварц обычно чистый, прозрачный, без посторонних включений и обладает нормальным или слабо выраженным волнистым угасанием.

Мусковит (серицит) и хлорит наблюдаются в малых количествах и обычно вместе в параллельном сростании друг с другом. Хлорит

* Мезозойские пирокластические породы Мармарошского кристаллического массива описаны многими исследователями Карпат.

не всегда четко индивидуализирован, но хорошо отличается от мусковита при скрещенных николях по низкой интерференционной окраске. Размер чешуек этих минералов не более 1,0—1,5 мм по длинной оси.

Плагиоклаз редко встречается. Он представлен зернами хлоритизированными и серицитизированными и зернами помельче размером, но с более четким полисинтетическим двойниковым строением. Последний принадлежит альбиту (судя по симметричному угасанию двойников).

Цемент витрокластического туфа по составу хлорит-слюдистый с примесью рудной пыли. Рудная пыль концентрируется вокруг обломков вулканического стекла в виде каемок, которые хорошо подчеркивают контуры этих обломков.

Витрокластические туфы описала И. М. Афанасьева из с. Красного Пlesa и потока Каменного. В устье потока встречен прослой витрокластического туфа мощностью до 2 м. Породы плотные, массивные, с плитчатой отдельностью. Окраска породы зеленовато-серая с темно-лиловыми пятнами, которые соответствуют местам скопления рудной пыли. Структура туфа псаммитовая. Порода состоит из угловатых и полуугловатых обломков стекла неправильной и изометричной форм с резко выраженной пузыристой текстурой, размер которых не превышает 0,5—1,5 мм. Раскristализованное стекло представлено смесью микрокристаллических агрегатов зеленого хлорита, с аномальной ржаво-бурой интерференционной окраской, кремнистого вещества и рудного минерала, концентрирующегося вокруг обломков стекла и пузыристых образований в виде узких каемок. Кроме того, в обломках стекла наблюдаются изотропные участки или в раскristализованном стекле в виде отдельных пятен развивается кальцит. Цементирующая масса представлена тонколистопатыми и чешуйчатými слюдыстыми агрегатами.

В районе с. Красного Пlesa наблюдаются также сланцеватые разновидности витрокластического туфа мощностью до 30 см. Эти породы зеленовато-серого цвета, сложены мелкочешуйчатой слюдой. Структура пород лепидобластовая, текстура сланцеватая. Чешуйки гидрослюды имеют субпараллельную ориентировку. Кварц образует примесь в виде угловатых, неправильных и изометричных зерен размером 0,1—0,6 мм. Количество его не превышает 10% всего состава породы. Встречаются удлиненные, вытянутые в одном субпараллельном направлении обломки раскristализованного стекла; из аксессуарных минералов отмечены циркон, турмалин и рудный минерал.

В потоке Каменном прослой витрокластических туфов мощностью 1,5 м обнаружены в кристаллических известняках. Породы зеленовато-серые, плотные, сланцеватые, тонкоплитчатые. Структура приближается к гранобластовой. Туф сложен на 40% обломками раскristализованного стекла, которые сцементированы слюдыстым материалом.

Обломки стекла размером 0,2—0,6 мм обычно полуугловатые, реже угловатые, оскольчатые, иногда с оплавленными краями. Продукты раскristализации стекла представлены бесцветной серицитоподобной слюдой и хлоритом. Встречаются также халцедон и кальцит. Цементирующая масса представлена агрегатом бесцветной серицитоподобной слюды с довольно высокой интерференционной окраской. Наблюдается скопление рудной пыли, которая концентрируется в виде каемок вокруг раскristализованного стекла.

Таблица 2

Химический состав диабазовых туфов, вес. %

Оксид	1	2
SiO ₂	42,12	40,48
TiO ₂	0,23	0,37
Al ₂ O ₃	15,31	14,02
Fe ₂ O ₃	2,08	6,12
FeO	6,17	6,08
MnO	0,28	0,30
MgO	5,95	3,48
CaO	12,84	15,60
Na ₂ O	3,18	0,81
K ₂ O	0,15	0,97
П. п. п.	11,81	11,04
SO ₃	0,30	0,30
P ₂ O ₅	0,12	0,11
Сумма	100,54	99,76

Примечание: 1,2— по данным Л. Г. Ткачука, Д. В. Гуржия (1957).

Туффиты наиболее хорошо обнажены в потоке Каменном, откуда их описал Ю. Р. Данилович и др. Здесь они образуют прослой мощностью 1,0—1,5 м среди верхнеюрских известняков. Породы пестрой окраски (от лиловых до зеленых оттенков), плотные, крепкие, иногда со следами тектонического воздействия в виде зеркал скольжения.

Породы псаммитовой, реже псефитовой структуры состоят из обломков стекла и известняков (очень редко попадает апатит и рудный минерал), которые цементированы хлорит-карбонатным цементом.

Обломки стекла имеют угловатую, остроугольную или оскольчатую форму и псаммитовую или псефитовую размерность. При раскristализации стекла образуются тонкочешуйчатые бурые или светло-бурые продукты, состоящие из слюды или хлорита; иногда к ним отдельными пятнами примешивается рудная пыль.

Обломки микрораскristаллических известняков имеют полуокатанную или изометричную форму, размер 2—5 мм. Они несколько уступают по размеру и количественному содержанию обломкам стекла.

Цемент туффитов состоит из микрозернистого агрегата слюды, хлорита и кальцита, причем содержание слюдистых компонентов значительно изменяется.

По химическому составу туфы и туффитоиды, согласно классификации А. Н. Заварицкого, относятся к породам, слабо пересыщенным и насыщенным кремнекислотой (Афанасьева, 1970). По петрохимическому составу туфы приближаются к базальтам или андезито-базальтам, но низкое значение характеристики m^1 и высокое значение характеристики a^1 отличает туфы от этих пород. Такое расхождение связывается со вторичными процессами (кар-

бонатизацией, ожелезнением, окремнением, гидратацией и др.) преобразования туфов. Химический состав туффиитов характеризуется высоким содержанием глинозема, окисного и закисного железа и щелочей, что обусловлено наличием значительного количества хлорита, гидрослюд, рудной пыли и, видимо, ильменита.

Основные изверженные породы и пирокластические образования верхнеюрского возраста развиты на Раховском кристаллическом массиве (поток Каменный, с. Красный Плес) и в Чивчинских горах. Эти породы представлены диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами.

Диабазовые туфы распространены в потоке Каменном и в Чивчинских горах. Они еще более изменены, чем диабазы, и узнаются по реликтовым участкам с интерсертальной структурой.

Диабазовые туфы имеют серо-зеленую и темно-зеленую окраску, иногда сланцеватую текстуру. Нередко в обнажениях среди туфов наблюдаются обломки известняков, доломитов, тех же диабазов. Тогда породы приобретают вид брекчии. Обломки эти самого различного размера и достигают 0,25—0,5 мм в поперечнике. Состав диабазовых туфов более однообразен, чем диабазов и диабазовых порфиритов, и характеризуется резким преобладанием вторичных минералов (хлорита и кальцита) над первичными.

Диабазовые туфы горы Чивчин характеризуются неравномерно-зернистым строением. В некоторых местах в них отмечается едва заметная сланцеватость. Иногда в обнажениях среди туфов видны крупные (до 0,5 м в поперечнике) глыбы доломитизированных известняков и более мелкие обломки диабазов, порфиритов и других пород, которые придают туфам вид брекчии. Эти породы близки к раховским. Диабазы и диабазовые порфириты на горе Чивчин в различных направлениях секутся кварцевыми жилами мощностью от сантиметров до 0,5 м. Химический состав диабазовых туфов впервые охарактеризовали Л. Г. Ткачук и Д. В. Гуржий (1957) (табл. 2).

Юрские туфы являются одним из свидетельств мощной позднеюрской вспышки основного вулканизма, проявления которого известны по всей Карпатской дуге (Ломизе, 1968).

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ
АЛЬПИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ
УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Вулканические проявления альпийского этапа развития Карпатской геосинклинали довольно широко распространены. Они представлены почти во всех структурно-фациальных зонах эффузивными и пирокластическими образованиями.

Достоверные данные о нижнемеловых пирокластических породах на территории Украинских Карпат есть по Пенинской, Мармарошской и Дуклянской зонам. В Пенинской зоне вулканические породы связаны с утесовыми выходами юрских и меловых известняков.

Они обнаружены на горе Большой Каменец, в среднем течении ручья Вульховчика и в бассейне Теребли, группируясь в полосу, протяженностью около 20 км. Характерной особенностью этого района является развитие калиевых диабазов. Хорошие разрезы этих пород наблюдаются в районе с. Новоселицы Верхней по левому склону ручья Вульховчика и в карьере на горе Большой Каменец. В частности, на последней гипсометрически выше толщи брекчированных розовых и серых известняков с калпионеллами берриаса — валанжина (Лінецька, 1972) залегают массивные темно-серые диабазы (мощность около 5 м), среди которых видны ксенолиты серых и розовых известняков, содержащих комплекс тинтинид и калпионелл, аналогичный таковому подстилающих известняков. Сравнительно маломощный поток диабазов перекрывается агломератами и пестроцветными пепловыми туфами с включениями известняков и миндалекаменных диабазов (общая мощность около 7 м). Мощность агломератовой толщи района горы Большой Каменец и ручья Вульховчика достигает 30 м. Агломераты состоят в основном из обломков калиевых диабазов и их туфов, в меньшей мере из обломков мергелей и известняков, сцементированных кальцитом с примесью хлорита (Лазаренко и др., 1963).

Возраст описываемых образований, судя по ископаемым из ксенолитов, вероятно, послеваланжинский.

Значительное количество кремнистых стяжений в породах сваявской свиты (неоком), по всей видимости, связано с вулканической деятельностью, которая обеспечивала повышенную концентрацию кремнезема в морской воде, вследствие чего происходил бурный расцвет организмов с кремнистым скелетом (радиолярий, губок). Об этом свидетельствует также наличие гиперстена в тяжелой фракции аргиллитов сваявской свиты.

В Мармарошской зоне основная часть известных вулканических пород имеет юрский возраст. В раннюю стадию мелового вулканизма, проявившегося в основном по северной периферии зоны, пирокласты отложились в каменнопотокской свите. По ручью Каменному Потoku (стратотип свиты) в 90 м выше первой свиты снизу развилки по левому истоку на контакте между андезито-базальтами, относимыми к чивчинской свите (верхняя юра), и известняками каменнопотокской свиты (валанжин — готерив) прослеживается примерно 4-метровая пачка тонко переслаивающихся сильно измененных туфов (прослой 2—5 см) красно-бурого и зеленоватого цвета кремнистых пород и известняков (прослой 1—5 см). По правому истоку уже в составе каменнопотокской свиты отмечается несколько туфовых прослоев мощностью до 1 м.

В полосе Мармарошских утесов (бассейн Большой и Малой Угольки) известны многочисленные выходы габбро-диабазов и их туфов, перидотитов, серпентинитов, однако их положение в разрезе и возраст трактуются по-разному. С этими образованиями связаны рудопроявления меди, никеля и ртути. Детальные исследования дают возможность предположить тектоническую природу этих

тел. Однако существует мнение, что они представляют собой нормальные корневые образования, прорывающие или перекрывающие меловые толщи. С. С. Круглов допускает также, что часть их является седиментационными отторженцами в меловых отложениях и имеет более древний возраст.

Севернее Мармарошской зоны проявления раннемелового вулканизма фиксируются на границе Суховской, Черногорской и Дуклянской зон в виде цепи разрозненных выходов основных эффузивных и пирокластических пород, прослеживающихся от бассейна Черного Черемоша на юго-востоке до среднего течения Тересвы (ручей Краснишора) на северо-западе. М. Г. Ломизе (1965, 1966, 1968) всю эту полосу отнес к одной вулканогенной толще, назвав ее тростенецкой (название дано по правому притоку Черной Тисы, по которому обнажается наиболее полный разрез). Эти породы в разное время изучали многие исследователи. В отношении тростенецкой толщи нет единого мнения. Судя по условиям залегания среди осадочных пород буркутской, тростенецкой (лолинской) и яловецкой свит, наиболее вероятно отнесение этих эффузивных пород к низам верхнего мела. Подобную точку зрения высказали Е. К. Лазаренко и др. (1963), которые считали, что выходы этой толщи повсеместно приурочены к верхам буркутской свиты или низам черемошской и по возрасту соответствуют сеноман—турону. По данным М. А. Безра, С. Л. Бызовой и М. Г. Ломизе (1965), тростенецкая вулканогенная толща залегает в виде бескорневых тектонических линз или клиньев, сорванных со своего основания и вынесенных на поверхность во время образования крупного Раховского надвига, фронт которого она трассирует в настоящее время. Ксенолиты юрских известняков в эффузивах тростенецкой толщи и близость последних по составу к вулканитам чивчинской свиты дают возможность считать ее возраст позднеюрским — валанжинским (?). Вопрос о времени образования тростенецкой толщи может решаться с учетом новых данных об условиях ее залегания и новых находок фауны. По данным Р. И. Лещуха (1973), в туфогенных гравелитах и туфах по ручьям Выпчинке, Лемскому и Балзатулу найдены многочисленные аммониты верхнего апт — альба. Учитывая эти данные, следует считать, что по возрасту вулканогенные образования в междуречье Черного Черемоша и Белой Тисы не древнее апта. Что же касается вулканических образований по ручьям Рогонескулу, Тростенцу, Косовке, Краснишоре, на горе Петрос, то их возраст может оказаться более молодым — досенонским. В этом случае они могли бы рассматриваться как аналоги туфов основания черногорской свиты (Вульчин, Кульчицкий, 1959). Однако до установления возраста и структурной принадлежности песчаной толщи полонины Петроса (относится ли она к буркутской, черногорской или урдинской свите) вопрос о положении вулканогенной толщи остается открытым.

Как указано выше, наиболее полный разрез эффузивной толщи обнажается по ручью Тростенцу. По данным С. С. Круглова, он

состоит из туфов темно-зеленых, темно-серых, пятнистых псаммито-псефитовых, мощностью от первых сантиметров до 7 м, и диабазов темно-зеленых, темно-серых, коричневатых, массивноафировых и миндалекаменных; иногда среди потоков лав наблюдаются пропластки кристаллокластических и кристаллолитокластических диабазовых туфов с лавобрекчией (0,5—7,0 м). Общая мощность эффузивной толщи 250 м.

Основная масса кристаллокластических туфов сложена обломками плагиоклазов и пироксенов, сцементированными ожелезненной хлоритовой массой. В протоlochках встречаются рудные минералы, непрозрачные нерудные, гематит, гранат, циркон, дистен и мусковит. Основная масса кристаллолитокластических туфов отличается наличием шаровидных обломков диабазов, придающих породе конгломератовидный облик.

Туфы турон-коньякского возраста встречены по р. Лопушанке в нескольких километрах к северу от горы Петрос в подошве черногорской свиты (Черногорская зона). Они образуют ряд разрозненных прослоев мощностью 1,0—1,5 м. Согласно данным Е. И. Вульчина и Я. О. Кульчицкого (1959), это андезитовые кристаллокластические туфы псаммитовой структуры. Обломки пород состоят из эффузивов типа андезита, в незначительных количествах содержат также кварциты. Обломки эффузивной породы характеризуются порфировой, а основная масса — гиалопилитовой структурами. Первичные минералы представлены плагиоклазом, амфиболом, биотитом, моноклинным и ромбическим пироксенами, ильменитом и магнетитом, вторичные — хлоритом, карбонатом, лейкоксеном и окислами железа. Среди порфировых вкрапленников плагиоклазов встречается андезин (№ 35—47), сдвойникованный в основном по альбитовому и карлсбадскому законам. Изредка попадаются ромбические пироксены, биотит и псевдоморфозы карбонатов и хлорита по роговым обманкам. Наличие обломков эффузивов типа андезита и состав плагиоклазов позволили отнести туфы к андезитовым.

По-видимому, к этому же стратиграфическому уровню приурочен прослой андезитового туффита, обнаруженный З. Ф. Жигуновой в Дуклянской зоне по левому притоку ручья Паражена (бассейн Жденевки). Сам ручей течет по темноцветным песчано-глинистым породам березнянской свиты, и лишь в одном участке в среднем его течении в ядре антиклинальной складки вскрываются более древние отложения — пестроцветы яловецкой свиты. Прослой туффита, вероятнее всего, относится к переходной между этими свитами пачке пород. Кристаллокластический материал представлен обломками сильно измененных плагиоклазов и пироксенов. Среди основной пелитовой массы заметную роль играют чешуйки биотита и мусковита.

Близкие по возрасту пирокластические образования иного состава обнаружены в Пенинской зоне и полосе так называемого межтесового палеогенового пестроцветного флиша. Туфы, агломераты

и потоки лав, переслаивающиеся с пачками пуховских мергелей, описаны из района с. Драгова (Лазаренко, 1960).

В полосе межуетесового флиша вулканогенные образования установлены по ручью Александровскому (правый приток Рики), на водоразделе Теревли и Малой Угольки в районе горы Розсош, в окрестностях сел Горинчева и Копатиновой Поляны. Следует заметить, что многие исследователи относят эти породы к эоценовой фазе вулканизма. Такой вывод делается на основании их залегания среди тонкоритмичного флиша, не похожего на массивно-слоистые мергели пуховской свиты. Однако во всех случаях во вмещающих туфы отложениях (как по ручью Александровскому, так и в других районах) содержатся богатые сообщества мелких фораминифер верхнего мела (Майзон, 1943; Ломизе, Маслакова, 1967).

Общей характерной чертой Пенинской зоны и полосы межуетесового флиша является развитие калиевых диабазов. Согласно Е. К. Лазаренко и др. (1963), во всех выходах пород как в обломках в туфах, так и в потоках лавы имеют много общих признаков, поэтому не может быть сомнения в их генетической взаимосвязи. Мелкие обломки в туфах более интенсивно изменены вторичными процессами, чем лавы. Цвет пород преимущественно бурый, реже темно- и зеленовато-серый.

Переслаивание потоков лав и агломератов с пачками пуховских мергелей (район с. Драгова) указывает на подводный характер излияний. Потоки лав не прослеживаются более чем на 20—30 м от центров извержений (трещин), в то время как агломераты распространены на расстоянии 300—400 м (Лазаренко и др., 1963). На контакте с диабазами и агломератами пуховские мергели значительно изменены. Породы становятся очень крепкими. В шлифах отчетливо видно, как на контакте с эффузивами мергель замещается агрегатом хлорита, халцедона и гематита. Туфовые прослои содержат множество обломков диабазов и частично разложившееся бурое вулканическое стекло. Структура диабазов порфировая, текстура миндалекаменная или флюидальная.

Среди отложений палеогена межуетесовой полосы наиболее развиты породы александровского горизонта, впервые обнаруженные Н. С. Расточинской и В. И. Славиным, позднее изучавшиеся Б. В. Мерlichem и С. М. Спитковской (1957), Э. А. Лазаренко (1960) и наиболее полно М. Г. Ломизе и Н. И. Маслаковой (1967). Согласно данным последних авторов, породы александровского горизонта прослеживаются в бассейне одноименного ручья на протяжении около 1 км, затем вновь выходят на дневную поверхность уже в бассейне Теревли в 2 км выше с. Драгова. В районе горы Розсош (окрестности с. Полянского) двумя шурфами, находящимися на расстоянии 800 м один от другого, вскрыты туфобрекчии того же состава и строения, что и в ручье Александровском.

Туфобрекчии андезитового состава характеризуются темно-фиолетовой окраской. Они представляют собой литокластический

туф с многочисленными обломками мандельштейновых порфири-тов. Общая мощность горизонта 30 м.

Вулканические образования ручья Александровского, окрестностей сел Полянского и Горинчева вместе с вмещающими меловыми отложениями образуют вытянутую в карпатском простира-нии полосу, к северу от которой развиты палеогеновые образования метовской, к югу — шопурской и драговской свит. Таким образом, они как бы рассекают область развития межтесового палеогена на две части. Наиболее вероятно, что породы верхнего мела вместе с вулканогенными образованиями слагают здесь фронтальную часть Драговской (Монастырецкой) подзоны. По литофациальному облику верхнемеловые отложения ручья Александровского во многом напоминают породы пасикской толщи. Не исключено, что они являются возрастными аналогами (схема II, вклейка).

Признаки вулканической деятельности туронского и коньяк-ского веков обнаружены и в других районах. В Пенинской зоне Польши туффиты андезито-дацитового состава описали К. Бир-кенмайер и Т. Визер (1956). Тонкий пепловый материал, связан-ный с отдельными вулканическими центрами, широко распро-странен во внешней флишевой части Карпатской области. Прослой пеплового туфа наблюдаются в пестроцветной части отложений яловецкой свиты в ядре Голятинской складки (окрестности с. Верхнего Быстрога). Пепловые туфы установлены также в стра-тиграфическом аналоге этих отложений — пестрых мергелях зоны Аудия и на продолжении Скибовой зоны в бассейне Молдовы на территории Румынии (Банчила и др., 1964).

В верхнемеловых образованиях на территории Украинских Карпат пирокласты отмечены в тростенецкой (лолинской), бачав-ской, головнинской и стрыйской свитах. В первых трех свитах вулканогенный материал (витрокластика) находится в цемент-рующей массе — мелко- и среднезернистых песчаников.

В верхней части стрыйской свиты, по данным О. Ф. Ткаченко и др. (1967), спорадически встречаются маломощные прослой свет-ло-серых и белых туфов. Обычно это сильно измененные породы, состоящие из монтмориллонита, в котором содержатся реликты вулканического стекла с показателем преломления 1,528, а также кристаллы разложившихся пироксенов, реже полевых шпатов. Судя по реликтам вулканического стекла и характеру изменения, пепловый материал был кислым.

В палеоценовых, ниже- и среднеэоценовых отложениях известны лишь единичные следы вулканической деятельности. Тонкие прослой андезитовых туфов отмечены в Магурской зоне (в бассейне Турыи) и полосе Мармарошских утесов (в бассейне Рики, в отложениях метовской свиты). На смежной территории Польши эти образова-ния развиты шире: кроме Магурской, они установлены в Силезской и Субсилезской зонах (Сикора, 1959; Кошарский, Визер, 1960).

В Магурской зоне основное поле распространения андезитов и пироксенов приурочено к бассейну Турыи. Здесь среди тонкоритмич-

ного серо-зеленого флиша наблюдаются штокообразные выходы андезито-дацитов (окрестности сел Турья, Ремета), которые многими исследователями рассматриваются как останцы Выгорлат-Гутинской гряды или как неогеновые гиабиссальные образования, и тонкие прослой (3—5 см) туфов. Последние установила З. Ф. Жигунова на глубине 27—30 м в районе с. Турья Пасека. В указанном интервале прослеживаются три таких прослоя туфов. Туф алевритовый, витрокластический, кислого состава. Прослой кремневого туфа, состоящего из вулканического стекла, почти полностью замещенного халцедоном, Жигунова обнаружила по ручью Дворницкому.

В полосе Мармарошских утесов большинство выходов пирокластических пород (по ручью Александровскому, в окрестностях сел Копашина Поляна и Горинчева), описывавшихся ранее как палеогеновые, в настоящее время отнесено к верхнему мелу. К палеогену же следует причислить лишь прослой туфов из нижней части разреза метовской свиты. Два таких прослоя прослеживаются по ручью Калову — правому притоку Рики, впадающему в нее севернее с. Липчи. Туфы (мощность прослоев 10—15 см) темно-серые, иногда пятнистые, псаммитовые, со значительным содержанием обломков диабазов, чаще всего шаровидных, что придает породе внешний вид гравелита.

В верхнем эоцене пирокласты установлены в Закарпатском внутреннем прогибе, Магурской, Дуклянской и Силезской зонах. В Закарпатском прогибе прослой туффитов обнаружены в пестроцветном верхнеэоценовом флише байловской свиты в керне Даниловской опорной скважины (Гуревич, 1960) на глубинах 2135—2176 м. Основная масса пород почти полностью замещена карбонатами и глинистыми минералами. Они характеризуются реликтовой кристаллитовитрокластической структурой. Кристаллокластический материал сложен свежими плагиоклазами остроугольной формы и зернами кварца со следами коррозии, а также карбонатом.

В Магурской зоне тонкие прослой (1—3 см) сильно измененных туфов вскрываются по р. Каменичке в толще верхнего эоцена севернее с. Нозьселицы. В Дуклянской зоне известен прослой (около 1 м) разложившегося туфа, обнажающийся по правому притоку Свалявки.

В последнее время горизонт туфов установлен в Силезской зоне по р. Рике в районе с. Верхнего Быстрого. На северной окраине села, в 70—90 м выше источника минеральной воды, в непосредственной близости к шоссе Хуст — Львов у моста обнажается пачка (мощностью около 5 м) переслаивающихся серых и темно-серых мягких глин (3—5 см) и серых и светло-серых туфов. Выделяющиеся более светлой окраской туфы при выветривании приобретают коричневато-желтый оттенок, обусловленный гидроокислами железа (табл. 3).

Многочисленные прослой витрокластических туфов (псаммитовых и алевритовых) дацитового и трахитового состава развиты

в верхнем эocene в подгальском флише, в Магурской, Дуклянской и Силезской зонах Польских и Чехословацких Карпат (Сикора, 1965; Лешко и Самуэль, 1968).

Олигоценые отложения Карпат с их монотонностью, однообразием облика осадочных образований долго считались лишенными пирокластических пород. Известно лишь сообщение Н. Р. Ладыженского о находке в 1938 г. туфа в керне скважины, пробурен-

Таблица 3

Химический состав пирокластических образований меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	30,73	57,00	70,05	56,06	38,66	42,70	40,12
TiO ₂	4,05	3,20	0,53	0,80	0,62	1,52	1,44
Al ₂ O ₃	10,38	14,20	12,96	16,52	11,67	17,60	14,67
Fe ₂ O ₃	7,20	8,91	4,56	2,31	3,58	0,83	4,32
FeO	1,87	0,43	1,03	5,01	20,13	9,90	1,43
MnO	0,07	0,02	0,32	0,11	0,12	0,25	0,17
MgO	2,26	0,75	0,89	1,58	1,87	3,49	1,62
CaO	16,90	4,09	0,91	5,13	2,26	9,70	16,63
Na ₂ O	0,13	5,05	0,78	6,74	0,35	1,09	1,87
K ₂ O	2,45	1,03	3,31	0,17	2,35	1,44	0,93
П. п. п.	17,11	3,67	3,05	2,10	17,21	4,34	3,25
P ₂ O ₅	0,29	0,62	0,09	0,37	0,12	0,18	0,26
H ₂ O ⁺	6,85	0,70	—	0,37	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	1,62	—	1,19	0,45	0,50
CO ₂	—	—	Следы	3,22	—	6,98	12,33
Сумма	100,29	99,68	100,10	100,49	100,13	99,69	99,54

Примечание: 1—4— меловые породы: 1 — бурое разложившееся стекло, обогащенное карбонатами, с Драгово (Лазаренко и др., 1963); 2 — «спилит» района с. Горинчева, александровский горизонт туфов (Мерлич, Спитковская, 1957); 3 — туфопесчаник из нижней (пестроцветной) части яловецкой свиты, окрестности с. Верхнего Быстрого; 4 — «спилит» бассейна Вячницки; 5—7 — палеогеновые породы: 5 — туф, окрестности с. Верхнего Быстрого; 6—7 — туфы, разрез ручья Калова (правый приток Рики). Анализы 3—7 выполнены в лаборатории неорганической химии УкрНИГРИ (аналитики А. М. Исюк и Ю. В. Шевченко).

ной в районе с. Небылова. Описание чечвинского горизонта туфов (Вялов, Ладыженский, Ткачук, 1951) привлекло внимание исследователей, и в последнее время появилось несколько работ, посвященных олигоценым туфам и туффитам (Вульчин, Кульчицкий, 1959; Вульчин, Швай, 1961; Вульчин, 1963; Досин, 1964; Максимов, Рейфман, 1964, 1966, 1972). Обнаружены также туффиты в олигоцене Польских и Чехословацких Карпат.

Следует отметить, что при диагностировании олигоценых пирокластических и пирокласто-осадочных пород приходится сталкиваться с дополнительными трудностями. В олигоценых отложениях содержится только пепловый материал, чаще всего пелитовой размерности, причем лишь в немногих случаях порода может быть названа туфом, обычно же это туффиты, туфоаргиллиты, туфопесчаники. К тому же вулканический пепел в значитель-

ной степени изменен постседиментационными процессами. Туффиты, развитые среди черных битуминозных аргиллитов менилитовой свиты, внешне сходны с ними, вследствие чего пропускаются при описании разрезов. Черный цвет таких пород (как и обычных менилитовых аргиллитов) обусловлен наличием значительного количества органического вещества и пирита. Однако в процессе выветривания туффиты и туфоаргиллиты постепенно обесцвечиваются, иногда до белого цвета. Они раскалываются на угловатые обломки, никогда не наблюдается эксфолиации, «листоватости».

Туфы и туффиты известны из многих разрезов менилитовой свиты. Среди пород нижнего кремневого горизонта туффиты обнаружены в керне картировочных скважин площадей Улично и Россильная (Максимов и др., 1963). Прослой окремненного туфа с отчетливо выраженной витрокластической структурой найден в нижней части нижнего кремневого горизонта в разрезе р. Чечвы (Береговая скиба).

В верхней части нижнеменилитовой — основании среднеменилитовой (лопянецкой) подсвиты залегает пачка черных туффитов и туфоаргиллитов, переслаивающихся с аргиллитами и песчаниками. Выходы этой пачки наблюдаются в разрезах рек Чечвы, Лужанки (Береговая скиба), Опоры, Тышовницы и Свичи (Оровская скиба). Во всех случаях, кроме последнего, в верхней части разреза нижнеменилитовой подсвиты на склонах образовались «красные пятна» — коллювиально-делювиальные осыпи, окрашенные гидроокислами железа в интенсивный фиолетово-коричневый цвет, который с удалением от центра осыпи постепенно переходит в бледный кирпично-красный. Исследованная пачка пород представляет собой чередование туффитов и туфоаргиллитов (туфогенных аргиллитов), измененных в различной степени, и песчаников. В районе рек Чечвы и Опора пачка состоит из двух частей (общей мощностью около 20 м), разделенных прослоем обычных менилитовых аргиллитов. На р. Лужанке неблагоприятные условия обнаженности не дают возможности судить о деталях строения и мощности пачки, но они примерно такие же.

Окраска пород различная. Свежие породы характеризуются черной или темно-серой окраской, вследствие окисления пирита они покрываются коричнево-красным налетом гидроокислов железа, на более поздних стадиях выветривания становятся красными, затем по мере выноса гидроокислов все более светлыми, розовыми и наконец белыми. Такая порода легко размокает в воде, липнет к языку, нередко оказывается «мыльной» на ощупь.

Туффиты в составе верхнего кремневого горизонта и непосредственно перекрывающей его части верхнеменилитовой подсвиты по рекам Чечве и Дубе наблюдал В. А. Шакин (1960), а в районе Долинского нефтяного месторождения Е. И. Вульчин и Л. П. Швай (1961). В. Б. Порфирьев, И. В. Гринберг и др. (1963) упоминают о туфах в верхнеменилитовой подсвите в Береговой скибе — по рекам Стрюю (с. Любницы), Быстрице-Надворнянской, в бассейне

Свичи (Верхний Струтынь, Дуба), а также в Предкарпатском прогибе (села Небылов, Майдап, Рыпне). Верхний кремневый горизонт и вышележащая часть верхнеменилитовой подсвиты исследовались в выходах по рекам Быстрице-Надворнянской, Чечве, Дубе, Лужанке, Сукели и ее притоку ручью Церковному, Стрию и его притоку ручью Глубокому и др. В этом горизонте в отличие от нижнего кремневого преобладают светлоокрашенные кремнистые породы, которые нередко наблюдаются не в виде правильных слоев, а в форме линз, небольших выделений.

В составе верхнего кремневого горизонта и непосредственно перекрывающей его части верхнеменилитовой подсвиты значительную роль играют туффиты и туфогенные аргиллиты. Это черные породы (цвет определяется высоким содержанием органического вещества и пирита), обычно менее плотные, чем менилитовые аргиллиты, и в отличие от последних при выветривании светлеющие, иногда до полного обесцвечивания. При благоприятных условиях влажности и освещенности выветривание этих пород приводит к окрашиванию склонов в красно-коричневый цвет. По р. Чечве, например, это явление наблюдается на протяжении почти 100 м.

В верхней части верхнеменилитовой подсвиты на небольшой территории известна пачка туфов и туффитов (так называемый чечвинский горизонт туфов). Впервые ее описали в сечении р. Чечвы О. С. Вялов, Н. Р. Ладыженский и Л. Г. Ткачук (1951). В 1961 г. Е. И. Вульчин и Л. П. Швай в Долинской глубинной складке и Рыпневской структуре в этой части разреза исследовали горизонт туфов сходного состава и с полным основанием сопоставили его с чечвинским.

В разрезе р. Чечвы (окрестности с. Верхнего Струтыня) чечвинские туфы залегают среди черных битуминозных известковистых аргиллитов верхнеменилитовой подсвиты. Ее нижняя часть (7—8 м) сложена ожелезненными рыхловатыми туффитами, содержащими до 10% алевритовой примеси. Выше залегает 20-метровая пачка темно-серых измененных туфов, при выветривании обесцвечивающихся почти до белого цвета. Эти породы образуют крупные (5—15 см) угловатые обломки с раковистым изломом. Разрез венчается 35-метровой пачкой плотных почти черных туффитов. Породы средней части толщи содержат меньше органического вещества и пирита и больше вторичного кальцита, чем остальные.

В юго-восточной части Скибовой зоны на левом берегу Черного Черемоша (с. Краснык) на крутом склоне обнажаются серые известковистые аргиллиты с редкими тонкими прослоями серых слюдистых песчаников с немногочисленными маломощными (2—5 см) выделениями черных менилитовых аргиллитов (так называемая переходная толща). Здесь наблюдаются несколько слоев (2—30 см) бентонитизированных туфов, пепельно-серых, ближе к поверхности зеленовато-серых, с бурыми потеками гидроокислов железа на плоскостях напластования. Этот выход впервые описали Е. И. Вульчин и Я. О. Кульчицкий (1959).

В верховьях ручья Рыпеня (приток Путилы) среди известковистых сероцветных аргиллитов и алевролитов красненского флиша обнажается пачка туфов мощностью 0,6—0,7 м. В разрезе притока Рыпеня, ручья Стайки туфы образуют пачку мощностью 1,0—1,5 м. Макроскопически — это плотная мелкозернистая порода серого и зеленовато-серого цвета. Впервые этот горизонт описал Г. Д. Досин (1964).

В целом в олигоценовых отложениях Карпат развиты туфы, туффиты, туфоаргиллиты и туфопесчаники, но преобладают в различной степени измененные туффиты и туфоаргиллиты. Различия между изученными породами касаются качественной и количественной характеристики терригенной примеси, пирокластическая же часть почти во всех случаях представлена тонким витрокластическим материалом, и порода соответственно является тонкообломочным туфом, туффитом или туфоаргиллитом.

Литокластические туфы в образованиях олигоцена не известны, встречаются лишь пепловые витрокластические породы, нередко с небольшой примесью кристаллокластического материала. По составу как изучавшиеся нами, так и описанные в литературе олигоценовые туфы Карпат относятся к кислым — липаритовым (Вялов, Ладыженский, Ткачук, 1951; Вульчин, Кульчицкий, 1959; Сикора, Визер и др., 1959; Досин, 1964), реже липарит-дацитовым или дацитовым (Токарский, 1957; Сикора, Визер и др., 1959).

Основная масса туфов и туффитов в прозрачных шлифах обычно желтовато-серого цвета, при большом содержании органического вещества и пирита — бурая до черной.

Основная масса туфов (образцы из нижнего и верхнего кремневых горизонтов и чечвинского горизонта туфов — все из разреза р. Чечвы) характеризуется микротекстурой течения, причем пепловые частицы не ориентированы одинаково, как в эффузивных породах, а меняют ориентировку в небольшом участке прозрачного шлифа, и такие участки разделяются площадями без признаков текстуры течения (см. рис. 2). Основная масса сложена пепловым материалом, причем длина отдельных частиц составляет 0,1—0,01 мм. В литературе в качестве верхнего предела приводятся 0,08 (Вульчин, Кульчицкий, 1959), 0,1 (Вялов, Ладыженский, Ткачук,

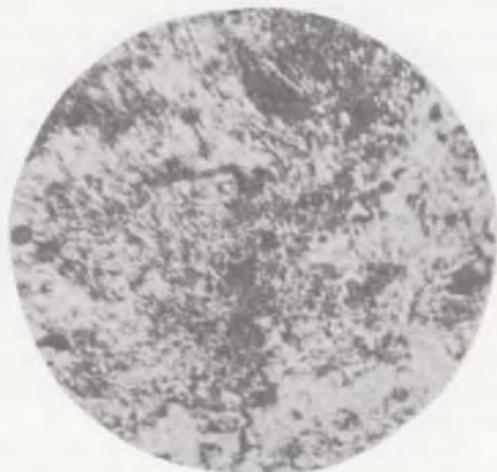


Рис. 2. Туф. Нижнеменилитовая подсвета, р. Чечва. Без анализатора, $\times 100$.

1951), более 0,1 (Кошарский, Визер, 1963), до 0,15 мм (Шакин, 1960). Структура пород, таким образом, может быть определена как витрокластическая тонкообломочная, причем в зависимости от преобладания зерен определенной размерности можно выделить алевритовые и пелито-алевритовые разности. По форме пепловые частицы различны, но все они, как правило, удлинённые и в большей или меньшей степени изогнутые. Обычно наблюдаются псевдоморфозы глинистых минералов по пепловым обломкам, обнаружить неизменные частицы удается редко. Показатель преломления вулканического стекла ниже, чем канадского бальзама, и в целом в описываемых породах изменяется от 1,496 до 1,523. Более высокие показатели свидетельствуют о преобразовании стекла.

Кристаллокластический материал не играет в этих породах существенной роли. Он представлен плагиоклазами и кварцем. Состав плагиоклазов, приблизительно определенный по углам симметричного погасания индивидов в полисинтетических двойниках, соответствует олигоклазу — андезину. Сходные данные приводят Е. И. Вульчин и Я. О. Кульчицкий (1959) — номер плагиоклаза 25—40, Г. Д. Досин (1964) — 25—35. Всегда в породах содержится кварц, обычно в очень мелких обломках (мелкоалевритовых и пелитовых).

Примесь терригенного материала незначительная и составляет (по планиметрическим подсчетам) первые проценты. Представлена она полуокатанными зернами кварца, иногда полевых шпатов, чешуйками слюд.

Органическое вещество и пирит всегда содержатся в небольших количествах, причем пирит, как правило, не образует агрегатов и наблюдается в виде очень мелких зернышек.

Среди олигоценовых пирокласто-осадочных пород почти невозможно провести грань между туффитами и туфоаргиллитами, так как они окрашены органическим веществом и пиритом и сложены очень тонкодисперсным материалом. Измененность последнего приводит к тому, что чаще породы представляют собой туфогенные аргиллиты, причем начальное отношение пирокластического и терригенного материала определить невозможно.

Основная масса туффитов (туфогенных аргиллитов) сложена более тонкодисперсным материалом, чем описанные выше туфы. Обломки неизменного вулканического стекла обычно не превышают по размеру 0,01—0,02 мм. Структура пелитовая, участками реликтовая, витрокластическая, тонкообломочная. Обломки вулканического стекла характеризуются различной формой, как правило, остроугольной. Концентрация $C_{орг}$ в черных туффитах составляет 1,91—5,55 при средней 3,29% (данные 11 анализов), что значительно ниже принятой для менилитовых аргиллитов. В выветренных породах содержание $C_{орг}$ снижается до 0,48—0,12%. В составе чечвинских туфов находится 2% $C_{орг}$ (определялся в двух образцах).

В прозрачных шлифах туффитов иногда наблюдаются остатки организмов с кремневым скелетом — силикофлагеллят, а также диатомовых и радиолярий.

В тяжелой фракции туфов и туффитов доминирует пирит — 80—90%, иногда даже более (во фракциях выветренных разностей его место занимают гидроокислы и окислы железа; часто попадаются зерна пирита с окисленной поверхностью). В заметных количествах содержатся гранат, циркон, апатит (от 1—2 до 7—8% каждый), причем в образцах чечвинских туфов среди нерудных минералов явно преобладают циркон и апатит, в туффитах же ниже- и верхнеменилитовой подсвит — преимущественно гранат и рутил. Это сле-

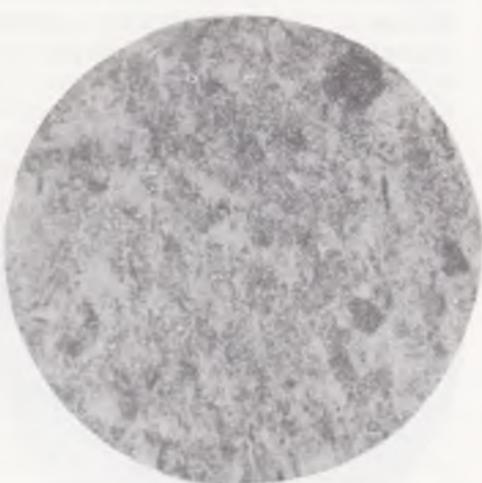
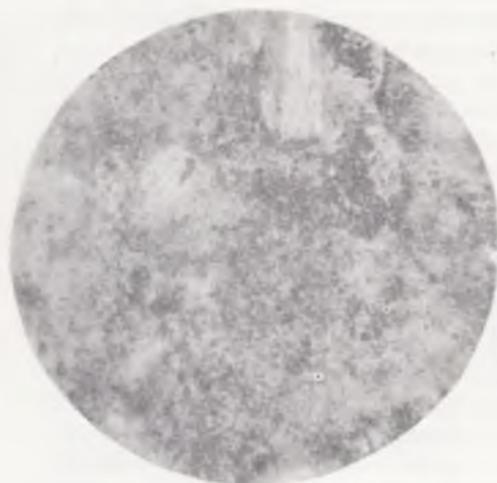


Рис. 3. Бентонитизированный туф кристаллитовитрокластический. Верховинная свита, р. Днестр. Без анализатора, $\times 100$.

Рис. 4. Туффит. Верхнеменилитовая подсвита, р. Чечва. Без анализатора, $\times 100$.

дует объяснить тем, что в первом случае преобладают обычные аксессуарные минералы эффузивных пород, а во втором — терригенный материал.

Интересно отметить, что кроме пирита, железорудные минералы не наблюдаются (не считая окислов и гидроокислов, развитых явно за счет пирита). Можно предположить, что в осадок они попадали из пепловой тучи или с терригенным кластическим материалом, но в ходе постседиментационных процессов были пиритизированы.

В легкой фракции наибольшее значение имеют кварц, полевые шпаты и в меньшей степени бесцветные слюды, халцедон, вулканическое стекло. Немногочисленные окатанные псаммитовые и крупноалевритовые терригенные зерна кварца обычно четко отличаются от очень мелких остроугольных обломков пирокластических пород. Полевые шпаты представлены в основном плагиоклазами.

Пирокластические и пирокласто-осадочные породы олигоценного возраста подвергались различным постседиментационным изменениям. Наиболее распространенными преобразованиями вулканического пепла являются бентонитизация, окремнение, карбонатизация. Последняя широко развита в туфах и туффитах верхнеменилитовой подсвиты (чечвинских), залегающих среди известко-

вистых аргиллитов. Здесь еще в ходе седиментогенеза нормально-осадочная примесь к пирокластическому материалу была существенно карбонатной, однако основные процессы протекали несомненно позднее. В результате порода по составу нередко соответствует мергелю, но реликтовая пирокластическая структура и текстурные признаки указывают на ее подлинный генезис.

Бентонитизация и окремнение проявляются сопряженно и, кроме горизонта чечвинских туфов, широко развиты во всех пирокластических и пирокласто-осадочных породах олигоцена (рис. 3). Действие этих процессов в первую очередь и привело к тому, что в боль-

шинстве случаев образовались породы, состоящие в основном из кремнисто-глинистой или глинистой массы. При этом наиболее интенсивные изменения претерпевал тонкодисперсный пепловый материал (рис. 4, 5).

В ходе преобразования в глинистые минералы обломки вулканического стекла в значительной степени утрачивают присущую им остроугольную форму и приобретают более сглаженные очертания (см. рис. 4).

Дифференциальные термограммы пелитовых фракций, отмученных из измененных туффитов, показывают наличие монтмориллонита. Тогда на

Рис. 5. Бентонитизированный туффит. Верхнеменилитовая подсвита, р. Быстрица-Надворнянская. Без анализатора, $\times 200$.

кривых проявляются все три эндотермических эффекта, характерных для монтмориллонита, — при температурах 80—180, 640—760, 850—950° С.

Химический состав (табл. 4) описываемых пород весьма постоянен, что вполне понятно, если учесть, что они содержат различную терригенную примесь и изменены. Средний химический состав наиболее характерных пород — свежих чечвинских туфов (по результатам 14 анализов) — таков (в %): SiO_2 68,34; TiO_2 0,32; Al_2O_3 12,92; Fe_2O_3 1,38; FeO 1,31; MnO 0,03; CaO 1,38; MgO 0,99; K_2O 3,49; Na_2O 1,92; авторы, впервые их описавшие, привели сходные данные. Средний состав туффитов (туфогенных аргиллитов) менилитовой свиты существенно иной. Бросается в глаза прежде всего резкое снижение содержания щелочей и кальция при некотором повышении роли кремнезема. Содержание глинозема тоже несколько уменьшилось, так что объяснить различие примесью седиментогенного глинистого материала невозможно. Несомненно, изменения химического состава отражают различное протекание

постседиментационных процессов. Пересчет химических анализов по методу А. Н. Заварицкого указывает на пересыщенность всех исследованных пород глиноземом (см. табл. 4). Вместо c' они характеризуются коэффициентом a' с большими числовыми значениями. Данные пересчета подтверждают измененность пород, однако их принадлежность к кислым разностям не вызывает сомнений.

Таким образом, в менилитовой свите четко выделяются четыре основных горизонта туфов и туффитов, приуроченных к нижнему кремневому горизонту, верхам нижнеменилитовой — основанию среднеменилитовой подсвиты, верхнему кремневому горизонту и прилегающей части верхнеменилитовой подсвиты, верхней части верхнеменилитовой подсвиты (чечвинский горизонт).

В юго-западной части Скибовой и Силезской зон менилитовая свита замещается мощной толщей песчано-глинистого кросненского флиша. Здесь перечисленные горизонты не прослеживаются, кроме нижнего, выше же известны лишь единичные выходы пирокластических пород и бентонитов. Это является следствием, с одной стороны, разбавляющего действия интенсивной седиментации терригенного материала, с другой — приводящего к тому же результату переотложения осадков течениями, характерными для флишевого бассейна. Однако даже эти, несомненно, весьма существенные факторы не могут сами по себе объяснить столь резкого снижения в юго-западном направлении массы пирокластического материала. Исходя из всех имеющихся данных, следует сделать вывод, что в этом направлении поступление пирокластического материала в начале снижалось.

Развитые на северном склоне Карпат четыре горизонта туфов и туффитов и продуктов их изменения отражают периоды наиболее напряженной эксплозивной деятельности. Кроме того, во всех разрезах олигоцена Скибовой и Силезской зон прослеживаются многочисленные прослои бентонитовых глин. Наличие в бентонитах обломков вулканического стекла и нередко наблюдающаяся приуроченность к туфам не оставляют места сомнению в их происхождении в результате преобразования вулканического пепла. Как известно, бентонитизация начинается непосредственно после отложения вулканического пепла и в основных чертах завершается до захоронения осадка. Поэтому естественно, что бентонитизации подверглась тонкая витрокластика, осевшая маломощными слоями. В случае накопления более крупнозернистого вулканического пепла и быстрого его захоронения формировался туф.

Туффиты (туфогенные аргиллиты) менилитовой свиты образовались в результате изменения смешанного глинисто-пирокластического осадка. Поскольку витрокластический материал, входящий в их состав, характеризуется обычно пелитовой размерностью, а накопление глинистого ила происходит, как известно, медленно, трудно себе представить, чтобы при совместном осаждении вулканический пепел не успел полностью превратиться в

Химический состав туфов и туффитов олигоцена, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	74,64	74,25	69,83	75,99	73,80	73,00	74,37	73,09	73,62
TiO ₂	0,37	0,45	0,19	0,41	0,50	0,46	0,39	0,46	0,49
Al ₂ O ₃	10,29	10,15	12,92	10,83	9,34	10,15	7,91	10,17	11,45
Fe ₂ O ₃	1,51	1,79	0,97	2,60	2,42	2,68	2,27	1,15	2,19
FeO	0,71	0,75	0,87	0,50	0,15	0,18	0,37	0,79	0,77
MnO	Следы	—	0,03	Следы	—	—	—	—	—
CaO	0,67	0,50	1,35	0,54	1,01	0,84	0,67	0,35	0,62
MgO	0,91	0,73	0,98	0,64	0,82	0,72	0,54	0,77	0,84
K ₂ O	1,75	1,75	3,21	1,90	1,51	1,56	1,36	2,41	3,64
Na ₂ O	0,34	0,24	2,43	0,16	0,23	0,21	0,11	0,24	0,25
P ₂ O ₅	0,11	0,20	0,02	0,12	0,29	0,11	0,09	0,06	0,08
S	Следы	—	—	0,28	0,06	0,08	0,16	0,34	0,37
H ₂ O ⁻	2,92	2,47	2,82	2,00	5,16	5,34	5,25	2,81	2,35
П. п. п.	6,04	7,06	4,68	4,39	4,62	4,65	7,05	7,80	3,16
Сумма	100,26	100,34	100,30	100,36	99,91	99,98	100,54	100,44	99,83

Коэффициенты по

s	83,80	83,90	—	82,30	85,20	78,40	86,90	84,30	81,70
a	3,90	2,90	—	3,00	2,60	2,60	0,80	4,00	5,80
c	0,90	0,60	—	0,80	1,20	1,00	0,90	0,90	0,70
b	12,00	9,10	—	12,80	11,00	12,50	11,30	10,60	11,70
a'	73,00	79,90	—	71,90	67,50	71,00	71,60	74,00	67,10
f'	14,60	16,30	—	19,40	20,00	19,70	20,40	13,60	21,00
m'	12,40	9,80	—	8,20	18,50	9,30	8,00	12,30	11,90
n	21,70	18,20	—	13,00	15,80	15,90	33,30	13,80	9,10

Окисел	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	67,60	71,41	73,12	67,53	67,65	67,90	68,40	65,80	71,09
TiO ₂	0,34	0,21	0,20	0,21	0,32	0,29	0,29	0,30	0,21
Al ₂ O ₃	13,78	13,04	12,21	12,83	13,48	13,02	12,89	13,61	12,30
Fe ₂ O ₃	1,38	0,85	1,03	1,25	1,18	1,34	1,28	1,51	1,23
FeO	1,39	0,81	0,65	0,80	1,39	1,07	1,30	1,27	0,47
MnO	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,04	0,04	0,03
CaO	1,18	0,84	0,94	2,05	1,36	1,62	1,52	1,70	1,59
MgO	0,86	0,52	0,55	1,35	0,96	1,16	0,92	1,10	0,53
K ₂ O	3,92	3,46	3,90	3,25	3,07	4,28	4,27	3,75	3,06
Na ₂ O	2,54	3,45	2,47	0,94	2,52	1,84	1,63	2,02	3,59
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
S	0,28	0,11	Нет	Нет	0,46	Нет	0,24	0,23	Нет
H ₂ O ⁻	2,10	1,11	1,29	3,87	2,32	2,41	2,49	2,99	1,12
П. п. п.	4,95	4,40	4,02	5,71	5,67	5,13	4,94	5,57	5,05
Сумма	100,40	100,26	100,42	99,83	100,43	100,12	100,24	99,92	100,30

Таблица 4

	10	11	2	13	14	15	16	17	18
	67,70	79,72	74,28	76,05	77,42	68,69	69,42	62,80	77,50
	0,39	0,25	0,29	0,28	0,43	0,17	0,14	0,27	0,28
	9,42	5,54	8,64	7,93	9,37	11,89	12,86	13,61	7,46
	3,28	0,29	0,62	0,60	1,14	1,29	0,79	2,04	0,47
	0,72	1,98	1,51	1,53	0,80	0,94	1,12	1,19	0,87
	—	—	—	0,02	Следы	0,10	0,06	0,06	0,02
	0,53	0,33	0,42	0,40	0,54	2,32	1,61	2,14	0,42
	0,64	0,36	0,65	0,52	0,67	0,51	0,39	1,67	0,66
	2,90	1,00	1,54	1,54	2,32	5,04	5,06	6,05	1,18
	0,26	0,24	0,25	0,21	0,35	3,51	4,76	1,48	0,25
	0,07	0,05	0,07	0,07	0,09	0,05	0,05	0,07	0,12
	0,60	1,33	0,46	0,64	0,26	0,11	0,12	0,37	0,15
	3,10	1,13	2,15	2,84	1,76	1,80	1,64	4,86	1,74
	11,16	8,85	9,86	8,06	5,54	3,69	2,24	3,93	9,43
	100,77	101,07	100,74	100,69	100,69	100,11	100,26	100,54	100,55

А. Н. Заварицкому

82,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11,90	—	—	—	—	—	—	—	—	—
58,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—
31,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—

	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	71,74	64,64	62,65	69,82	77,40	57,63	70,02	76,01	70,16
	0,22	0,34	0,37	0,31	0,35	0,92	0,20	0,23	0,15
	12,40	13,12	13,74	12,81	7,40	18,07	10,74	19,68	12,41
	1,64	1,70	1,38	1,41	1,74	1,73	2,92	2,38	2,09
	0,36	1,62	2,09	1,18	0,36	4,92	0,36	0,36	—
	0,01	0,04	0,04	0,02	Следы	0,06	0,02	0,02	Нет
	1,02	1,96	2,30	1,19	0,44	0,85	1,80	0,98	2,25
	0,61	1,33	1,53	0,83	0,72	1,72	1,38	0,86	0,49
	3,49	4,02	4,08	3,41	0,43	3,37	1,68	1,53	5,48
	2,76	1,34	0,95	1,77	0,21	1,35	3,60	2,39	—
	0,03	0,06	0,05	0,04	0,06	0,10	—	0,04	0,21
	Нет	0,53	0,54	0,25	0,16	2,56	—	—	0,16
	2,02	3,32	3,39	2,65	2,79	1,49	2,60	1,86	1,84
	4,15	6,45	7,18	4,96	7,49	5,86	5,48	3,80	4,88
	100,45	100,47	100,29	100,65	99,55	100,63	100,44	110,14	100,12

	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	<i>Коэффициенты по</i>								
<i>s</i>	79,20	81,80	82,40	—	—	79,90	80,70	79,10	82,90
<i>a</i>	11,80	12,50	10,90	—	—	10,60	10,20	10,20	12,60
<i>c</i>	1,50	1,00	1,20	—	—	2,00	1,90	2,10	2,00
<i>b</i>	7,80	4,90	5,30	—	—	7,40	7,20	8,60	2,50
<i>a'</i>	55,90	58,30	56,40	—	—	43,80	45,10	53,80	11,10
<i>i'</i>	25,20	23,30	26,90	—	—	28,50	25,50	23,50	55,60
<i>m'</i>	18,90	18,10	16,70	—	—	27,60	21,60	22,70	33,30
<i>n</i>	49,40	60,40	49,40	—	—	38,70	36,10	45,10	64,40

Примечание: Геологические разрезы нижнемелитовой подсвиты: 1—4—р. Чечва (с. Спас); 11—14 — верхнемелитовой подсвиты по р. Быстрице-Надворнянской (с. Пнев); 15—16 — нижней час свиты по р. Тышовнице; 20—33 — горизонта чечвинских туфов, верхнемелитовая подсвита, р. Чеч Ю. В. Шевченко). Туфы: 34 — чечвинский (Вязь, Ладыженский, Ткачук, 1951); 35 — из переходной реза ручья Рыпень (Досин, 1964)

монтмориллонит. По-видимому, смешение происходило при переотложении осадочного материала.

При решении вопроса о местоположении вулканических аппаратов приходится руководствоваться следующими данными: в олигоценовых отложениях Карпат пирокластический материал в подавляющей массе — витрокластический, пелитовой размерности; мощность пирокластических пород уменьшается в юго-восточном направлении; чечвинские туфы образуют линзовидное тело небольшой протяженности. Эти данные дают достаточные основания предполагать (Габинет, 1961; Максимов, Рейфман, 1966; Малеев, 1972), что вулканические аппараты располагались на северо-восточной окраине флишевого бассейна.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ НЕОГЕНА ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Эти породы выявлены во многих участках прогиба и на различных стратиграфических уровнях. Первые сведения о них относятся к 1930 г. В послевоенное время появились многочисленные статьи об отдельных выходах и горизонтах туфов, а также обобщающие работы С. М. Корневского (1954), Л. Г. Ткачука, Л. Н. Кудрина, М. Б. Рипун (1958), В. П. Костюка (1961), Д. В. Гуржия (1969), в которых приведены и проанализированы данные, полученные этими авторами и известные из литературных источников. При этом никто из исследователей неогеновых пирокластических пород не сомневался в генетическом единстве туфов Предкарпатского прогиба и прилегающей полосы Волыно-Подольской части Восточно-Европейской платформы.

Туфы, обнаруженные различными польскими геологами в миоценовых отложениях в окрестностях Дрогобыча, Самбора, Николаева, Журавно Надворной, Косова, описаны М. Каменским

	28	29	30	31	32	33	34	35	10
	<i>А. Н. Заварицкому</i>								
	86,60	—	—	80,90	—	—	—	—	—
	5,80	—	—	9,00	—	—	—	—	—
	1,30	—	—	1,50	—	—	—	—	—
	6,30	—	—	8,60	—	—	—	—	—
	52,90	—	—	62,40	—	—	—	—	—
	29,90	—	—	21,60	—	—	—	—	—
	17,20	—	—	16,00	—	—	—	—	—
	64,20	—	—	44,60	—	—	—	—	—

5 — р. Свича (с. Шевченково), 6—9 — р. Опор (с. Верхнее Синевидное); 10 — р. Лужанка (с. Гошев); 11 — верхнемелитовая подсвита по р. Чече (с. Верхний Струтынь); 17—19 — нижнемелитовой подсвита (анализы выполнены в лаборатории неорганической химии УкрНИГРИ, аналитик А. М. Исюк, толщ. разреза р. Черного Черемоша (Вульчин, Кульчицкий, 1959)); 36 — из красненского флиша раз-

(1936). Петрографическая характеристика туфа из с. Ходовичи близ г. Стрия приведена в работе Ю. Токарского (1939). Известны упоминания (Дзядик, 1949; Лазаренко, Кудрин, 1956) о прослоях туфов и туфопесчаников в верхнем тортоне Внешней зоны Предкарпатского прогиба (окрестности Шкло, Любень-Великого-Немирова). Туфовые прослои описаны (Нечаев, 1950) из керна скважин, прошедших глинистую толщу нижнего сармата в с. Розвадове (возле г. Николаева). Туфы, развитые среди отложений стибникской и баличской свит и их возрастных аналогов, установлены в окрестностях сел Грушатичи, Буневичи, Береги (северо-западная часть Предкарпатского прогиба), Красне, Грабовец, Горохолино (бассейн Быстрицы-Надворнянской), г. Калуша (Соболев, Горбачевская, 1950; Бобровник, 1950; Вульчин, Кульчицкий, 1959; Ткаченко, 1959; Костюк, 1961; Гуржий, 1969). При изучении кернового материала скв. 73 и 77, пробуренных в окрестностях Калуша, были обнаружены два прослоя туфа — в основании тирасской свиты и в 40 м выше ее кровли (Корневский, 1954). Описаны туфы из так называемых подангидритового горизонта тортона Внешней зоны Предкарпатского прогиба и Волыно-Подольи и конкско-бугловского горизонта сармата в окрестностях сел Михальче, Буденцы, Краснопутна Черновицкой области (Гуржий, Рипун, 1951; Ткачук, Гуржий, Рипун, 1956; Кузнецов, 1959). Кроме того, туфы в тортоне выявлены в разрезах по р. Рыбнице и в окрестностях г. Коломыи (Рипун, 1955).

В 1958 г. опубликована работа Л. Г. Ткачука, Л. Н. Кудрина и М. Б. Рипун, в которой обобщены сведения о неогеновых пирокластах Предкарпатья, а также охарактеризованы туфы нижнего тортона из многих обнажений — у сел Перемышлян, Луковца, Старого Язова, Подлипковцев, Словиты, Малого Тростянца, Гуты-Щирецкой, Ланы, Липовки и др., — где они залегают среди песков, песчаников и мергелей в виде прослоев мощностью 0,1—0,4 м

(в районе сел Старого Язова и Стоков — до 2,0—2,5 м). Среди литотамниевых известняков верхнего тортона авторы обнаружили туфы на окраине г. Львова (Шевченковский гай), в заброшенном карьере у станции Борки-Великие, в с. Щирце (в карьерах по разработке гипсов), в разрезах скважин в районе Пустомыт (села Лисневичи, Семеновка) и Савчан. В песчано-глинистых отложениях низов нижнего сармата туфы известны возле городов Калуша, Черновиц, Комарно, Рудок, Яворова, Немирова, Стрия, Коломыи, Хырова, Добромиля, в верхней части нижнего сармата — в окрестностях сел Приворотья, Станиславовки, Боришковцев, Токов, Лазучина, Горынки, Гримаилова, Роздола, Журавна, Комарна и др.

По данным Д. В. Гуржия (1969), на площади Сев. Медынич среди карбонатно-терригенных отложений нижнего тортона обнаружены туфопесчаники, в разрезе скв. 7 на глубинах 1319 и 1324 м — тонкие прослойки (1 см — 1,5 м) монтмориллонитизированных и карбонатизированных туффитов; на площади Сторожинец скв. 21 (996,5—1001,2 м), 22 (993 м) и 53 (993 м) вскрыты прослои (2—5 м) туфов и туффитов; в отложениях нижнего сармата туфы установлены в керне скважин на площадях Гриновка, Кадобно, Сев. Медынич, Кохановка и Свидница.

Таким образом, выходы туфов известны во многих участках Предкарпатского прогиба и прилегающей полосы Воляно-Подоллии. По-видимому, можно утверждать, что каждый горизонт практически развит по всей описываемой территории. Мощность прослоев обычно составляет сантиметры или первые десятки сантиметров, в нескольких случаях достигает 1—3 м (в нижнем тортоне в окрестностях сел Старого Язова и Стоков, в нижнем сармате на площади Сев. Медынич и др.), а в районе с. Красного (стебникская свита) они слагают толщу (без участия других пород) мощностью 27—35 м (Гуржий, 1969).

Макроскопически туфы и туффиты миоцена светло-серые, часто почти белые, с зеленоватым, реже голубоватым оттенком. Окраска обусловлена цветом вулканического стекла, а в бентонитизированных разностях — цветом глинистого минерала (монтмориллонита). Породы обычно плотные, по трещинкам ожелезненные. Иногда отмечается слабо выраженная слоистость, которая объясняется чередованием прослоев, различающихся по величине обломков вулканического стекла и в разной степени обогащенных чешуйками слюд (обычно сероцветные прослои алевроитового туфа со значительным содержанием биотита чередуются со светло- или зеленовато-серыми прослоями пелитового туфа). Бентонитизированные разности размокают в воде и набухают, увеличиваясь в объеме.

Все туфы, известные из миоцена Предкарпатья, витрокластические. Обычно на 95—99% они сложены обломками вулканического стекла. Пепловые частицы алевроитовые и пелитовые, реже мелкопсаммитовые; при этом в одних случаях породы характеризуются алевропелитовой (или псаммо-алевропелитовой) структурой, в дру-

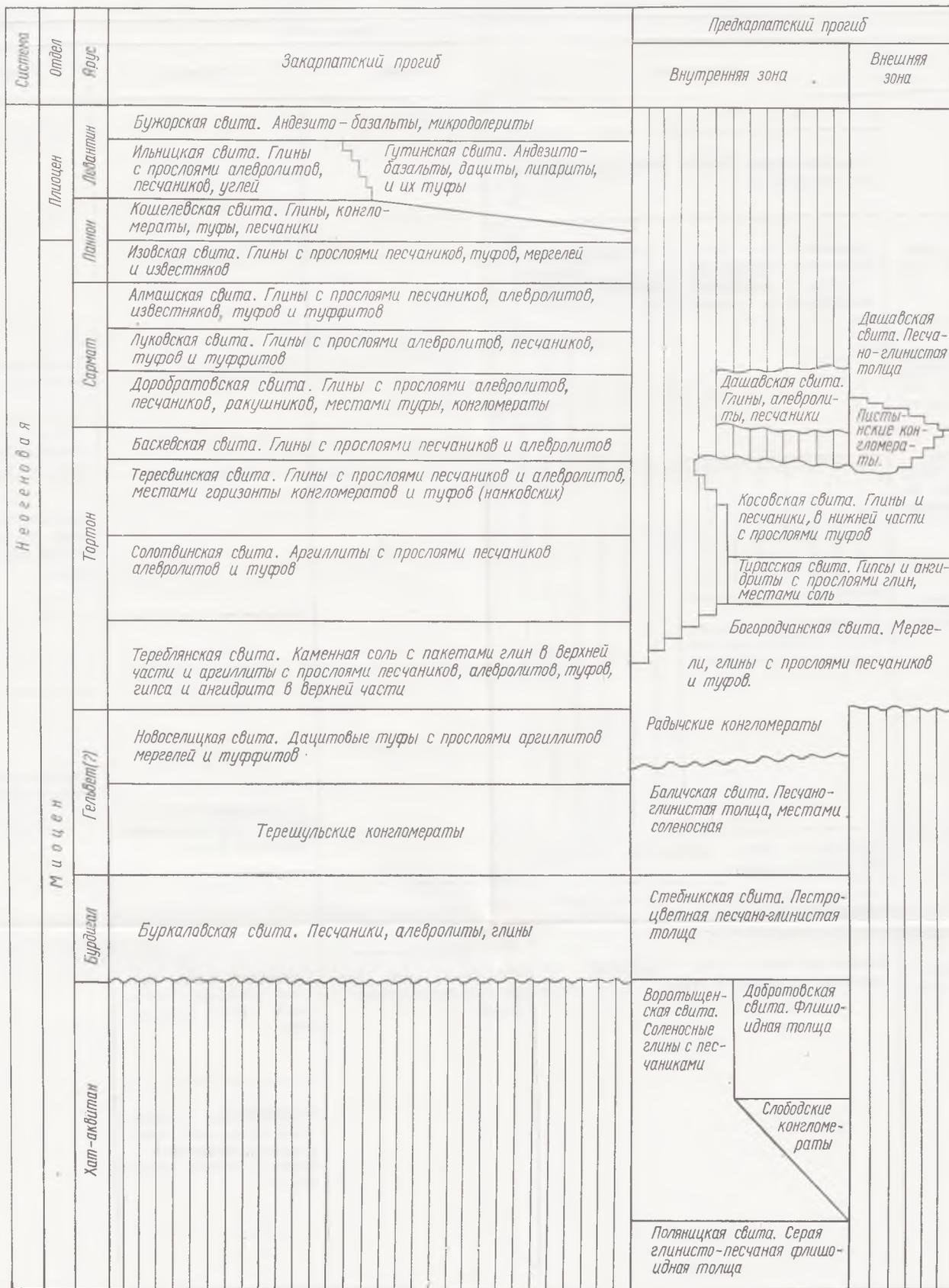


Схема стратиграфии меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат

Система	Отдел	Закарпатский прогиб	Карпаты (зоны)						Внутренняя, Предкарпатского прогиба и Скибовая			
			Галицкая	Мармарошская	Раховская	Суховская	Магурская	Дуклянская, Черногорская, Силезская и Субеилезская				
Палеогеновая	Олигоцен	Дунковицкая свита. Черные аргиллиты, мергели, песчаники, известняк Темно-серый глинистый флиш менилитового типа		Лужская свита. Черные аргиллиты, мергели, алевролиты					Поляницкая свита. Серые аргиллиты, песчаники			
	Эоцен	Байловская свита Пестроцветный глинисто-песчаный флиш Лазовская свита Алевролиты, мергели, аргиллиты, песчаники Дубравская свита Массивные песчаники, аргиллиты	Вульшовчикская свита Зеленовато-серый флиш. Песчаный флиш с горизонтом конгломератов в основании	Драговская свита Толкоритмичный песчаный флиш	Метовская свита. Пестроцветные мергели, аргиллиты, песчаники алевролиты и гравелиты	Великобанская свита. Пестроцветные мергели, конгломераты		Сероцветный известковистый песчано-глинистый флиш (кросненская фация)	Верхнеменилитовая подсвита. Аргиллиты, песчаники, туфы, халцедониты			
		Темно-серые глины с прослоями песчаников	Шопурская свита. Тонкоритмичный пестроцветный флиш с единичными прослоями туфов	Сушманецкая свита. Тонкоритмичный серый флиш с пакетами пестроцветных аргиллитов				Горизонт полосчатых известняков	Лопянецкая подсвита. Серые аргиллиты, алевролиты, песчаники			
Палеоцен							Разноритмичный песчаный и пестроцветный флиш	Нижнеменилитовая подсвита. Черные аргиллиты, песчаники, алевролиты, туффиты				
Меловая	Верхний	Кричевская свита Темно-серые аргиллиты, песчаники, реже мергели и известняки	Пуховская свита. Красные и зеленые мергели с прослоями песчаников	Калинская свита. Пестроцветный флиш	Пуховская свита. Красные и зеленые мергели с прослоями песчаников		Массивно — и грубослоистые песчаники с пакетами тонкоритмичного флиша	Тонкоритмичный флиш, иногда с пестроцветными пакетами в основании	Довжинская свита песчаников	Быстрицкая свита. Тонкоритмичный зеленовато-серый флиш	Попельская свита. Серые песчаники, аргиллиты, мергели	
		Романская свита Пестроцветные мергели с прослоями песчаников	Пасикская толща. Серые аргиллиты, мергели, песчаники и туфы					Тонкоритмичный пестроцветный и серый флиш	Разноритмичный песчано-глинистый флиш, местами пестроцветный	Выгодская свита. Массивнослоистые песчаники. Песечнянская свита. Известняки, песчаники	Манявская свита. Зеленовато-серый флиш	Ямненская свита. Массивно — и толстослоистые песчаники с пестроцветным горизонтом в основании
	Нижний	Темно-серые аргиллиты, песчаники, мергели и известняки	Гиссальская свита. Фукоидные мергели, аргиллиты, алевролиты и песчаники	Черные аргиллиты и известняки	Соймульская свита. Алевролиты, песчаники и конгломераты	Песчаники, гравелиты, алевролиты и аргиллиты	Вовчинская свита. Серый песчаный флиш	Тершовская свита. Серый груборитмичный песчаный флиш	Груборитмичный песчаный флиш (лютская, гнилецкая свиты)	Средне-и груборитмичный песчаный флиш (скуповская, черногорская, вильшанская, гарнишорская и другие свиты)	Стрыйская свита. Разноритмичный песчано-глинистый флиш	
		Свалаявская свита. Серые пелитоморфные известняки с кремнями и тонкими прослоями аргиллитов	Каменнопотокская свита. Известняки, аргиллиты, песчаники и туфы			Раховская свита. Терригенно-карбонатный флиш	Суховская свита. Мергели, аргиллиты, песчаники, линзы известняков	Темно-серый глинистый флиш (березнянская, тросгянецкая свиты)	Яловецкая свита. Тонкоритмичный флиш с горизонтом пестроцветов в основании	Шипотская свита. Верхняя подсвита — кварцитовидные песчаники, аргиллиты, кремни. Нижняя подсвита — черные аргиллиты, мергели, линзы сидеритов	Головнинская свита. Известняки, мергели, алевролиты, аргиллиты и песчаники. В основании пестроцветный горизонт	Спасская свита. Переслаивание черных аргиллитов, алевролитов и песчаников

(в районе сел Старого Язова и Стоков — до 2,0—2,5 м). Среди литотамниевых известняков верхнего тортона авторы обнаружили туфы на окраине г. Львова (Шевченковский гай), в заброшенном карьере у станции Борки-Великие, в с. Щирце (в карьерах по разработке гипсов), в разрезах скважин в районе Пустомыт (села Лисневичи, Семеновка) и Савчан. В песчано-глинистых отложениях низов нижнего сармата туфы известны возле городов Калуша, Черновиц, Комарно, Рудок, Яворова, Немирова, Стрыя, Коломыи, Хырова, Добромила, в верхней части нижнего сармата — в окрестностях сел Приворотья, Станиславовки, Боришковцев, Токов, Лазучина, Горынки, Гримаилова, Роздола, Журавна, Комарна и др.

По данным Д. В. Гуржия (1969), на площади Сев. Медыничи среди карбонатно-терригенных отложений нижнего тортона обнаружены туфопесчаники, в разрезе скв. 7 на глубинах 1319 и 1324 м — тонкие прослойки (1 см — 1,5 м) монтмориллонитизированных и карбонатизированных туффитов; на площади Сторожинец скв. 21 (996,5—1001,2 м), 22 (993 м) и 53 (993 м) вскрыты прослои (2—5 м) туфов и туффитов; в слоениях нижнего сармата туфы установлены в керне скважин на площадях Гриновка, Кадобно, Сев. Медыничи, Кохановка и Свидница.

Таким образом, выходы туфов известны во многих участках Предкарпатского прогиба и прилегающей полосы Воляно-Подолли. По-видимому, можно утверждать, что каждый горизонт практически развит по всей описываемой территории. Мощность прослоев обычно составляет сантиметры или первые десятки сантиметров, в нескольких случаях достигает 1—3 м (в нижнем тортоне в окрестностях сел Старого Язова и Стоков, в нижнем сармате на площади Сев. Медыничи и др.), а в районе с. Красного (стебникская свита) они слагают толщу (без участия других пород) мощностью 27—35 м (Гуржий, 1969).

Макроскопически туфы и туффиты миоцена светло-серые, часто почти белые, с зеленоватым, реже голубоватым оттенком. Окраска обусловлена цветом вулканического стекла, а в бентонитизированных разностях — цветом глинистого минерала (монтмориллонита). Породы обычно плотные, по трещинкам ожелезненные. Иногда отмечается слабо выраженная слоистость, которая объясняется чередованием прослоев, различающихся по величине обломков вулканического стекла и в разной степени обогащенных чешуйками слюд (обычно сероцветные прослои алевритового туфа со значительным содержанием биотита чередуются со светло- или зеленовато-серыми прослоями пелитового туфа). Бентонитизированные разности размокают в воде и набухают, увеличиваясь в объеме.

Все туфы, известные из миоцена Предкарпатья, витрокластические. Обычно на 95—99% они сложены обломками вулканического стекла. Пепловые частицы алевритовые и пелитовые, реже мелкопсаммитовые; при этом в одних случаях породы характеризуются алевропелитовой (или псаммо-алевропелитовой) структурой, в дру-

гих — чередованием алевритовых (псаммоалевритовых) и пелитовых прослоев (алеврито-пелитовая текстура). Показатели преломления вулканического стекла типичны для кислых лав и составляют 1,489—1,509, чаще — 1,490—1,500. По форме обломки угловатые, серповидные, нередко с оплавленными краями. Стекла по структуре гомогенные, реже пемзовые, перлитовые (глобулярные), волокнистые.

Высокой степени сохранности отличается более крупнозернистый пепловый материал, пелитовый обычно в значительной мере изменен процессами бентонитизации и карбонатизации.

Кристаллокластический материал, составляющий лишь небольшую примесь (первые проценты), представлен идиоморфными кристаллами и корродированными обломками кварца, плагиоклазов (по замерам показателя преломления и угла симметричного погасания индивидов в полисинтетических двойниках — олигоклаз — андезин), биотитом. Кристалловитрокластический туф, описанный, по всей вероятности, из стебникских отложений (Соболев, Горбачевская, 1950), характеризуется обилием фенокристов (40% общей массы породы).

В тяжелой фракции туфов содержатся биотит, роговая обманка, глауконит, ильменит, магнетит, реже циркон, эпидот, турмалин, ставролит и сфен; из терригенных и аутигенных примесей — кварц, глауконит (практически во всех образцах туфов), халцедон, опал, глинистые минералы — гидрослюды и монтмориллонит (в туффитах и бентонитизированных туфах), кальцит и доломит (чаще всего в туфах, приуроченных к толщам известковистых пород), иногда гипс и ангидрит (в туфах, развитых среди гипсоносных пород).

Все известные туфы миоценовых образований Предкарпатья относятся к кислым разностям — риолитовым, риолит-дацитовым и дацитовым. Как исключение встречен туф, близкий к андезитовому (Ткачук и др., 1958), и туффит с эгирином, соответствующий щелочной породе (Соболев, Горбачевская, 1950).

По химическому составу туфов (табл. 5) можно сделать вывод, что породы изменены: кальцитизированы (анализы 1,2 и др.), оглинены (например, анализы 18, 25, 28). Об измененности свидетельствует и значительное содержание воды — до 10% и более. На кислый состав указывают низкие значения коэффициента b . Вместо коэффициента c' породы характеризуются большими значениями a' , что отражает их пересыщенность глиноземом. Последнее в значительной степени обусловлено бентонитизацией пород, а также примесью глинистого материала в туффитах. Пересыщенность глиноземом характерна для всех неогеновых пород и ее следует связывать с петрохимическими особенностями Карпатской вулканогенной провинции. В. С. Соболев и др. (1955) полагают, что при дифференциации исходных магм в значительном масштабе происходила ассимиляция глинистых пород.

В вопросе об источнике вулканического материала нет единого мнения. Это связано с тем, что из-за разрозненности выходов при

Химический состав неогеновых туфов Предкарпатья, вес. %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	24,64	31,46	62,46	63,20	58,62	53,09	57,59	64,12	64,08
TiO ₂	Следы	Следы	0,08	0,08	0,24	0,10	0,08	0,24	0,46
Al ₂ O ₃	6,41	6,84	17,09	13,88	14,55	17,87	16,55	15,11	10,69
Fe ₂ O ₃	0,87	0,75	0,95	3,39	5,05	3,95	3,84	4,19	4,92
FeO	Нет	Нет	—	—	—	—	—	—	0,14
MnO	0,11	0,14	—	—	—	—	—	—	0,02
MgO	0,81	0,56	1,84	2,33	2,30	3,17	2,22	1,15	2,45
CaO	35,04	31,00	1,64	1,57	1,64	1,41	1,57	2,24	1,94
K ₂ O	0,49	0,87	1,02	0,57	1,08	0,84	1,19	1,37	1,08
Na ₂ O	0,52	0,84	2,43	1,61	1,54	2,18	1,85	1,27	0,63
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	6,50
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,10	0,79	—	—	—	—	—	—	6,95
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	28,57	26,27	—	—	—	—	—	—	Нет
SO ₃	—	—	0,16	0,72	0,41	0,10	0,09	0,37	—
С у м м а	98,56	99,52	—	—	—	—	—	—	99,86

Коэффициенты по

s	—	—	—	—	—	—	—	—	78,30
a	—	—	—	—	—	—	—	—	3,20
c	—	—	—	—	—	—	—	—	2,60
b	—	—	—	—	—	—	—	—	15,90
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	44,00
f'	—	—	—	—	—	—	—	—	28,40
m'	—	—	—	—	—	—	—	—	27,50
n	—	—	—	—	—	—	—	—	45,40

Оксид	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	65,34	55,36	68,00	65,80	64,65	63,00	62,95
TiO ₂	0,14	0,23	Следы	0,37	0,44	0,27	0,29
Al ₂ O ₃	13,79	18,06	10,55	14,18	14,76	13,27	13,60
Fe ₂ O ₃	1,96	3,00	2,53	0,85	1,14	0,52	1,14
FeO	0,14	1,66	Следы	1,87	1,42	1,75	1,87
MnO	Следы	0,01	»	Следы	0,09	0,04	0,03
MgO	1,83	2,33	0,96	0,22	0,72	0,47	1,26
CaO	1,06	2,35	2,42	2,70	2,55	1,97	1,51
K ₂ O	1,50	1,34	0,70	1,70	1,35	1,94	0,98
Na ₂ O	2,69	2,77	2,50	2,97	3,75	3,34	3,00
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	4,85	3,47	3,06	5,65	5,15	8,05	6,07
H ₂ O ⁻	6,24	8,21	8,18	2,95	1,01	—	6,74
P ₂ O ₅	0,17	0,09	0,10	0,32	0,13	—	0,06
CO ₂	0,94	1,52	0,96	0,64	0,27	—	0,77
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,65	100,40	99,96	100,22	97,43	94,64	100,27

10	11	12	13	14	15	16
62,33	49,70	54,21	62,66	68,62	72,46	72,25
0,32	0,57	1,87	0,45	0,26	0,26	0,26
14,80	18,39	10,18	14,25	13,87	11,40	12,33
4,76	7,87	2,21	3,78	2,81	1,84	2,75
0,14	Нет	Нет	1,00	0,82	0,57	0,38
0,05	Следы	0,02	Следы	0,03	Следы	Следы
0,44	2,29	1,92	1,24	1,30	0,71	0,63
2,20	2,94	6,02	2,68	2,02	0,61	0,96
1,72	0,20	0,59	2,11	1,61	4,62	1,30
1,30	0,66	1,73	2,20	2,01	1,99	2,00
8,51	7,28	4,24	—	—	—	—
3,80	10,45	6,95	5,10	6,61	3,19	1,80
—	—	—	4,36	—	2,10	4,40
—	—	—	0,10	—	Следы	0,21
—	0,20	Нет	0,50	—	0,75	0,60
—	—	—	—	—	—	—
100,45	100,55	99,94	100,43	99,96	100,50	99,87

А. Н. Заварицкому

76,20	64,60	71,70	77,50	78,50	82,20	81,20
5,70	2,00	5,10	8,50	6,20	11,00	6,20
2,90	4,50	8,30	3,40	2,50	0,70	1,10
15,20	28,90	14,90	10,70	12,20	6,10	11,50
64,60	58,60	60,40	49,50	57,00	44,50	67,80
30,20	26,10	14,50	29,00	25,00	35,60	22,80
5,20	15,20	25,00	21,50	17,90	20,00	10,70
53,80	84,60	81,80	62,00	65,30	39,50	69,50

24	25	26	27	28	29	30
65,01	59,30	71,17	67,48	56,74	71,06	70,10
0,17	0,30	—	0,06	0,44	0,20	0,05
13,98	19,50	12,12	15,31	20,30	13,58	8,20
1,90	2,42	2,17	0,43	0,12	1,45	4,12
0,05	0,44	—	0,45	1,24	0,32	0,28
0,02	Следы	—	—	Следы	0,05	0,06
1,09	1,05	0,64	0,80	0,94	0,22	1,50
1,48	1,20	1,21	2,15	5,20	1,39	1,70
2,45	1,50	1,70	2,10	0,63	1,42	1,74
2,47	1,43	2,55	4,77	2,12	2,76	2,44
—	—	—	6,56	—	—	—
5,46	7,37	3,79	—	4,78	5,91	7,10
6,27	5,26	2,70	—	7,36	1,12	3,02
0,15	Следы	—	—	—	—	—
0,06	0,40	0,52	—	—	0,15	—
—	—	—	—	0,70	—	—
100,56	100,17	98,57	100,11	100,57	99,63	100,31

Окисел	17	18	19	20	21	22	23
					<i>Коэффициенты по</i>		
<i>s</i>	77,50	69,00	87,00	80,00	78,50	80,80	77,00
<i>a</i>	8,50	8,80	7,20	9,60	10,80	11,20	8,70
<i>c</i>	1,40	3,20	1,60	3,50	3,30	2,70	2,00
<i>b</i>	12,70	18,90	4,70	7,00	7,30	6,30	12,20
<i>a'</i>	60,70	60,00	42,50	56,20	47,50	48,10	56,40
<i>f'</i>	14,00	17,40	52,50	37,50	34,60	37,40	24,00
<i>m'</i>	25,20	22,50	4,90	6,30	17,80	14,50	19,20
<i>n</i>	73,00	76,00	85,00	72,70	81,00	71,50	88,00

Окисел	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	70,21	69,35	66,45	63,12	71,48	72,21
TiO ₂	0,29	0,19	0,25	Следы	0,16	0,02
Al ₂ O ₃	11,76	12,15	11,71	10,14	15,14	11,29
Fe ₂ O ₃	1,54	1,69	1,84	4,06	1,73	4,83
FeO	0,22	0,14	0,50	0,26	0,19	0,36
MnO	0,02	Следы	0,03	0,02	0,04	Следы
MgO	0,87	0,93	1,20	0,12	0,34	1,09
CaO	1,22	1,58	3,57	2,56	0,63	1,62
K ₂ O	1,46	2,53	2,03	1,89	1,30	1,06
Na ₂ O	2,67	2,80	2,76	4,04	1,73	1,54
П. п. п.	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	6,22	8,25	7,93	8,44	4,32	4,01
H ₂ O ⁻	3,11	0,51	1,54	4,02	3,26	2,35
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—
SO ₃	0,55	0,37	0,61	—	—	—
С у м м а	100,14	100,49	100,42	98,67	100,32	100,38

					<i>Коэффициенты по</i>		
<i>s</i>	—	—	—	—	—	—	
<i>a</i>	—	—	—	—	—	—	
<i>c</i>	—	—	—	—	—	—	
<i>b</i>	—	—	—	—	—	—	
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	
<i>f'</i>	—	—	—	—	—	—	
<i>m'</i>	—	—	—	—	—	—	
<i>n</i>	—	—	—	—	—	—	

Примечание: 1, 2 — туфопесчаники с известковым цементом нижнего тортона, с. Ивано-го тортона (Рипун, 1955); 4—7 — окрестности г. Черновцы, 5 — обнажение р. Рыбницы, 6 — окрест- 35 — с. Подлиповцы, 10 — с. Перемышляны, 11 — с. Луковец, 12 — с. Ширец; 13—25 — миоценовые ту- 15 — белые, с. Красне, 16 — зеленые, с. Красне, 17 — белые, с. Журавно, 18 — серые, с. Журавно, 19, окрестности Дрогобыча, 25 — белые, с. Радловичи (близ Самбора); туфы: 26 — серые, с. Ходови (1957); 29—37 — туфы (Костюк, 1961): 29 — с. Грушатичи, 30 — с. Боневичи, 31—33 — с. Береги, 34 — реневский, 1954); 39, 40 — туфы по И. С. Солонинко (Гуржий, 1969): 39 — с. Боневичи, 40 — с. Гру- ко, 1959).

24	25	26	27	28	29	30
<i>А. Н. Заварицкому</i>						
77,70	74,00	81,00	79,00	—	—	—
9,50	5,80	8,00	13,90	—	—	—
1,90	1,60	1,80	2,70	—	—	—
10,20	14,80	9,10	4,20	—	—	—
63,30	75,00	58,60	44,00	—	—	—
17,60	14,60	21,10	22,00	—	—	—
19,00	10,50	4,50	33,90	—	—	—
61,00	59,00	63,50	78,00	—	—	—

37	38	39	40	41	42
61,56	57,01	67,28	75,15	65,08	70,04
0,08	0,44	0,06	—	0,11	0,24
13,49	14,82	16,30	12,61	10,82	11,32
2,52	3,35	0,43	0,72	3,24	5,33
0,14	0,45	0,47	0,43	0,48	1,04
0,02	0,07	—	—	0,04	0,08
3,13	1,57	—	—	0,84	1,62
2,87	2,30	2,16	0,98	5,82	0,18
0,68	0,45	2,12	2,58	2,84	0,90
0,73	5,10	4,78	3,80	1,15	0,70
—	—	6,30	6,28	6,42	5,12
5,22	6,36	—	—	3,04	3,69
9,49	—	—	—	—	—
—	0,10	—	—	Следы	0,11
—	0,28	—	—	—	—
—	3,73 (+Cl)	—	Следы	—	—
99,93	—	—	—	—	—

А. Н. Заварицкому

—	74,20	—	—	—	—
—	13,40	—	—	—	—
—	3,20	—	—	—	—
—	9,20	—	—	—	—
—	30,50	—	—	—	—
—	35,60	—	—	—	—
—	35,00	—	—	—	—
—	95,00	—	—	—	—

Франков (Кузнецов, 1959); 3 — туфы нижнего тортона, г. Черновцы (Рипун, 1955); 4—8 — туфы верх-ности г. Коломыи, обнажение р. Пистынки; 9—12 — тортонские туфы (Ткачук, Кудрин, Рипун, 1958); ту- 13, 15—25) и вулканическое стекло (14) (Каменский, 1936): 13 — с. Пистынь; 14 — с. Пистынь; 19 — белые, с. Журавно, 20 — серые, с. Ходовичи, 21—23 — серые, окрестности г. Николаева, 24 — бе-чи (Токарский, 1939), 27 — светло-серые, с. Боневичи (Бобровник, 1950); 28 — с. Ходоров (Бобровник, Калущ, скв. 162, глуб. 337 м, 35—36 — с. Красне, 37 — с. Ланчин; 38 — белые туфы, г. Калущ (Ко-шатичи; 41, 42 — бентонитизированные туфы стебникской свиты, р. Быстрица-Надворнянская (Ткачен-

совершенно недостаточной обнаженности нельзя установить распределение и мощность изохронных горизонтов пирокластических пород (что осложняется также наличием покровов, чешуй, многочисленных разломов и т. д.). Кроме того, как и в палеогеновых образованиях Карпат, в неогеновых Предкарпатья не известны изверженные породы, а также литокластические туфы, и непосредственно проследить переходы от эффузивов к их туфам невозможно.

Детальный анализ распределения неогеновых туфов в вертикальном разрезе произвели Л. Г. Ткачук, Л. Н. Кудрин и М. Б. Рипун (1958) и Д. В. Гуржий (1969). Наличие туфов в аквитане (поляницкая, воротыщенская свиты и их возрастные аналоги) не доказано, начиная же с бурдигала и гельвета (стебникская и баличская свиты) и до сармата, отложения которого венчают разрез неогена в Предкарпатья, туфы известны во всех ярусах. Туфы в Предкарпатском краевом прогибе и прилегающей части Вольно-Подоллии (Ткачук и др., 1958) стратиграфически коррелируются, а в Закарпатском внутреннем прогибе отмечается лишь частичное возрастное совпадение (определить изохронность маломощных горизонтов туфов в этих двух прогибах весьма затруднительно: до настоящего времени дискуссионной остается даже корреляция крупных стратиграфических единиц). Это обстоятельство свидетельствует против традиционной точки зрения о закарпатском происхождении пирокластики.

До настоящего времени большинство исследователей туфов Предкарпатья связывают их с закарпатским вулканизмом. Так, Л. Г. Данилович (1969) полагает, что большой радиус распространения продуктов эксплозивной деятельности (свыше 300 км) обусловлен спецификой «механизма извержения кислых лав (массовое выделение летучих, вспенивание магмы, сопровождающееся глубинным пемзообразованием)» (с. 173). Иную точку зрения высказывает Е. Ф. Малеев (1972). Допуская возможность поступления из Закарпатья тонкой витрокластики, слагающей маломощные прослои туфов, он категорически отвергает такое объяснение для образования мощных толщ (чечвинские туфы олигоцена, гельветские туфы предкарпатского неогена), так как это потребовало бы невероятно большой энергии извержения. О предкарпатском происхождении пирокластики свидетельствуют неравномерное распределение пеплового материала, значительные колебания мощностей туфов, а также наличие туфов с калиевым полевым шпатом и эгирином, которых нет в Закарпатья. На наш взгляд, аргументы, приведенные Е. Ф. Малеевым, заслуживают самого серьезного внимания.

Дополнительным доказательством в пользу предкарпатского вулканизма служит свинцово-цинковое оруденение, развитое в районах Трускавца (Лазаренко и др., 1963) и Уличного (Марковский и др., 1967).

Как отмечают Л. Г. Ткачук и др. (1958), различная форма обломков вулканического стекла указывает на разный характер их вы-

броса: остроугольные — в твердом состоянии, обломки с загнутыми краями — в размягченном; пемзовые (пузырчатые и волосовидные) частицы свидетельствуют о насыщенности лав газами.

Полезными ископаемыми, непосредственно связанными с миоценовыми туфами Предкарпатья, являются бентониты, поиски месторождений которых ведутся в Предкарпатском прогибе на территории Польши (Сикора, 1965). Объектом разведки были также туфы, обнажающиеся возле сел Грушатичи и Буневици (Добромильский район); И. С. Солонинко установил, что они могут служить сырьем для изготовления пеноматериалов (Гуржий, 1969).

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ НЕОГЕНА ЗАКАРПАТЬЯ

Неогеновый период в Закарпатье характеризуется интенсивным вулканизмом, в результате которого были сформированы мощные толщи пирокластических пород кислого, среднего и основного состава, выполняющие (наряду с осадочными образованиями) Закарпатский внутренний прогиб. Пирокластические породы изучали В. С. Соболев, В. П. Костюк, О. Н. Горбачевская, С. М. Спитковская, Е. Ф. Малеев, М. Ю. Фишкина, Л. Г. Ткачук, М. И. Петрашкевич, Э. А. Лазаренко, Л. Г. Данилович и др.

Однако сводные работы по изучению пирокластических образований Закарпатья в настоящее время отсутствуют, и публикации упомянутых выше и других исследователей касаются, главным образом, описания пирокластических пород в отдельных районах (Береговском, Вышковском, Перечинском) и структурных зонах (Выгорлат-Гутинская гряда, цепь погребенных вулканов) в связи с изучением геологии и петрографии вулканогенных толщ, а также вторичных изменений отдельных вулканических образований. Таким образом, это разрозненные сведения, не дающие полного представления о масштабах, генетических соотношениях пирокластических образований, развитых в пределах Закарпатского внутреннего прогиба.

Пирокластические породы неогена Закарпатья принадлежат к трем структурно-фациальным комплексам — осадочно-вулканогенному, эффузивному и интрузивному (гипабиссальному), связанным с четырьмя фазами вулканизма (табл. 6).

Пирокласты осадочно-вулканогенного комплекса представляют собой продукты липаритового вулканизма и состоят в основном из плагиолипаритовых туфов, повсеместно развитых в Закарпатском прогибе и в смежных областях Внутренних Карпат. Они относятся к первой фазе неогенового вулканизма Закарпатья, включающей образования гельвета — нижнего сармата.

Пирокластические породы эффузивного комплекса — это продукты дифференциации основной магмы и состоят из андезитобазальтовых, андезитовых, дацитовых и липаритовых туфов. Совместно с генетически связанными с ними эффузивами они слагают две разновозрастные вулканические гряды — Выгорлат-Гутинскую

Схема развития неогенового магматизма Закарпатья

Комплекс пород	Время проявления вулканизма		Порода	Места распространения вулканических пород
	Фаза	Время развития фаз		
Осадочно-вулканогенный липаритовый	I	Гельвет (1 стадия) Тортон (2 стадия) Ранний сармат (3 стадия)	Плагиилипаритовые туфы, туффиты То же Плагиилипаритовые туфы, туфопесчаники Спекшиеся туфы, туфолавы кварцевых плагиилипаритов, такситовые кварцевые плагиилипариты	Закарпатский прогиб (Чопская, Солотвинская впадины, Берегово-Беганский, Вышковский районы) Чопская впадина (Берегово-Беганский, Виноградовский районы) Вышковский, Берегово-Беганский районы
	II	Средний сармат — нижний паннон (стадия кислых пород)	Бескварцевые плагиилипариты, их лавобрекчии и конгломераты	Берегово-Беганский район, с. Рафайлово, скв. Геленеги, с. Юльевцы, Оклин, скважины Виноградов — 1,5
Эффузивный андезитовый	II	Ранний сармат (стадия основных пород) Паннон (стадия кислых пород)	Андезито-базальты, двупироксеновые андезиты, туфолавы, туфы Дациты, андезито-дациты, их пирокласты	Чопская впадина — цепь погребенных вулканов (Берегово-Беганский район) То же
		Поздний паннон-левантин (стадия основных пород)	Базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы	Цепь погребенных вулканов (Берегово-Беганский район)
	III	Поздний паннон (стадия основных пород)	Андезито-базальты, андезиты, туфолавы, агломераты, туфы (гутинская свита)	Выгорлат-Гутинская вулканогенная гряда
	IV	Левантин (стадия основных пород)	Базальты, андезито-базальты и их туфы (бужорская свита)	Выгорлат-Гутинская вулканогенная гряда
Гипабиссальный	II	Ранний сармат (1 стадия) Ранний паннон (2 стадия) Ранний паннон (3 стадия) Поздний паннон (4 стадия)	Габбро-диабазы, габбро-порфириты Диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты Кварцевые диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры Лейкократовые дациты, микрогранодиориты, эксплозивные брекчии	Вышковский, Виноградовский, Велико-Доброньский, Перечинский, Свалявский районы

Примечание: Под магматическим комплексом мы понимаем (по Е. Т. Шаталову, 1965) совокупность изверженных пород данной фацальной принадлежности, являющихся производными определенной области магматического питания и различающихся характерными минералогическими, петрохимическими, геохимическими и морфологическими особенностями. Под фазой магматизма подразумевается часть магматического этапа, относящаяся к данному отрезку времени, связанная с определенными тектоническими движениями и включающая законченную дифференциацию обособленных в каждом комплексе магматических очагов. Таким образом, одной временной фазой могут представляться продукты различных комплексов.

и цепь погребенных вулканов на юге Чопской впадины и в районе Берегово-Беганского холмогорья. Основная часть пирокластических пород эффузивного комплекса сформирована в течение сармата — паннона, включающих две фазы неогенового вулканизма — вторую и третью.

Пирокластические образования гипабиссального комплекса развиты меньше; пространственно и генетически они связаны с интрузивными и экструзивными породами. Они слагают трубки взрыва, некки и дайки, а также периферийные фации интрузивных массивов. Как и пирокласты эффузивного комплекса, они являются дифференциатами основной магмы и наиболее интенсивно формировались в сармате — раннем панноне (во вторую фазу неогенового вулканизма).

Пирокласты осадочно-вулканогенного комплекса. Осадочно-вулканогенный комплекс выделен нами в связи с тем, что морские плагиолипаритовые туфы, составляющие основную часть вулканических пород комплекса, содержат прослойки туффитов, туфопесчаников, мергелей и аргиллитов и перемежаются с толщами терригенных отложений.

Образования рассматриваемого комплекса представляют собой широко распространенные в больших объемах гельветские (новоселицкая свита), тортонские (солотвинская и тересвинская свиты) и сарматские (добробратовская и луковская свиты) морские плагиолипаритовые туфы, а также ограниченно развитые нижнесарматские туфолавы и спекшиесые туфы, переходящие в такситовые кварцевые плагиолипариты Берегово-Беганского района.

Гельветские плагиолипаритовые туфы относятся к наиболее ранним проявлениям липаритового вулканизма на территории Закарпатья. Это так называемые новоселицкие туфы с подчиненными им по количеству туффитами и прослоями мергелей и аргиллитов. В прогибе туфы развиты регионально и служат маркирующим горизонтом среди отложений нижнего миоцена. В большинстве случаев с подстилающей их глинисто-карбонатной пачкой гельвета они залегают на мезозойских и палеогеновых отложениях фундамента Закарпатского прогиба и только в крайней восточной части перекрывают базальные конгломераты неогена. Мощность новоселицких туфов изменяется от 100 и менее до 600—700 м и зависит от рельефа донеогенового фундамента Закарпатского прогиба: в понижениях увеличивается, в поднятиях — уменьшается (Даниленко и др., 1972). Следовательно, не подтверждается мнение некоторых исследователей (Е. Ф. Малеева, Л. Г. Данилович) о том, что мощные отложения туфов в Солотвинской впадине фиксируют центры их извержений. Этому мнению также противоречат структурные особенности мощных толщ туфов — сортированность пирокластического материала, отсутствие агломератовых разностей, потоков, куполов и даек плагиолипаритов, переходные разности к туффитам, аргиллитам и мергелям, преобладание в породе пеплового материала, наличие фаунистических остатков и т. д.

Так, наиболее мощные накопления туфов приурочены к центральной части Закарпатского прогиба (600—700 м), где они пробурены глубокими скважинами Данилово-1, Сокирница-1, и району Виноградова, где мощность их превышает 350 м и несколько возрастает по сравнению с соседним Береговским районом. В целом же мощность новоселицких туфов уменьшается к северо-западу от района Данилово — Сокирница до полного их выклинивания на крайнем юго-западе и юго-востоке Закарпатского прогиба.

Плагиолипаритовые туфы гельвета характеризуются постоянством состава и структурных особенностей на всей площади развития. Это преимущественно пепловые кристалловитрокластические туфы, светло-серые и зеленоватые, массивные и плитчатые. Кластический материал состоит из угловатых зерен плагиоклаза и кварца размером 0,02—2,0 мм. Среди кластических зерен попадаются единичные чешуйки биотита, осколки вулканического стекла и обломки липарита и дацита с микропойкилитовой структурой, а также андезита с интерсертальной и пилотакситовой структурами. Однако обломки пород в туфах гельвета чрезвычайно редки. Плагиоклаз кластических зерен в свежем виде принадлежит олигоклазу-андезину № 25—35 с показателем преломления 1,548—1,552, но для описываемых туфов характерна также плоская альбитизация (районы Берегово — Бегань, Залужа, частично Сокирница — Данилово). Связующая масса туфов пепловая витрокластическая, в туффитах — пелитоморфная. В среднем она составляет 60—75% породы. В большинстве случаев связующая масса окварцована, часто замещена карбонатами, гидрослюдой и каолинитом. Отдельные прослои туффитов в результате замещения карбонатами диагностируются как мергели с реликтовой туфовой структурой. Показатель преломления стекла связующей массы равен 1,55—1,51, что соответствует 70% содержания кремнезема.

Тортонские туфы также плагиолипаритового состава. Они образуют горизонты среди отложений верхнего тортоня, но площадь их распространения, в отличие от гельветских туфов, несколько ограничена. Они развиты главным образом в западной части Солотвинской впадины (Хуст — Сокирница — Теребля — Вышково). В этом районе в верхнем тортоне выделяются два мощных горизонта плагиолипаритовых туфов. Первый мощностью 80—170 м приурочен к солотвинской свите; второй мощностью 110—160 м — к тересвинской. Кроме того, в верхнетортонских отложениях Закарпатского прогиба развиты и другие маломощные горизонты (от 1—2 до 10—20 м), переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами. К западу от указанных районов в Чопской впадине туфовая толща выклинивается. Лишь в районах Берегова, Бегани, Вел. Доброни представлена маломощными прослоями туфов и туффитов. В юго-восточной части Солотвинской впадины туфам солотвинской и тересвинской свит, согласно М. И. Петрашкевичу (1968), соответствуют песчано-глинистые породы и конгломераты указанных свит.

Верхнетортонские туфы по составу и структурным особенностям сходны с гельветскими. Это пепловые светло-зеленые и голубоватые породы с массивной текстурой. Среди них выделяются кристаллокластические и литокристаллокластические разновидности. Кластический материал представлен плагиоклазом, кварцем, спорадически встречающимися чешуйками биотита и обломками пород (андезита, дацита). Размер обломков 0,02—0,04 мм, изредка до 2 мм. Связующая масса туфов пепловая, алевропелитовая, а в некоторых прослоях — псефитовая. Она составляет 70—80% породы. Большой частью связующая масса замещена карбонатами, а также агрегатом, состоящим из карбоната, гидрослюда, нонтронита и хлорита. Карбонатизация туфов и туффитов сопровождается пиритизацией (мелкие зерна и сферические стяжения).

В отдельных горизонтах туфов встречены известковые раковины фораминифер хорошей сохранности, по которым определяется принадлежность пород к тортону.

Нижнесарматская туфовая толща представлена разнозернистыми плагиолипаритовыми туфами, туффитами и туфопесчаниками, чередующимися с осадочными образованиями доробратовской и луковской свит нижнего сармата, а также со спекшимися туфами и туфолавами в Берегово-Беганском районе. Наиболее широко туфовые горизонты нижнего сармата развиты в западной части Закарпатского прогиба, выклиниваясь к северо-востоку, и только на юге Солотвинской впадины — в Вышковском районе — плагиолипаритовые туфы нижнего сармата образуют два стратифицированных горизонта, максимальная мощность которых не превышает первых десятков метров.

Наиболее мощные вулканогенные отложения приурочены к доробратовской свите и развиты в Берегово-Беганском районе — так называемый средний горизонт плагиолипаритовых туфов (мощность до 300 м). Эта туфовая толща в районе Беганского рудного поля (Клиточенко и др.) характеризуется следующим сводным разрезом: 1) пепловые туфы псаммитовой структуры мощностью 70—90 м; 2) гравийные туфы с обломками липаритовой пемзы мощностью 110—135 м; 3) плагиолипаритовые туфы с прослоями туфопесчаника и туфогравелита. В низах разреза заметна обогащенность обломками андезитов и аргиллитов. В общем описываемые туфы характеризуются кристаллолитокластической структурой. Кластический материал состоит из обломков кислого стекла, андезита, аргиллита, алевролита и кристаллов плагиоклаза и кварца. Кварц развит в подчиненных количествах. Связующая масса витрокластическая, большей частью значительно карбонатизирована. По количеству несколько преобладает над обломками. Зеленую окраску туфам придает зеленая гидрослюда — селадонит. Характерно, что даже крупнообломочные туфы обладают четко выраженной слоистостью.

Плагиолипаритовые туфы, приуроченные к луковской свите, в отличие от доробратовских, менее выдержаны по простиранию;

мощность их изменяется от 90—100 до первых метров. В Берегово-Беганском и соседних районах — это так называемый рыхлый горизонт плагиолипаритовых туфов. Туфы псефито-псаммитовые, представлены кристаллолитокластическими разностями с линзами туффигов, глин и алевролитов. По составу кластического материала и связующей массы они сходны с туфами доробратовской

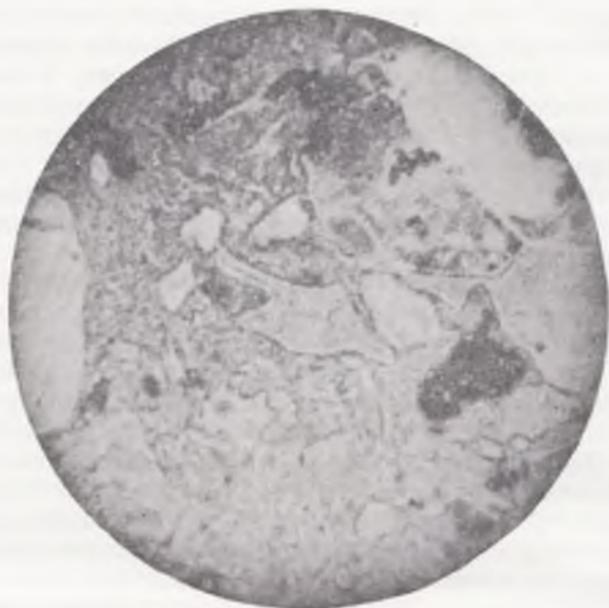


Рис. 6. Витрокластический плагиолипаритовый туф. Нижний сармат, луковская свита. Берегово-Беганский район. Без анализатора, $\times 25$.

свиты. В Беганском рудном поле туфы сложены гидрослюдизированными, карбонатизированными и алунизированными кристаллами с обломками кристаллов плагиоклаза размером 0,4—2,0 мм (15—30%); оплавленными изометричными кристаллами кварца размером 0,5—2,5 мм, составляющими около 5% объема породы; обломками аргиллитов, алевролитов, песчаников, сланцев, кварцитов и андезитов (2—5, реже 10—20% объема породы); обломками измененного липаритового стекла и тонкопористой пемзы размером 0,2—20 мм (рис. 6). Постепенно уменьшаясь до 0,02 мм, обломки пемзы слагают тонкообломочную витрокластическую массу породы, превращенную в кремнисто-глинистый агрегат, часто содержащий обильную рудную вкрапленность. В Чопской впадине для нижне-сарматских туфов характерно уменьшение мощностей и крупно-обломочных разностей в направлении с юго-запада к северо-востоку. В этом же направлении убывает количество ксеногенного материала (обломки андезитов, осадочных пород).

Туфолавы и спекшиися туфы в Берегово-Беганском районе развиты локально; они не имеют резких границ между собой и постепенно переходят, с одной стороны, в такситовые кварцевые плагиолипариты, с другой — в обычные плагиолипаритовые туфы (луковской свиты). Эти породы обнаружены на глубине 50—450 м, местами выходят под четвертичный покров, но чаще перекрыты неспекшимися плагиолипаритовыми туфами и потоками более молодых (паннонских) бескварцевых плагиолипаритов.

В описываемых породах не наблюдается слоистости, но иногда довольно четко видна ориентировка линз фьямме, отмечающая на-

Т а б л и ц а 7

Физические параметры туфов

Порода	Количество измерений	Открытая пористость, %			Объемный вес, г/см ³		
		Минимальная	Максимальная	Средняя	Минимальная	Максимальная	Средняя
Плагиолипаритовые туфы	13	12,80	40,68	25,99	1,55	2,17	1,88
Спекшиися туфы	14	4,83	23,25	11,46	1,95	2,34	2,20
Туфолавы и такситовые плагиолипариты	13	4,11	20,36	9,61	1,86	2,43	2,28

П р и м е ч а н и е. Определения произведены в лаборатории физики пласта УкрНИГРИ.

правление плоскостей псевдофлюиальности. Обычно туфолавы и спекшиися туфы плотные литифицированные.

Спекшиися туфы и туфолавы характеризуются более низкой пористостью и высоким удельным весом, чем обычные плагиолипаритовые туфы (табл. 7).

Спекшиися туфы представляют собой плотные породы, состоящие из кристаллов и их обломков линз фьямме размером от первых миллиметров до 20—40 мм, обломков пород фундамента, погруженных в мелкообломочную массу, представленную спекшимися пепловыми частицами. Фенокристаллы и их обломки слагают 30—40% объема породы и представлены главным образом плагиоклазами и кварцем, а иногда полностью замещены темноцветными минералами (рис. 7, 8).

Плагиоклаз — андезин, размер зерен 0,2—2,2 мм, показатель преломления $n_g = 1,553—1,555$, $n_p = 1,546—1,548$, что соответствует № 36—39. Зерна трещиноватые, часто гидрослюдизированные.

Кварц образует оплавленные с извилинами зерна размером 0,5—4,0 мм. По контуру зерен иногда наблюдается кайма гребенчатой раскристаллизации, а также аксиолитовые каемки.

Фемические минералы полностью замещены агрегатом гидрослюда или хлорита, по реликтам видно, что это роговая обманка и биотит.

Фьямме — это линзовидные уплощенные обособления пемзовидного стекла с расщепленными краями размером 0,5—10,0 мм, иногда содержащие фенокристаллы плагиоклаза и кварца. Они характеризуются аксиолитовой структурой для мелких обломков, для более крупных — сферолитовой, аксиолитовой и микропойкилитовой

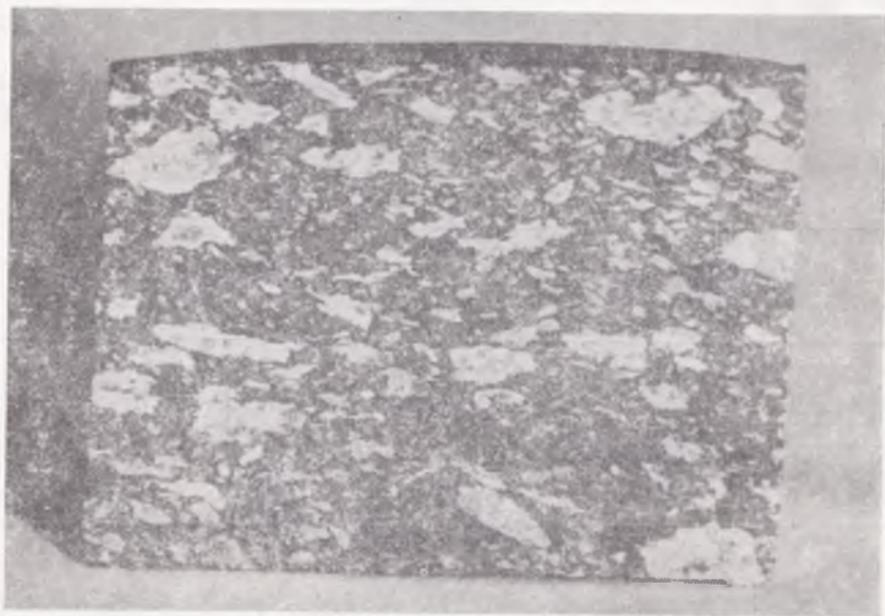


Рис. 7. Спекшийся туф, переходный к туфолаве, с 30—40%-ным содержанием кластического материала (стекло, обломки пород фундамента). Берегово-Беганский район. Нижний сармат. Натуральная величина.

вой раскристаллизацией. Аксиолитовые и сферолитовые агрегаты фьямме сложены срастанием тончайших волоконцев кристобалита и полевого шпата. Замещение кристобалита кварцем приводит к образованию микропойкилитовой структуры. Фьямме часто карбонатизированы и обычно замещены более интенсивно, чем вмещающая их связующая масса. Они составляют 15—40% объема породы. Около 2—5% объема спекшихся туфов приходится на угловатые и окатанные обломки ксеногенных пород — аргиллитов, алевролитов, песчаников, кварцитов, андезитов, диабазовых порфиритов и слюдистых сланцев.

Основная масса спекшихся туфов сложена изогнутыми, серповидными, дугообразными, рогульчатыми, округлыми и каплевидными осколками стекла размером 0,02—0,2 мм, погруженных в фельзитоподобную массу спекшейся вулканической пыли. В отдельных участках спекание и раскристаллизация приводят к исчезновению контуров мелких обломков, и витрокластическая структура как бы пропадает. Чаше же спекание сопровождается интенсивной

деформацией обломков пемзы и стекла. Наблюдаются все переходы от разностей с недеформированными обломками пемзы и стекла к породам, где их первичный облик полностью потерян, т. е. к туфолавам.

К туфолавам относятся породы, основная масса которых не характеризуется четкой витрокластической структурой. Однако их большая часть, по-видимому, представляет собой интенсивно спекшиеся туфы, утратившие свою первичную структуру, хотя не исклю-



Рис. 8. Спекшийся туф с линзами фьямме. Берегово-Беганский район. Нижний сармат. Николи \dagger , \times \times 20.

чено, что часть их имеет лавовую природу. Под микроскопом туфолавы — такситовые и эвтакситовые породы, сложенные на 20—60% линзами типа фьямме, погруженными в массу порфириковой породы с такситовой, эвтакситовой и комковатой основной массы. Как и в спекшихся туфах, для фьямме характерна сферолитовая, а у края линз аксиолитовая раскристаллизация, но здесь они отличаются более интенсивной деформацией, выразившейся в сильно сплюсненном и вытянутом облике включений пористого стекла, зажатого между вкрапленниками и обломками чуждых пород. Часто эти удлиненные линзы теряются в основной массе вследствие перекристаллизации.

Вкрапленники слагают 30—40% объема туфолав и представлены плагиоклазом, кварцем и небольшим количеством замещенных фермических минералов. Плагиоклаз — андезин с нечеткой зональностью, с показателями преломления $n_g = 1,555—1,556$ и $n_p = 1,547—1,548$, соответствующими № 37—39. Кварц также

Химический состав плагиолипаритовых туфов Закарпатья, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	63,20	71,09	72,43	68,11	77,02	68,14	70,10
TiO	0,35	0,17	0,04	0,16	0,09	0,12	0,04
Al ₂ O ₃	13,40	14,00	11,19	12,62	11,32	11,72	13,10
Fe ₂ O ₃	1,12	0,05	3,27	1,95	1,58	1,58	3,85
FeO	2,96	1,30	0,13	0,19	0,12	0,34	0,21
MnO	0,13	0,04	0,05	0,02	0,02	0,01	0,03
MgO	0,95	0,32	0,46	0,51	0,22	0,28	1,06
CaO	1,74	0,61	1,78	2,90	2,22	3,58	2,26
Na ₂ O	3,60	5,15	3,50	0,48	0,47	1,81	3,38
K ₂ O	2,33	3,20	0,82	0,93	1,22	0,84	0,56
П. п. п.	5,55	0,51	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	3,81	4,61	7,53	4,66	7,40	4,54
H ₂ O ⁻	2,20	0,43	1,23	4,26	1,14	4,07	1,12
SO ₃	0,05	—	—	—	—	—	—
CO ₂	1,77	0,12	—	—	0,28	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	99,35	100,80	99,51	99,66	100,36	99,80	100,25

Коэффициенты по

s	79,74	87,49	83,20	82,87	85,99	84,95	79,93
a	12,50	15,73	8,98	2,62	2,81	5,69	8,36
c	1,29	0,68	2,21	3,79	2,61	4,79	2,81
b	6,46	3,05	5,59	10,71	8,58	4,56	8,90
a'	73,33	44,40	32,10	73,47	79,68	42,62	40,00
f'	15,55	40,00	53,09	18,37	16,40	45,90	39,23
m'	11,11	15,55	14,80	8,17	3,91	11,47	20,77
n	70,11	71,50	86,15	44,40	38,09	76,31	90,16

Окисел	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	68,96	72,42	69,72	70,85	64,30	62,12
TiO ₂	0,24	0,19	0,41	0,25	0,32	0,39
Al ₂ O ₃	14,47	14,36	15,14	14,99	16,81	10,41
Fe ₂ O ₃	3,28	2,34	1,79	2,32	1,41	8,31
FeO	—	—	—	—	2,46	2,59
MnO	0,23	—	0,05	0,05	0,08	0,10
MgO	0,55	—	0,51	0,88	1,01	0,85
CaO	2,45	1,68	2,68	2,30	4,50	4,36
Na ₂ O	2,30	2,35	3,57	2,60	3,03	3,03
K ₂ O	3,00	2,40	2,07	2,85	2,01	2,41
П. п. п.	5,20	4,60	—	3,52	1,33	1,40
H ₂ O ⁺	—	—	2,28	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	2,06	—	0,22	—
SO ₃	Следы	0,47	—	—	0,03	—
CO ₂	—	—	—	—	2,06	3,84
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,61	—
С у м м а	100,68	100,81	100,28	100,61	100,18	99,81

8	9	10	11	12	13	14
67,46	66,68	72,64	73,82	74,06	67,24	70,30
0,22	0,34	0,43	0,19	0,15	0,53	0,30
14,07	12,96	13,57	15,46	10,97	13,18	14,26
2,55	3,10	1,02	0,31	4,12	3,03	1,49
—	—	0,33	0,73	0,92	0,66	0,18
0,03	0,16	0,13	0,02	0,24	0,06	0,02
1,11	0,80	0,36	0,70	0,88	0,36	0,55
3,50	4,20	1,26	—	1,53	1,76	0,92
1,30	1,35	3,99	1,65	1,59	1,55	2,15
2,85	2,50	2,00	3,89	1,80	2,00	2,26
6,92	7,00	—	2,86	—	6,03	—
—	—	4,11	—	3,66	—	3,87
—	—	0,41	0,70	0,44	2,85	3,72
0,16	0,25	0,20	0,05	—	0,05	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
100,17	99,54	100,45	100,38	100,36	99,30	100,02

А. Н. Заварицкому

82,40	80,52	81,80	78,68	81,70	79,95	79,80
7,33	7,13	11,59	8,61	5,95	4,25	7,97
4,47	5,53	1,55	—	1,85	2,27	1,11
7,77	5,07	5,05	12,82	10,50	13,54	11,18
44,94	11,50	64,00	84,57	44,00	70,15	78,70
29,78	59,75	22,67	6,96	42,20	25,65	13,03
25,34	28,86	13,33	8,45	13,80	4,18	8,29
40,95	45,07	75,58	38,81	58,00	30,00	59,13

21	22	23	24	25	26
71,00	67,70	67,54	67,78	70,83	69,97
0,35	0,34	0,44	0,44	0,40	0,47
15,31	15,14	14,75	15,23	15,11	14,97
1,15	1,75	1,74	2,19	1,90	0,86
1,44	2,39	2,25	1,35	1,04	2,27
0,04	0,20	0,54	0,42	0,05	0,09
0,81	0,52	0,61	0,78	0,26	0,57
2,80	3,40	2,83	2,41	2,44	2,57
3,10	2,64	2,94	2,04	3,78	3,27
2,23	2,58	2,58	3,29	3,02	2,48
1,12	3,45	3,23	3,82	1,17	1,92
—	—	—	—	—	—
0,36	1,69	1,37	2,16	0,49	0,52
—	0,05	0,05	0,04	0,07	0,22
0,48	1,08	1,57	1,10	0,02	0,58
—	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09
—	—	—	—	—	—
100,19	103,02	103,53	103,14	100,65	100,85

Окисел	15	16	17	18	19	20
	<i>Коэффициенты по</i>					
<i>s</i>	79,53	81,22	80,39	79,59	77,50	81,00
<i>a</i>	9,53	8,51	10,97	9,71	10,10	11,70
<i>c</i>	3,02	2,01	3,30	2,76	4,10	1,30
<i>b</i>	8,04	8,36	5,39	8,02	8,30	6,00
<i>a'</i>	50,30	76,41	54,28	56,80	67,20	28,90
<i>f'</i>	38,07	23,55	29,58	24,95	10,60	43,30
<i>m'</i>	11,71	—	16,17	18,30	22,20	27,80
<i>n</i>	53,80	59,80	72,30	58,10	70,00	65,50

Примечание: Туфы: 1 — скв. Залуж-2, глуб. 616 м; 2 — скв. Тересва-5, глуб. 1345 м; 3 — Берегово, скв. 268 (8 — глуб. 497 м, 9 — глуб. 444 м); 10 — с. Буштыно; 11 — с. Вышково; 12 — скв. 63-С, глуб. 110 м; 16 — скв. 77-С; 17 — скв. 61-С, глуб. 59 м; 18 — скв. 31-С, глуб. 109 м; 19 — глуб. 172,6 м; 22 — туфолава, скв. 192, глуб. 202,1 м; 23 — спекшийся туф, скв. 195, глуб. 141 м; лава, скв. 598, глуб. 282 м. Анализы 3—7 и 10 приведены по В. С. Соболеву и др. (1955).

образует идиоморфные оплавленные и корродированные кристаллы размером 0,2—2,0 мм.

Основная масса туфолов весьма неоднородна и состоит из мельчайших линзочек и прослоек разнопреломляющих полевого шпата, кристобалита и фельзитового агрегата. Ориентировка линзочек создает псевдофлюидальную текстуру породы. Связующая линзочки масса представляет собой фельзитоподобный буроватый агрегат. Постоянно в породе находится 1—7% ксеногенных обломков из нижних горизонтов неогена и донеогенового фундамента.

Из приведенных материалов видно, что для вулканогенной толщи гельвета, тортона и частично нижнего сармата (доробратовская свита) характерно широкое площадное распространение, четко проявляющийся стратиграфический контроль, слоистость туфов, чередование с морскими осадочными отложениями, зафиксированное паузами выброса пирокластического материала, постоянство состава на больших площадях в пределах упомянутых свит, незначительная изменчивость структуры, преобладание связующей массы над кластическим материалом. Все это не оставляет сомнений в том, что пирокластический материал накапливался в морском бассейне, что извержения происходили во многих пунктах за пределами Закарпатского прогиба, носили ареальный характер и продолжались в течение длительного времени.

В отличие от стратифицированных горизонтов плагиолипаритовых туфов спекшиеся туфы и туфолавы нижнего сармата (луковская свита) развиты локально в Берегово-Беганском районе. Они залегают в виде согласных толщ и постепенно переходят в неслоистые нелитифицированные туфы, а также в такситовые кварцевые плагиолипариты. Их особенности — наличие обломков пемзы, пластическая деформация мелких обломков стекла, аксиолитовые и сферолитовые структуры раскристаллизации, витрокластические

Продолжение табл. 8

	21	22	23	24	25	26
<i>А. Н. Заварицкому</i>						
	79,60	77,40	78,30	77,70	79,90	79,30
	9,90	9,70	10,30	9,30	12,60	10,70
	3,30	4,20	3,40	2,90	2,90	3,10
	7,20	8,70	7,90	10,10	4,60	6,80
	49,20	43,90	33,90	52,00	34,30	43,30
	32,30	45,90	53,00	35,00	56,70	42,90
	18,50	10,20	13,10	13,00	9,30	13,80
	67,90	60,90	63,40	48,50	65,30	66,70

район с. Тересва; 4 — с. Крайниково; 5 — с. Драгово; 6 — с. Апшица; 7 — ручей Буркало; 8, 9 — г. с. Вышково, гора Луци; 13 — г. Берегово, скв. 57 — С, глуб. 97 м; 14 — с. Мужнево; г. Берегово; 15 — туфолава, скв. 6, глуб. 382 м; 20 — туфолава, скв. 6, глуб. 396 м; 21 — спекшийся туф, скв. 192, 24 — спекшийся туф, скв. 198, глуб. 190 м; 25 — спекшийся туф, скв. 391, глуб. 60 м; 26 — туфо-

структуры в раскристаллизованных литифицированных породах, уменьшение пористости и увеличение объемного веса с возрастанием степени спекания. Все это дает основания рассматривать описанные породы как продукты трещинных пологонравленных потоков, представленных пирокластами, насыщенными газами. Формирование спекшихся туфов и туфолов происходило в континентальных условиях; центры эксплозий находились, вероятно, в небольшом удалении от участков распространения этих образований.

Плагиолипаритовые туфы, туфолавы и спекшиеся туфы характеризуются своеобразным химическим составом (табл. 8). Состав туфов из различных районов неодинаков, что объясняется разной степенью их изменчивости и неодинаковым содержанием тонкодисперсного ксеногенного материала. Влияние на состав туфов примеси глинистого материала доказывается четко выраженной обратной связью содержания кремнезема и глинозема. В некоторых пробах установлена повышенная концентрация Na_2O , что свидетельствует об альбитизации туфов.

В целом пирокластам осадочно-вулканогенного (липаритового) комплекса присуще постоянство состава пород в широком возрастном диапазоне — от гельвета до нижнего сармата. Однородность состава и отсутствие дифференцированного ряда отличает эти породы от образований других комплексов (эффузивного и гипабиссального) и указывают на почти полную гомогенизацию магматического расплава в интрателлурической стадии. Все породы липаритового комплекса относятся к нормальному известково-щелочному ряду, приближаясь к крайнему известковому типу Пеле. Это, по-видимому, является общей особенностью кислого магматизма Закарпатья.

Полезные ископаемые, связанные с пирокластами осадочно-вулканогенного комплекса, можно разделить на следующие группы:

строительные материалы; вторично измененные пирокластические породы, представляющие группу нерудных полезных ископаемых; кислые пирокласты как вмещающие породы рудных ископаемых.

К первой группе относятся неизменные пелитоморфные кристаллитрокластические туфы, являющиеся хорошими строительными материалами и облицовочными камнями благодаря своей прочности, низкому удельному весу, способности легко обрабатываться. Добыча их производится открытыми карьерами в местах развития мощных горизонтов гельветских, тортонских и нижне-сарматских туфов (Вышковский, Хустский, Тячевский, Береговский и другие районы Закарпатья).

К группе нерудных полезных ископаемых, представляющих метасоматиты по плагиолипаритовым туфам, относятся алунит, каолин и бентониты. В Закарпатье известны Береговское и Беганское каолин-алунитовые месторождения, приуроченные к сарматским плагиолипаритовым туфам. Для месторождений характерна вертикальная зональность: гипсометрически выше развиты алунитовые руды, с глубиной переходящие в каолиновые. Алунитовые и каолиновые руды относятся к типу вторичных кварцитов, связанных с фумарольно-сульфатарной деятельностью эндогенных эманацій. Алунитовые руды представляют собой белые пористые туфы, содержащие обломки кремней, измененных липаритов и кварца. Преобразование туфов начинается с замещения кластических зерен плагиоклаза алунитом с формированием полных псевдоморфоз. В связующей массе туфов алунит развивается в виде мелких пластинчатых, ромбовидных и игольчатых кристаллов. Содержание его в породе 30—70%. Алуниты этих месторождений относятся к почти чистой калиевой разновидности ($K_2O = 10,5$; $Na_2O = 0,51\%$).

Каолиновые руды этих же месторождений представляют собой белые рыхлые туфы, полностью замещенные микрочешуйчатым агрегатом каолинита и монтмориллонита, на фоне которого выделяются оплавленные зерна кварца.

Бентонитовые глины образуются при изменении витрокластических плагиолипаритовых туфов при экзогенном выветривании в результате разложения вулканического стекла связующей массы туфов. В осадочно-туфогенной толще бентониты слагают пластобразные тела.

В рудноносных районах Закарпатья (Береговском, Вышковском) туфы, в отличие от терригенных отложений, являются благоприятной средой для локализации рудного вещества благодаря своей высокой проницаемости для восходящих гидротерм, обусловленной значительной пористостью туфов и спецификой минерального состава (преобладание полевых шпатов). Наиболее распространенный тип оруденения в туфах — прожилково-вкрапленный.

Пирокластические породы эффузивного (андезитового) комплекса. Неогеновый эффузивный комплекс Закарпатья включает продукты дифференциации основной магмы (от базальтов до липаритов), представленные стратовулка-

нами, моногенными вулканами и субвулканическими телами. Породы эффузивного комплекса группируются в двух вулканических грядах — Чопской цепи погребенных вулканов и Выгорлат-Гутинской гряде. Особняком стоят вулканические породы флишевой области, состоящие из субвулканических образований. Время проявления андезитового вулканизма — от раннего сармата до левантина. Вулканическая деятельность в Чопской цепи погребенных вулканов проявлялась в раннем сармате, панноне, частично в левантине (II и III фазы вулканизма), а в Выгорлат-Гутинской гряде — в панноне и левантине (III и IV фазы вулканизма).

Таблица 9

Количественные соотношения нижнесарматских туфов и лав (по скв. 10-Ч)

Порода	Интервал, м	Суммарная мощность, м		Эксплозивный индекс, %
		туфов	лав	
Андезиты и их туфы	515—687	47	118	29
То же	680—835	65	90	42
Андезито-базальты и их туфы	835—1370	230	300	42
Среднее		322	508	39

Чопская цепь погребенных вулканов приурочена к зоне сочленения Чопской впадины с Паннонским массивом и проявляется эффузивами и их пирокластами, погребенными под плиоценовыми и миоценовыми отложениями и лишь участками выходящими под четвертичный покров. Ранее о вулканитах в этой полосе не было известно, они вскрыты скважинами в последние годы. С юго-востока к северо-западу параллельно зоне Припаннонского глубинного разлома протягивается вулканическая цепь длиной 80—100 и шириной 5—15 км.

Наиболее мощные толщи перемежающихся лав и туфов вскрыли скв. 10-Ч, 15-Ч, 16-Ч, 1-Д. На западе погребенной цепи скв. 10-Ч встретила толщу нижнесарматских андезитов, андезито-базальтов и их туфов и туфов мощностью 855 м и не вышла из нее. Находящаяся в 3 км к западу скв. 3-Ч пересекла толщу аналогичных вулканитов мощностью 570 м. Далее к юго-востоку в районе Великой Доброни—16-Ч и 1-Ч прошли 600-метровую толщу левантинских лав и туфов, а затем ниже ее поток нижнесарматских андезитов мощностью 85 м. Восточнее скв. 15-Ч пересекла паннонскую толщу андезитов, дацитов и их туфов мощностью 640 м и не вышла из нее. Многие другие скважины вскрыли отдельные потоки лав и туфов. В районе Береговского холмогорья установлены нижнесарматские андезиты и их туфы, несколько уступающие по мощности вулканитам западной части цепи. Таким образом, здесь

развиты крупные стратовулканы, не уступающие по мощности вулканическим толщам Выгорлат-Гутинской гряды.

Скв. 10-Ч вулканическая толща вскрыта на глубине 515 м под осадочными отложениями левантина. Общая мощность изучаемой вулканической толщи 855 м (табл. 9).

Таким образом, количество туфов вверх по разрезу снижается, а общая мощность составляет 39% мощности вскрытой вулканической толщи. Среди пирокластов, кроме туфолав, встречаются псаммитовые, псефитовые и агломератовые туфы андезитов и андезито-базальтов (табл. 10).

В общем объеме пирокластического материала агломератовые туфы составляют 93%, что может свидетельствовать о близости вулканического аппарата к вскрытому скв. 10-Ч разрезу с особенностями, характерными для строения склона крупной стратовулкани-

Таблица 10

Соотношения разновидностей туфов (по скв. 10-Ч)

Туф	Мощность, м				
	суммарная	от общей мощности, %	минимальная	максимальная	средняя
Псаммитовый	14	4	2	4	3,5
Псефитовый	9	3	9	9	9
Агломератовый	307	93	5	150	44

ческой постройки. Агломератовые туфы встречаются по всему разрезу, но больше всего их в нижней части разреза. Более удаленные от жерловины склоны стратовулкана вскрыты скв. 1-Ч, 2-Ч и 3-Ч. Сходный разрез, но с меньшими мощностями вскрыт скв. 50-С (с. Гораздивка), 3-Т (с. Ивановка), 36-Ч и 43-Ч (район Виноградова) и скважинами в Береговском районе.

Туфолавы и агломератовые туфы нижнего сармата состоят из крупных обломков преимущественно андезитов и андезито-базальтов размером 0,5—2,3 см и содержащихся в подчиненных количествах обломков кварцитов, мергелей и кислых туфов. Обломки цементируются зеленовато-бурым стеклом с рассеянными в нем микролитами плагиоклазов, изредка кварца и микрообломками андезитов. Показатель преломления вулканического стекла 1,511—1,516, что соответствует около 57% содержания кремнезема. Связующая масса туфов в большинстве случаев полностью замещена хлоритом, опалом и карбонатами (кальцит и сидерит).

Скв. 15-Ч вулканические породы вскрыты на глубине 498 м под фаунистически охарактеризованными отложениями паннона. С этой глубины и до забоя скважины (1064 м) следует непрерывная толща чередующихся основных и кислых лав, туфолав и туфов в такой последовательности: 498—723 м — андезитовые туфы и туфолавы; 723—801 м — андезито-дацитовые лавы, туфолавы и агломе-

ратовые туфы; 801—1009 м — андезиты, андезитовые туфолавы и агломератовые туфы; 1009—1064 м — дациты.

Вверх по разрезу заметно возрастает роль туфов (табл. 11). Намечаются резкие различия в значении эксплозивного индекса для верхней и нижней частей разреза скв. 15-Ч.

Таблица 11

Количественные соотношения туфов и лав (по скв. 15-Ч)

Порода	Интервал, м	Мощность, м		Эксплозивный индекс, %
		туфов	лав	
Андезиты и туфы	498—723	176	46	79
Андезито-дациты и туфы	723—801	42	36	54
Андезиты и туфы	801—1009	8	200	4
Дациты	1009—1064	—	55	0

Среди эксплозивного материала вскрытой вулканической толщи выделены алевритовые, псаммитовые, псефитовые и агломератовые туфы (табл. 12).

Относительно небольшое количество агломератовых туфов может свидетельствовать об удаленности центра извержений от описанного разреза. Чередование лав и туфов доказывает, что скважиной вскрыт склон стратовулкана.

Таблица 12

Соотношение разновидностей туфов (по скв. 15-Ч)

Туф	Мощность, м				
	суммарная	от общей мощности %	минимальная	максимальная	средняя
Алевритовый	32	14	32	32	32
Псаммитовый	105	46	39	66	52
Псефитовый	65	29	3	30	16
Агломератовый	24	11	5	11	8

Андезитовые туфы верхней пачки отличаются от таковых нижней более разнообразными обломками андезитов, среди которых (особенно в агломератовых разностях) выделяются породы с гиалопилитовой, пилотакситовой и стекловато-пузыристой основной массой. Кроме обломков андезитов, наблюдаются обломки пелитовых липаритовых туфов, аргиллитов, диабазовых порфиритов, кварцитов, однако по количеству ксеногенный материал значительно уступает андезитовому. Среди кластического материала развиты зерна плагиоклазов с простыми и зональными двойниками, в значительно меньших количествах — кварц. Связующая масса туфов

бурая, участками стекловатая и стекловато-пепловая. В алевроитовых и псаммитовых разностях связующая масса пепловая со значительной примесью глинистого материала. В большинстве случаев туфы интенсивно замещены карбонатами и окислами железа, а в некоторых участках развивается минерал типа галлуазита.

Андезито-дацитовые туфы обычно характеризуются псефитовой структурой. Кластический материал представлен обломками пузы-

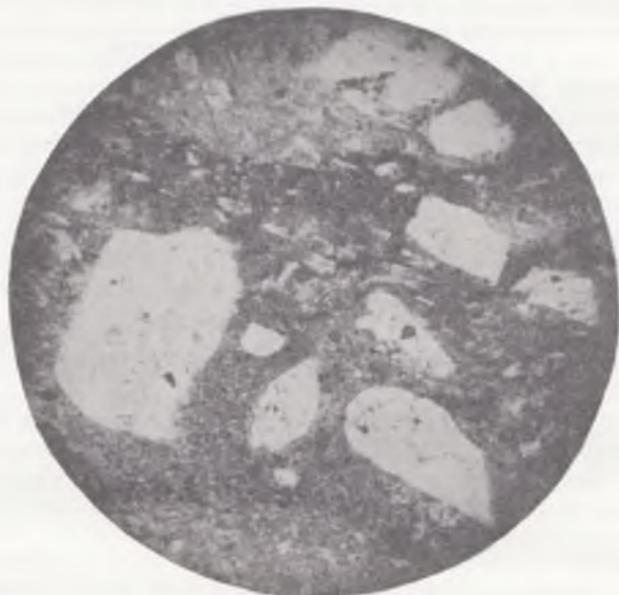


Рис. 9. Туф андезито-дацита с флюидальной связующей массой. Чопская цепь погребенных вулканов. Скв. 15-Ч, верхний паннон. Без анализатора, $\times 25$.

ристого андезита и андезито-дацита с флюидальной основной массой (рис. 9), мергелей и кристаллов плагиоклаза, крупных оплавленных зерен кварца, в меньших количествах — биотита и роговой обманки. Связующая масса — стекловато-пепловая, большей частью полностью замещенная карбонатами и зеленовато-бурым микрочешуйчатым агрегатом минералов группы хлорита.

Скважинами 16-Ч и 1-Д паннон-левантинские вулканические породы вскрыты непосредственно под четвертичными отложениями чопской свиты в интервале 121—715 м. В этой толще выделены андезито-базальты, андезиты, дациты, их туфолавы и туфы. Кроме того, скважинами пройдены сарматские андезиты (табл. 13).

Из табл. 13 видно, что андезиты и андезито-базальты в отличие от дацитов характеризуются высоким эксплозивным индексом с резким перепадом его значений. Судя по перемежаемости лав и туфов, скв. 16-Ч и 1-Д также вскрыт склон стратовулкана.

Пирокласты верхних андезито-базальтов (121—295 м) представлены псефитовыми и псаммитовыми туфами с преобладанием обломков

андезито-базальтов, основная масса которых раскристаллизована в различной степени. Кроме того, среди кластических зерен развиты плагиоклазы и моноклинные пироксены. Связующая масса туфов — стекловатая и стекловато-пепловая. Характерной особенностью этих туфов является заметная сортированность кластического материала. Туфы отличаются свежим обликом, они мало затронуты вторичными процессами.

Для андезитовой толщи (295—643 м) характерно обилие пирокластического материала. В нижней части толщи развиты туфобрекчии с обломками размером до 5—6 см, выше преобладают псе-

Таблица 13

Количественные соотношения паннон-левантинских туфов и лав

Порода	Интервал, м	Мощность, м		Эксплозивный индекс I, %
		туфов	лав	
Андезито-базальты и туфы	121—295	75	104	42
Андезиты и туфы	295—643	260	88	75
Дацинты и туфы	643—715	13	59	18
Среднее	121—715	348	251	58

фитовые и псаммитовые разности туфов. Последние характеризуются литокристаллокластической структурой. Кластический материал состоит из обломков кристаллов основного плагиоклаза и пироксенов и обломков пород — андезито-базальта с микродолеритовой структурой, андезита с гялопилитовой структурой, аналогичного развитому в лавовых потоках. Весьма редки обломки плагиодиабазовых порфиритов из фундамента прогиба, а также аргиллитов и алевролитов. Связующая масса туфов представляет собой стекловатый субстрат со следами течения в отдельных участках. Пирокласты, как и лавы, интенсивно преобразованы вторичными процессами; в них развиты хлорит, галлуазит, карбонаты, окислы железа, минералы группы каолинита.

Дацитовые туфы распространены незначительно. Они представлены псаммитовыми разностями, залегающими в верхней части разреза. Общая мощность 13 м. Туфы рыхлые, замещены карбонатами, пиритом и каолинитовыми минералами; часто диагностируются лишь по реликтовой структуре.

Наиболее молодыми (верхнелевантинскими) среди пирокластов Чопской цепи погребенных вулканов являются туфы оливин-авгитовых базальтов Беганского района, где они вскрыты скв. 254, 7-С и 198. Это витрокристаллолитокластические псефитовые и псаммитовые туфы, сложенные изометричными и овальными лапилли, гравием и песчаниками пузыристых оливин-авгитовых базальтов, составляющими 80—85%, обломками спекшихся плагиолипаритовых туфов (5—10%) и кристаллов плагиоклазов и авгита,

единичными осколками стекла и базальным цементом, состоящим из мелких осколков вулканического стекла и продуктов его разложения. Размер обломков от 0,1 мм до нескольких сантиметров. Обломки спекшихся плагиолипаритовых туфов интенсивно алунизированы. Туфы оливин-авгитовых базальтов в отдельных участках сильно обогащены обломками бескварцевых плагиолипаритов, так что в составе обломков преобладают то они, то пузыристые базальты. Судя по морфологии описываемых базальтовых туфов, можно предполагать, что они являются отложениями шлакового конуса.

Выгорлат-Гутинская вулканогенная гряда в Закарпатье простирается с северо-запада к юго-востоку, проходя на северо-западе по границе Закарпатского прогиба и флишевых Карпат, а на востоке резко поворачивая к югу.

Вулканические образования Выгорлат-Гутинской гряды в течение длительного периода времени изучали многие исследователи (Соболев и др., 1955; Костюк, 1961; Малеев, 1964 и др.).

В основании вулканической толщи Выгорлат-Гутинской гряды залегают пирокластические породы основного состава — андезитовые и андезито-базальтовые туфы, агломераты и туфобрекчии — с редкими прослоями выклинивающихся основных лав (так называемая туфогенная свита). Видимая мощность толщи в наиболее полных ее разрезах в долине Боржавы 300, по левому берегу Латорицы — 400 м. Однако мощность свиты непостоянная и изменяется от сотен до десятков метров, закономерно снижаясь в стороны внешнего и внутреннего краев гряды.

Туфы и лавы туфогенной свиты переслаиваются с осадочными породами паннона — глинами, алевролитами, песчаниками и пластами лигнита. Нижние горизонты свиты, представленные озерно-аллювиальными отложениями с обильной примесью вулканогенного материала андезитового состава, развиты в долине Латорицы и явно тяготеют к понижениям древнего рельефа. Вверх по разрезу они сменяются туфами. В тех районах, где в панноне существовал континентальный режим, туфы не содержат прослоев терригенных пород и залегают на отложениях нижнего сармата. Есть основания полагать, что пирокласты туфогенной свиты образовались в результате единого цикла извержений многих крупных стратовулканических сооружений (на западе гряды — это Борлиов-Дил, Синяк), на что указывают почти параллельные границы пластов туфобрекчий и лав и отсутствие глубоких эрозионных понижений, заполненных потоками лавы. Верхнепаннонские и плиоценовые складчатые движения образовали в туфогенной свите, как и в осадочном основании, пологие брахискладки.

Выше туфогенной свиты залегают лавы андезито-базальтов и андезитов с маломощными прослоями туфов. Излияния лав происходили из многих вулканических центров. Общая мощность лавовой толщи андезито-базальтов и андезитов с подчиненными прослоями туфов составляет 50—600 м. Принято считать, что в результате

излияний основных лав, длившихся от позднего паннона до левантина, образовался андезитовый комплекс так называемой гутинской свиты. Дальнейшее развитие вулканизма в разных частях гряды протекало неодинаково. Так, только в средней ее части, а также частично в западной и восточной, происходило излияние крупнопорфировых андезитов и андезито-дацитов. В других районах вулканической гряды выше андезитового комплекса гутинской свиты залегают дациты, липариты и их туфы. Кислые породы и их туфы имеют небольшое площадное распространение по сравнению с андезитовым комплексом, однако они встречаются во всех частях Выгорлат-Гутинской гряды: в крайней северо-западной (Перечинский район), в междуречье Ужа и Латорицы, хребте Великий Шоллес (междуречье Боржавы и Рики), на левобережье Тисы и на крайнем юго-востоке гряды (Вышковский район).

Наиболее молодые вулканы, представленные базальтами, в подчиненных количествах туфами, залегают в одних местах на крупнопорфировых андезитах, в других — на кислых лавах и их туфах. Это так называемые андезито-базальты и базальты бужорской свиты, которые особенно широко распространены в средней части вулканогенной гряды в районе горы Бужоры.

Основные пирокласты Выгорлат-Гутинской гряды принадлежат главным образом туфогенной, в меньшей степени гутинской свитам. Это туфобреккии с вулканическими бомбами андезита, псаммитовые и псефитовые преимущественно литокристаллокластические туфы и тонкозернистые витрокластические и кристалловитрокластические туфы алевритовой структуры.

Типичный разрез части туфогенной толщи можно наблюдать по правому берегу Боржавы, где эти отложения вскрыты обнажением высотой около 100 м. Здесь видна хорошо выраженная слоистость, а также сортированность материала. В основании разреза озерно-аллювиальные отложения содержат многократно повторяющиеся слои тонкозернистых туфов мощностью от 10—15 до 30—40 см. В средней и верхней частях разреза тонкозернистые туфы сменяются грубообломочными разностями и даже туфобрекчиями с обломками андезита размером свыше 15—20 см. Мощность таких слоев также увеличивается. Однако даже среди грубообломочного материала встречаются линзы лигнита и аргиллитов, а также тонкие прослойки лав.

Туфобреккии с особенно крупными обломками широко развиты на левобережье Латорицы, где обнажаются глыбовые туфобреккии. Величина отдельных глыб нередко превышает 1,5, средняя — 0,2—0,5 м. Мелкообломочный материал с пепловой и стекловатой связующей массой цементирует более крупные обломки. Форма обломков угловатая и округлая, встречаются глыбы с поверхностью типа «хлебной корки», иногда полностью окисленной. Обломки представлены андезито-базальтами и андезитами с разнообразной структурой основной массы; встречаются плотные стекловатые разности с витрофировой и гиалопилитовой структурами и совершенно

свежим стеклом, пористые стекловатые разности, полностью замещенные окислами железа, раскристаллизованные андезито-базальты с микродолеритовой и пилотакситовой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза № 80, гиперстена и моноклинного пироксена. В некоторых крупных глыбах заметно изменение структуры от микродолеритовой в центральной части до стекловатой в краевой.

Накопление крупного пирокластического материала свидетельствует о близости центра извержения, причем преобладали вулканические бомбы, выброшенные при взрывах, а не обломки более древних андезитов, смытые со склона вулканов мощными грязевыми потоками, о чем говорят наличие стекловатых и пористых разностей пород, окисленных при извержении, а также изменения структуры в пределах одной глыбы. Е. Ф. Малеев (1963) отмечает, что подобные агломераты характерны для автохтонной наземной фации околожерловой зоны.

Псаммитовые и псефитовые туфы наиболее широко развиты среди пород туфогенной, гутинской и даже бужорской свит. Обычно это лито- и кристаллолитокластические туфы с кластическим материалом, представленным разнообразными андезитами и андезито-базальтами, кристаллами и обломками кристаллов основных плагиоклазов и пироксенов. Характерно, что в одном образце часто наблюдаются кристаллы плагиоклазов с широкими колебаниями основности и пироксенов с железистостью 37—14%. Это показывает, что туфы образовались в результате одновременного действия разных источников пирокластического материала. В некоторых разностях туфов отмечаются также обломки глинистых сланцев, филлитов, песчаников, а также кристаллов кварца. Размер зерен кластического материала изменяется от 0,1 до 1 см. Связующая масса этих туфов состоит из пеплового материала с примесью глинистых частиц; она редко бывает свежей, чаще же замещена карбонатами и продуктами разложения основного стекла при выветривании.

В мелкозернистых (пелитовых) туфах количество обломков пород становится незначительным, преобладают пепловые частицы и обломки фенокристаллов плагиоклазов, гиперстена, моноклинного пироксена, изредка кварца. Пепловые частицы большей частью замещены галлуазитом, и породы устанавливаются только по реликтам витрокристаллокластической структуры.

Кислые пирокласты Выгорлат-Гутинской гряды ассоциируют с лавами липарита и дацита и развиты в юго-восточной (Вышковский район, хребет Великий Шоллес) и северо-западной (Перечинский район) частях гряды. Наиболее типичные агломераты и туфы дацитового состава установлены в Вышковском районе на водораздельном хребте Оаш — Гутин, где распространены гиалодациты.

Агломератовые туфы гиалодацита залегают на агломератах андезита и андезит-дацита и туфогенно-осадочной толще сармата. Среди кластического материала преобладают обломки дацитового состава, среди которых выделяются дациты с микрофельзитовой и

микрпойкилитовой основной массой. Дацинты обломков идентичны таковым потоков, отличаясь только степенью интенсивности вторичных преобразований: вулканическое стекло и полевошпатовый агрегат каолинизированы, темноцветные минералы полностью окислены, в пустотах и по трещинам развивается кристобалит. Обломки сцементированы бурой и светло-бурой рыхлой глинистой массой. Агломераты гналодацитов совместно с никележащими породами образуют единую мощную (до 100 м) агломератовую толщу.

Туфы гналодацитов слагают хорошо прослеживающийся горизонт мощностью 40 м, залегающий на осадочных образованиях паннона. Структура туфов литовитрокластическая. Кластический материал представлен обломками стекла, кристаллов плагиоклаза (андезина), пироксена, окисленной роговой обманки, многочисленными обломками различных пород (андезитов, дацитов, аргиллитов, плагиолипаритовых туфов, а также кварцевых диорит-порфиритов и роговиков). Размер кластических зерен от сотых долей до 2—3 мм и более.

Кластический материал сцементирован стеклом, в котором в отдельных участках сохранились реликты пепловых частиц, в других — заметна слабая раскристаллизация с выделением кварца. В большинстве случаев стекло связующей массы пемзовязкое, часто с перлитовой структурой, а местами настолько спекает крупные обломки стекла, что последние без резких границ сливаются со связующей массой. Показатели преломления вулканического стекла связующей массы туфов $n = 1,513—1,509$, что соответствует содержанию 65—70% кремнезема.

Липаритовые туфы наиболее широко и разнообразно развиты в хребте Великий Шоллес. Здесь они образуют горизонты хорошо сортированных псаммитовых и алевритовых туфов и своеобразные отложения типа горячих лавин, сопровождавшие внедрение липаритовых куполов. Отложения горячих лавин, подробно описанные О. Н. Горбачевской (Соболев и др., 1955), представляют собой хаотически перемешанный агломерат, спускавшийся с древних вулканов в пониженные части рельефа и перекрывающий древнеозерную угленосную плиоценовую толщу. Этот агломерат состоит из обломков и глыб обсидиана, пемзы, липарита различной текстуры, андезита и дацита. Размеры обломков часто превышают десятки сантиметров. Цементом породы служит пепловый липаритовый материал с характерной витрокластической структурой, неравномерно распределенный в массе породы.

Псаммитовые и алевритовые туфы образуют частое чередование, причем тонкозернистые туфы нередко залегают в виде выклинивающихся линз. Они характеризуются витро- и литокластической структурами и состоят из пеплового материала, в массе которого видны редкие кристаллы плагиоклаза, кварца, ксеногенного граната и обломки обсидиана, фельзита, иногда андезита. На этих туфах местами залегают агломераты «горячих лавин», местами — липариты.

В северо-западной части гряды липаритовые туфы встречены в окрестностях с. Ильковцев и в Перечинском районе. Туфовые отложения достигают здесь значительной мощности — свыше 10 м. Туфы слоистые, наряду с псаммитовыми и псефитовыми литокластическими разностями наблюдаются алевроитовые витрокластические,

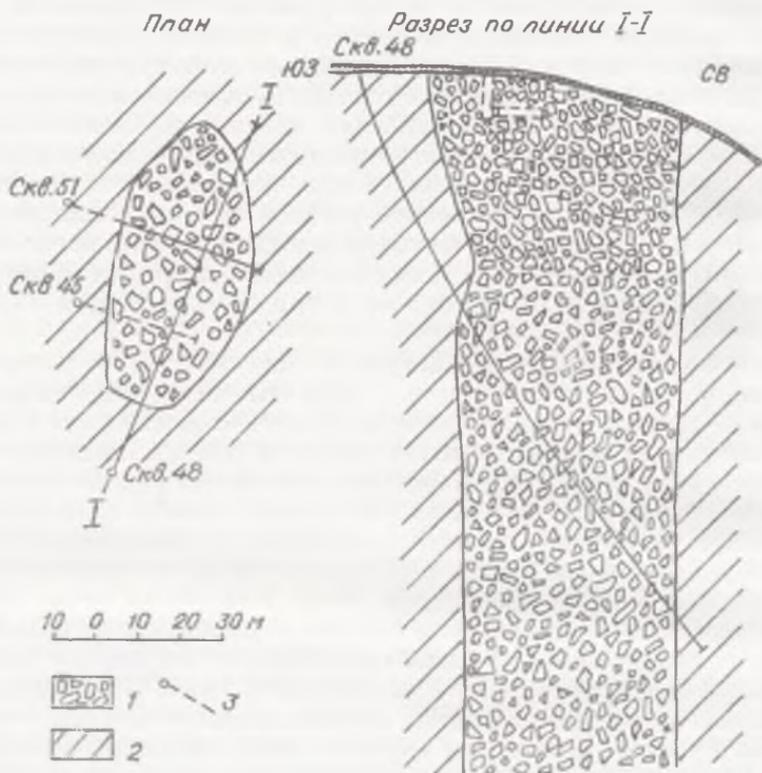


Рис. 10. Вулканическая жерловина, выполненная брекчией. Оленевский район.

1 — взрывная брекчия; 2 — вмещающие породы; 3 — линии геологических разрезов.

сходные по составу с развитыми в хребте Великий Шоллес. На липаритовых туфах этого района лежат более молодые базальты, относящиеся к бужорской свите. В отдельных участках липаритовые туфы подверглись интенсивным вторичным изменениям вплоть до образования вторичных кварцитов и кварц-турмалиновых пород.

Резюмируя приведенные выше материалы о кислых пирокластах Закарпатья, следует отметить совершенно несопоставимые масштабы площади развития кислых туфов осадочно-вулканогенного и эффузивного комплексов. Если для первых характерны огромные мощности и большие ареалы распространения, обусловленные транспортировкой пирокластического материала на сотни километров от центров извержения, то мощность кислых пирокластов эффузив-

ного комплекса сравнительно небольшая (десятки метров), а развиты они в непосредственной близости от эффузивных куполов (первые километры). Пирокластический материал осадочно-вулканогенного комплекса накапливался главным образом в морском бассейне, эффузивный — в лагунно-континентальных условиях.

Во флишевой области Карпат встречаются своеобразные вулканические проявления, представленные дайками, штоками, жерловинами основной магмы, принадлежащими субвулканической фа-

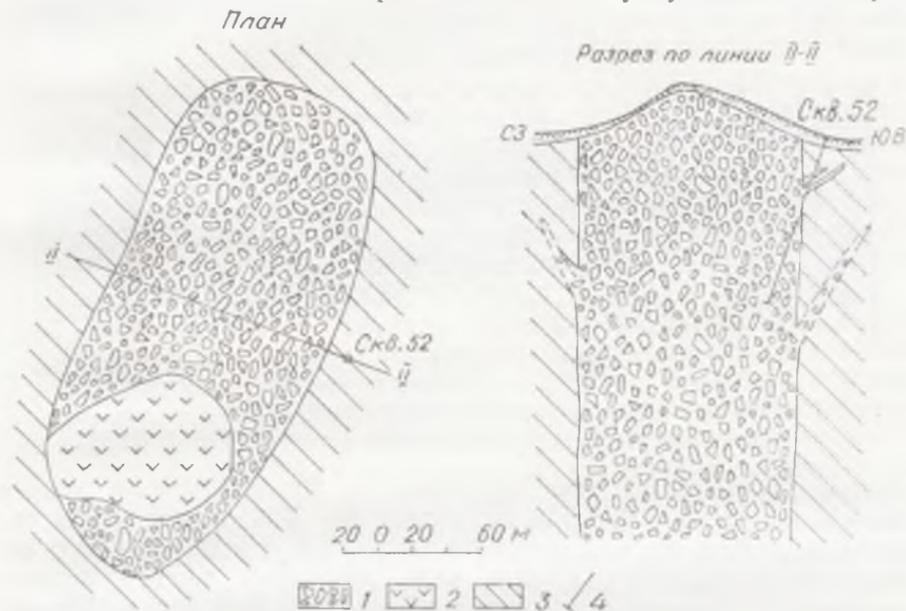


Рис. 11. Жерловина, выполненная брекчией и штоком андезито-базальта. Оленевский район:

1—брекчия; 2—андезито-базальт; 3—вмещающие породы; 4—линия разреза.

ции эффузивного комплекса. Эти вулканические жерловины находятся в районе с. Оленева. Пространственно они контролируются широкой полосой зоны Закарпатского глубинного разлома, в которой отдельные районы отличаются наибольшей тектонической подвижностью с развитием серии крутопадающих разломов северо-западного простирания.

Жерловины, детально описанные Б. В. Мерlichem и др. (1961), морфологически подразделяются на два вида: трубообразные вертикальные тела, выполненные брекчией и штоком андезито-базальта, и трубообразные тела, сплошь выполненные эксплозивной брекчией (рис. 10, 11). В большинстве таких тел в брекчии локализуется ртутное оруденение. Эксплозивный материал во всех жерловинах однотипен. В горизонтальном сечении жерловины представляют собой овальные тела, вытянутые в меридиональном направлении, размером 100—300 по длинной и 30—100 м по короткой оси, часто с пережимами и раздувами. На глубине жерловины сужаются,

переходя в крутопадающие дайкообразные тела. Контакты жерловины с вмещающими осадочными породами простые слоистые. Зоны брекчий, окаймляющие андезит-базальтовые штоки, имеют переменную мощность — от десятков сантиметров до сотен метров. От жерловины часто отходят дайки, выполненные взрывной брекчией (рис. 12).

Слагающие вулканическую жерловину брекчии состоят из обломков андезито-базальта, андезита, аргиллитов, алевролитов и песчаников, обильных для вмещающей флишевой толщи, причем обломки эффузивов составляют около 70% всей массы кластического материала.

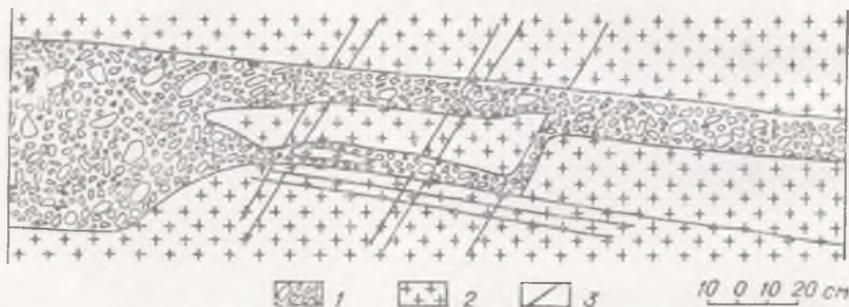


Рис. 12. Сложная брекчневая дайка. Вышковский район:

1 — взрывная брекчия; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — тектонические трещины.

Обломки угловатые, реже округлые, их преобладающий размер 0,2—10 см. Цемент брекчий составляет 20—30% объема массы породы и состоит из кластического материала, представленного осколками плагиоклаза, кварца, реже обломками пород — андезито-базальта, андезита и осадочных. Размер кластического материала 0,05—0,5 мм. Он связан фельзитовой массой, в большинстве замещенной каолином, карбонатами и хлоритом. В отдельных участках встречается цемент, состоящий из стекловатой лавы андезитового состава. В взрывной брекчии и стенках жерловины нет признаков высокотемпературных изменений. Гидротермальная деятельность обусловила каолинизацию и карбонатизацию брекчии и привела к образованию барита, кварца, киновари, метацинна-барита и твердых бесструктурных битумов (кертиссита, карпатита).

Существует представление, что формирование подобных жерловин связано с поднимающимися массами магмы, в верхней части которых скапливается большое количество вулканических газов. Парциальное давление газов в таких камерах превышает давление вышележащих пород, и происходит взрыв, в результате которого в вышележащей толще пород образуются цилиндрические каналы — жерла, заполненные распыленной магмой, обломками уже застывшей магмы и вмещающих пород. Судя по составу кластического материала, глубина таких взрывов не превышала 2—2,5 тыс. м.

О химическом составе туфов эффузивного комплекса можно получить некоторое представление по данным табл. 14. Ограниченная

химическая информация об описываемых туфах обусловлена трудностью отбора представительных проб по пирокластам. Туфы и агломераты эффузивного комплекса сопровождают излияния лав и тесно связаны с ними порядком дифференциации и единством исходных магматических очагов. Петрохимический состав эффузивного комплекса отражает особенности и их туфов. Образования эффузивного комплекса принадлежат к известково-щелочной серии пород, выделенной А. Н. Заварицким. Последние характеризуются прямым порядком дифференциации от основных пород к кислым, что положено в основу выделения фаз магматизма в этом комплексе: ранние стадии представлены основными эффузивами и туфами, поздние — среднекислыми и кислыми дифференциатами. При этом для туфов характерны частые отклонения от нормативного состава из-за значительной примеси ксеногенного материала.

Наиболее распространенные вторичные процессы в туфах связаны с карбонатизацией и повышенным содержанием Fe_2O_3 , а также значительным развитием в туфах глинистых минералов вследствие выветривания.

К пирокластам эффузивного комплекса приурочены нерудные полезные ископаемые, образовавшиеся в результате экзогенного изменения основных туфов. Для рудных полезных ископаемых пирокласты эффузивного комплекса служат вмещающей средой только при благоприятной структурной обстановке.

В Иршавском районе Закарпатья, где широко развиты основные пирокласты гутинской свиты, известно месторождение минеральных красок, приуроченное к озерно-континентальным отложениям основных туфов, выполняющих понижения древнего рельефа. Образование минеральных красок обусловлено воздействием низкотемпературных углекислых вод на туфы андезито-базальтов и андезитов, обогащенные темноцветными компонентами в связи с формированием древних кор выветривания. Рудные полезные ископаемые, приуроченные к эффузивным комплексам пород в пределах вулканических гряд (Выгорлат-Гутинской и Чопской цепи погребенных вулканов), не образуют концентрированных скоплений даже в кислых дифференциатах этого комплекса, подвергшихся интенсивному гидротермальному преобразованию фумарольно-сульфатными выделениями вулканов. Исключение составляют трубки взрыва Оленевского района, представляющие субвулканическую фацию эффузивного комплекса. Здесь рудные месторождения и рудопроявления локализуются в брекчиях жерловин, которые пространственно контролируются поперечными разломами в тектонически подвижных блоках зоны Закарпатского глубинного разлома и поэтому являются благоприятной средой для циркуляции гидротермальных растворов. Таким образом, жерловины и оруденение в данном случае пространственно связаны.

Эксплозивные образования гипабиссального комплекса. Гипабиссальный комплекс пород, развитый в Закарпатье, относится к сложным многостадийным

Химический состав туфов эффузивного комплекса, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,15	52,40	51,56	64,10	64,31	64,93
TiO ₂	0,40	0,85	0,67	0,74	0,73	0,70
Al ₂ O ₃	11,42	17,91	14,58	16,24	16,91	18,03
Fe ₂ O ₃	2,07	1,54	1,22	3,70	2,85	0,91
FeO	2,60	5,57	5,86	1,61	1,36	1,68
MnO	0,17	0,14	0,17	0,06	0,13	0,05
MgO	4,90	2,01	2,57	1,63	0,58	0,55
CaO	10,34	6,73	8,01	5,21	6,04	5,52
Na ₂ O	0,78	2,16	1,84	2,81	2,74	3,08
K ₂ O	1,20	0,67	0,47	1,80	1,89	1,94
H ₂ O ⁻	4,20	3,01	3,06	0,71	0,34	0,46
CO ₂	11,83	6,14	8,29	0,12	0,59	1,07
SO ₃	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
П. п. п.	3,27	1,13	1,90	1,59	1,92	1,44
P ₂ O ₅	0,06	0,12	0,10	0,11	0,12	0,11
Сумма	100,39	100,38	100,30	100,48	100,51	100,47

Примечание: 1—3 — туфы андезитов и андезито-базальтов: 1 — туф андезито-базальта, андезитовый, скв. 7-Добрень, глуб. 1193—1197 м; 4—7 — туфы дацитовые (цель пограбленных вулканы, глуб. 470—473 м; 6 — туф дацитовый, скв. 7-Добрень, глуб. 475 м; 7 — туф липаритовый с об Велятию, карьер Круляк; 12 — туф липаритовый турмалинизированный и окварцованный, район Ла 14 — цемент брекчии андезита, жерловина Подлесный, Оленево.

образованиям, связанным с одной фазой магматизма и характеризующимся стадийным внедрением пород — от основных дифференциатов к кислым. Породы этого комплекса сформировались в результате последовательных инъекций различных производных единого магматического очага, начиная от габбро-диабазов, затем диорит-порфиритов и наконец наиболее позднего дифференциата — лейкократовых пород (гранодиорит-порфиров, дацитов, микрогранодиоритов, микроаплитов) и сопровождающих их взрывчатых образований (брекчиевые дайки и трубки взрыва).

Брекчиевые дайки наиболее широко развиты в Вышковском районе, в меньшем количестве — в Перечинском (окрестности с. Дубиничей). Морфологию этих тел подробно изучил Б. В. Мерлич (1958). Брекчиевые дайки разноориентированы, направление их подчинено тектоническим трещинам в интрузивных массивах и осадочных породах. Они крутопадающие, характеризуются переменной мощностью — от нескольких сантиметров

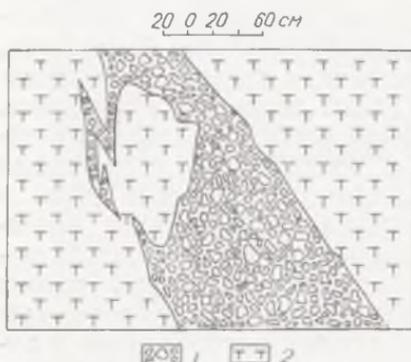


Рис. 13. Взрывчатая брекчиевая дайка с апофизами. Береговское месторождение. Шгольня 1, рассечка 13, правая стенка:

1 — брекчия, 2 — липаритовые туфы.

направление их подчинено тектоническим трещинам в интрузивных массивах и осадочных породах. Они крутопадающие, характеризуются переменной мощностью — от нескольких сантиметров

7	8	9	10	11	12	13	14
64,08	59,22	59,63	64,10	64,52	87,68	52,88	61,20
0,37	0,64	0,61	0,54	0,60	0,12	0,8)	0,75
13,98	16,81	15,84	15,67	13,43	5,52	17,50	13,24
1,03	4,23	6,36	1,39	6,15	3,01	2,71	0,84
0,81	1,51	0,81	1,39	0,29	0,08	5,46	5,17
0,08	0,09	0,06	0,07	—	0,01	0,23	0,14
0,23	1,23	1,37	0,41	1,32	0,36	2,79	2,28
7,58	4,06	2,92	4,15	3,25	0,47	7,57	1,40
3,07	1,93	2,04	2,37	2,15	0,43	1,92	0,83
1,64	1,87	1,52	2,48	2,23	0,68	0,72	0,84
2,38	2,56	4,87	1,48	3,75	0,27	1,54	0,49
3,84	0,16	0,20	—	—	—	—	—
Следы	—	—	—	—	—	0,55	0,08
1,09	6,23	3,65	5,13	—	0,96	4,98	12,59
0,06	—	—	—	—	0,07	0,12	0,12
100,24	100,54	99,88	99,18	97,59	99,66	99,77	99,97

скв. 1-Добрень, глуб. 495—500 м; 2 — туф анжезитовый, скв. 1-Добрень, глуб. 1236—1241 м; 3 — туф нов); 4 — туф андезито-дацита, скв. 1-Добрень, глуб. 445—448 м; 5 — туф дацитовый, скв. 7-Доб-
ломками андезита, скв. 6-Свалаява, глуб. 780—784 м; 8, 9, 10, 11 — туфы гиалодацита, с. Вышково-
торицы (Соболев и др., 1955); 13 — цемент брекчия андезито-базальта, жерловина Буковой, Оленев;

до первых метров (рис. 13). Группы таких даек имеют общую протяженность 250—350 м.

Брекчия этих даек состоит главным образом из вмещающих пород, в меньшей степени из пород, вынесенных из глубин, — обломков гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров, габбро-диабазов, лейкократовых дацитов, высокоглиноземистых роговиков, аргиллитов, песчаников и туфов. Обломки сцементированы пирокластическим, в меньшей степени — глинистым материалом. Величина обломков в брекчии изменяется от метровых глыб до частиц размером несколько миллиметров. Цемент в большинстве случаев замещен агрегатом серицита, каолинита, карбоната с вкрапленностью и прожилками пирита, галенита и сфалерита.

Как известно, эксплозии связаны с газами, выделяющимися в процессе магматической деятельности; поэтому естественно предположить, что эксплозивная деятельность, которая привела к возникновению брекчиевых даек, связана с лейкократовой магмой, тем более, что она представляет собой поздний дифференциат магматического очага, давшего породы гиабиссального комплекса.

Жерловины, выполненные эксплозивной брекчией (рис. 14), установлены по ручью Большому Ракошу (окрестности с. Вышкова) и в районе с. Дубриничей. Наиболее изучена жерловина Большой Ракош, поскольку к ней приурочено ртутное оруденение. Жерловина представляет собой трубообразное вертикальное тело размером 280 × 320 м. Стенки вертикальные, слабо извилистые. Слагающая

жерловину брекчия состоит из обломков лейкократовых дацитов, аргиллитов, алевролитов, песчаников и туфов. В небольшом количестве обнаружены обломки диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Размеры обломков варьируют от 0,5 до 20—30 см. Местами в брекчии наблюдаются блоки отторженных от стенок осадочных пород размером 1—2 м блоки-«останцы» дацитов. К обломкам дацитов из брекчии приурочена своеобразная турмалинизация. Це-



Рис. 14. Эксплозивная брекчия. Вышковский район, нижний паннон. Натуральная величина.

мент эксплозивной брекчии разнороден по составу, его определение затруднительно из-за глубокого гидротермального преобразования. В одних участках обломки цементируются пелитовым материалом осадочных пород, в других — цементом служит туфоподобный материал, в котором кластические обломки представлены плагиоклазом и кварцем, погруженными в массу карбонатно-кремнистого агрегата. Вся брекчия жерловины подверглась интенсивному гидротермальному изменению, выразившемуся в каолинизации и карбонатизации. В участках с ртутной минерализацией проявились также окварцевание и пиритизация.

Связь этих образований с рудными ископаемыми не случайна. Следует отметить, что во всех районах развития эксплозивных брекчий Закарпатья гипабиссального комплекса к ним приурочено ртутное или свинцово-цинковое оруденение. В этом заключается специфика и отличие последних дифференциатов гипабиссаль-

ного комплекса от последних дифференциатов эффузивного. Оруденение и эксплозивные образования гипабиссального комплекса обнаруживают парагенетическую связь, заключающуюся в общности магматических очагов, давших производные этого комплекса и оруденение.

Таким образом, в развитии субсеквентного магматизма Карпатской геосинклинали различаются два основных этапа — геосинклинальный (мел — палеоген) и орогенный (неоген). Геосинклинальный период характеризуется формированием спилито-диабазовой формации и кислым вулканизмом. Орогенный этап характеризуется большой активностью и разнообразием магматических пород. С ним связаны процессы полярного — липаритового вулканизма и основного магматизма с направленным изменением преобладающих продуктов — от основных к кислым. Наиболее широко продукты орогенного вулканизма развиты в Закарпатье, причем наблюдается взаимное наложение во времени и пространстве продуктов полярного — липаритового вулканизма и основного магматизма, давших начало двум генетическим комплексам пород.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Пирокластические породы в юго-западной части Восточно-Европейской платформы отмечаются среди отложений полесской и воынской серий верхнего протерозоя (рифей) и генетически связаны с платобазальтами трапповой формации. Они широко развиты в Украинской ССР (рис. 15, влейка), Белорусской ССР и Польской Народной Республике. Площадь их современного распространения составляет не менее 200 тыс. км².

Изучение вещественного состава и условий формирования продуктов верхнепротерозойского вулканизма имеет не только теоретическое, но и большое прикладное значение. Актуальность этой проблемы возросла после открытия кимберлитовых трубок взрыва, рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых (полиметаллов, барита, флюорита и др.), формирование которых имеет либо непосредственную, либо косвенную связь с вулканизмом. В этом аспекте значительная роль принадлежит пирокластическим породам, развитие которых указывает, что после становления Восточно-Европейской платформы процессы эксплозивного вулканизма наиболее широко проявились в позднем протерозое и постепенно затухали от силура до кайнозоя.

Пирокластические породы в древних осадочных толщах на территории юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы изучались многими исследователями (Евсеев, 1955; Крашенинникова, 1956, 1962; Стащук, 1957, 1958; Лазаренко, Сребродоль-

ский, 1969; Копелиович, 1965; Бернадская, 1958; Ушакова 1962; Лазаренко, Воловник, 1969; Ткачук, Жовинский, 1972 и др.) На Подолии эффузивные породы впервые были вскрыты скважиной в 1952 г. у с. Каменки на р. Днестре и выделены в толщу под названием каменной свиты (Евсеев, 1955), в составе которой были описаны два горизонта: нижний — габбро-диабазовый и верхний — туфогенный. Долгое время существовало мнение, что это единственное место, где развиты эффузивные породы на территории Подолии.

Новые сведения об их развитии получены при геологическом картировании (Виноградов и др., 1963). Было установлено несколько покровов эффузивов от с. Каменки до г. Могилева-Подольского на протяжении более 90 км. Позднее одновозрастные вулканогенные образования были вскрыты скважинами у с. Бучача (Хижняков и Витрик, 1964). Полный разрез каменной свиты описан в 1965—1966 гг. в районе сел Гусятина, Городка (Жовинский, 1969). Здесь пирокластические породы развиты в виде маломощных прослоев, чередующихся с осадочными, смешанными и эффузивными образованиями.

Пирокластические породы относятся к терригенно-вулканогенной формации в объеме берестовецкой, каменной свит (Ткачук и др., 1975) и отражают важный этап геологического развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и формирования основных структурных элементов западного склона Украинского щита, в пределах которого активизировалась вулканическая деятельность.

Наиболее полно древние пирокластические породы Волыни освещены в работе Б. Я. Воловник (1971). Автор в составе трапповой формации Волыно-Подолии выделила эффузивный (излившиеся и пирокластические породы) и гиабиссальный комплексы.

Незначительное распространение пирокластических пород на Подолии по сравнению с Волынью не привлекало к ним особого внимания. Однако изучение пирокластических и осадочно-вулканогенных пород Подолии также важно для познания геологической истории территории и восстановления условий формирования рудопроявлений и месторождений многих полезных ископаемых, приуроченных к районам развития вулканических образований.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ВОЛЫНИ

На территории Волыни пирокластические породы встречены повсеместно (см. рис. 15). Восточной границей их развития является граница размыва, которая не отражает истинного распространения пирокластических пород. Изотопный возраст базальтов и связанных с ними пирокластических пород составляет 560—660 млн. лет независимо от возраста вмещающих пород и условий залегания (силлы, дайки, покровы и др.).

Пирокластические породы вне площади развития излившихся пород образуют два поля (рис. 16, вклейка), но наиболее распростра-

нена по всей территории эффузивно-пирокластическая толща. Она сложена многократно переслаивающимися в разрезе потоками базальтов и туфов. На пирокластические породы приходится свыше половины всего извергнутого материала

Пирокластические породы развиты в виде полосы и образуют отдельные участки в Ровенской области, районах Овадна, Горохо-



Рис. 18. Туф базальтовый среднеобломочный, литовитрокластический. Обломки сапонитизированных (с), хлоритизированных стекол и гиаобазальтов сцементированы цеолитами. В центре лапилля стекла грушевидной формы со следами закручивания и флюидално-полосчатой микротекстурой. Николи \parallel , $\times 50$, скв. Новый Витков.

ва и др. (рис. 17). Максимальные мощности (150—200 м) обусловлены накоплением грубообломочного пирокластического материала вблизи вулканических центров, с удалением от которых мощности уменьшаются.

На Волыни встречены следующие типы пирокластических пород основного состава: агломератовые туфы и шлаковые туфобрекчии с бомбами и лапиллями; туфы грубообломочные—крупнообломочные (псефитовые); среднеобломочные (псаммитовые); мелко-тонкообломочные алеврито-пелитовые; туффиты и туфопесчаники.

Агломератовые туфы и шлаковые туфобрекчии состоят из грубого пирокластического материала, среди которого можно различать обломки, выброшенные в твердом или пластическом и полужидком состоянии.

В группе обломков, выброшенных в твердом состоянии, отмечаются угловатые формы. При микроскопическом изучении обнаруживается однородность состава и структуры по всей площади обломка.

Для второй группы характерны причудливые фигурные очертания — грушевидная, эллипсоидальная, сплюснутая форма с элементами вращения и закручивания (рис. 18). Многие бомбы и лапилли состоят из миндалекаменных базальтов, окруженных шлаковой оторочкой, или стекол и шлаков. Элементы закручивания в последних четко прослеживаются по наличию пилотакситовой

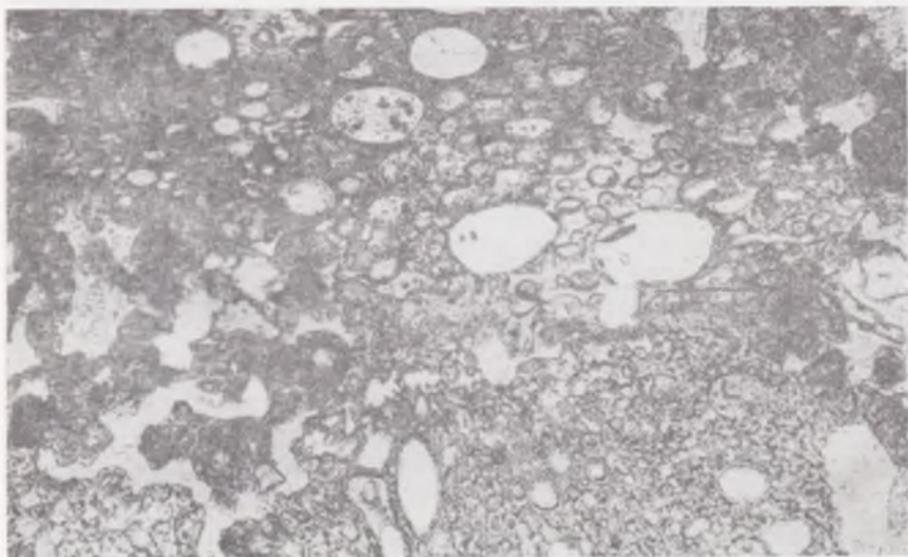


Рис. 19. Обломок желтовато-зеленого стекла из крупнообломочного туфа. Видны многочисленные округлые и овальные «пузыри», выполненные цеолитами. По периферии «пузыри» имеют слабодвупреломляющую радиальную каемку. Николи \parallel , $\times 50$, скв. 15-СП, глуб. 576,0 м.

структуры, параллельной ориентировке удлиненных лейст и микролитов, повторяющих конфигурации причудливо изогнутых контуров. В обломках с тонко- и грубопузыристой текстурами подобным образом ориентированы плоские миндалинки (рис. 19).

Обломки базальтов по составу преимущественно безоливиновые, реже оливинсодержащие, характеризуются большим разнообразием структур — от витрофировой, гиалопилитовой до интерсертальной или порфировой.

Шлаковые обломки (рис. 20) составляют в шлаковых туфобрежках до 60—85%. Обломки с поверхности окислены, иногда оплавлены, характеризуются тонкопузыристой и флюидальной микротекстурами, насыщены миндалинами до 80%. Эти пористые куски лав сложены непросвечивающей или слабо просвечивающей в проходящем свете буровато- и серовато-черной стекловатой массой с различным содержанием (3—40%) тончайших микролитов со стекловатой и гиалопилитовой реликтовой структурами. Величина пустот от 0,01—0,05 до 0,2—0,8, изредка 2—3 мм; форма

сферическая, сплюснутая, неправильная, извилистая, обычные сообщающиеся миндалины. В миндалинах отмечается гематит-хлорит-цеолитовая минерализация.

Агломератовые туфы цементируются пепловым материалом, а также ецолитами, хлоритами и кальцитом. Во многих участках

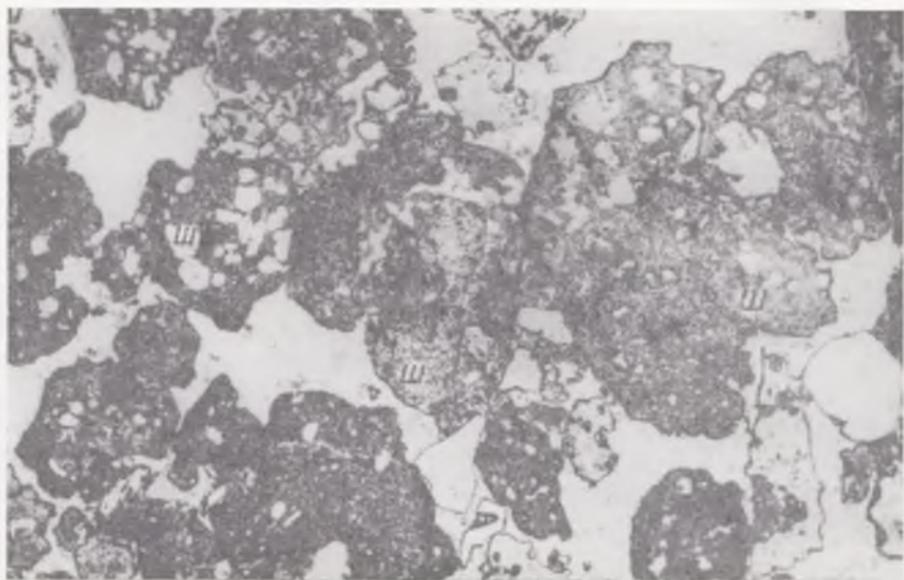


Рис. 20. Туф базальтовый среднеобломочный. Основная масса обломков представлена тонкопузыристыми шлаками (ш) и гналобазальтами. Цемент анальцимовый порового типа. Николи ||, $\times 50$, скв. 1-СП, глуб. 454,2 м.

наблюдается частичное спекание обломков без их существенной деформации (см. рис. 20).

Туфы крупно-, средне- и мелкотонкообломочные сложены обломками пузыристых шлаков, разнообразных по структуре и составу базальтов, вулканических стекол, изредка интрузивных разновидностей траппов и эффузивов среднего и кислого состава.

Соотношения процентного содержания обломков по составу резко изменчивы. В виде редкой примеси отмечаются обломки моноклинных пироксенов и основного плагиоклаза. Среди разновидностей туфов можно выделить витролитокластические, литовитрокластические, литокластические и витрокластические.

В крупнообломочных туфах много обломков шлаков и базальтов (40—97%), поэтому они представлены преимущественно литокластическими и витролитокластическими разновидностями.

В среднеобломочных туфах заметно преобладают обломки вулканического стекла (60—70% всего состава породы). Иногда значительно возрастает (до 40—50%) содержание шлаковых обломков (район Ровенской очаговой зоны, Овадна и др.). Скопления шлаков

можно наблюдать в разрезе любой толщи не только среди средне-обломочных, но и в мелко-тонкообломочных туфах.

Среди мелко- и тонкообломочных туфов обычно преобладают литовитрокластические (рис. 21). В виде гнезд, линз наблюдаются витрокластические разновидности.



Рис. 21. Туф мелко-среднеобломочный. Видна ориентировка вытянутых обломков стекла и параллельное размещение сплюснутых пустот в обломке справа. Цемент анальцимовый. Структура литовитрокластическая. Николи ||, $\times 50$, скв. 14-СП, гл. 295,5 м.

Размер обломков шлаков и разнообразных базальтов в крупно- и средне-мелкообломочных туфах не более 1—2 мм. Они имеют изометричную форму, по структурно-текстурным особенностям не отличаются от описанных выше бомб и лапиллей.

К важным элементам, характеризующим стекловатые обломки, относятся форма и пористость. По этим признакам среди изученных обломков стекол можно выделить выброшенные в пластичном состоянии. Они образуют обычно вытянутые, оканчивающиеся тонкими нитями стекла, а также тонкие каплевидные частицы. Полости газовых пузырей в них вытянуты в том же направлении, что обломки, обуславливая флюидальную и флюидально-полосчатую микротекстуры (см. рис. 21, 22), выброшенные в полупластичном состоянии и обильно (до 80%) насыщенные газовыми пузырьками.

Для этой группы, как правило, характерны тонкопузыристые, пемзообразные микротекстуры, напоминающие пчелиные соты, и рваные очертания обломков (см. рис. 18, 23). Выброс их происхо-

дил, по-видимому, в моменты максимального насыщения магмы газообразными продуктами, частицы обломочного происхождения, характеризующиеся остроугольными выпукло-вогнутыми ограничениями. По мере уменьшения частиц они становятся более угловатыми.

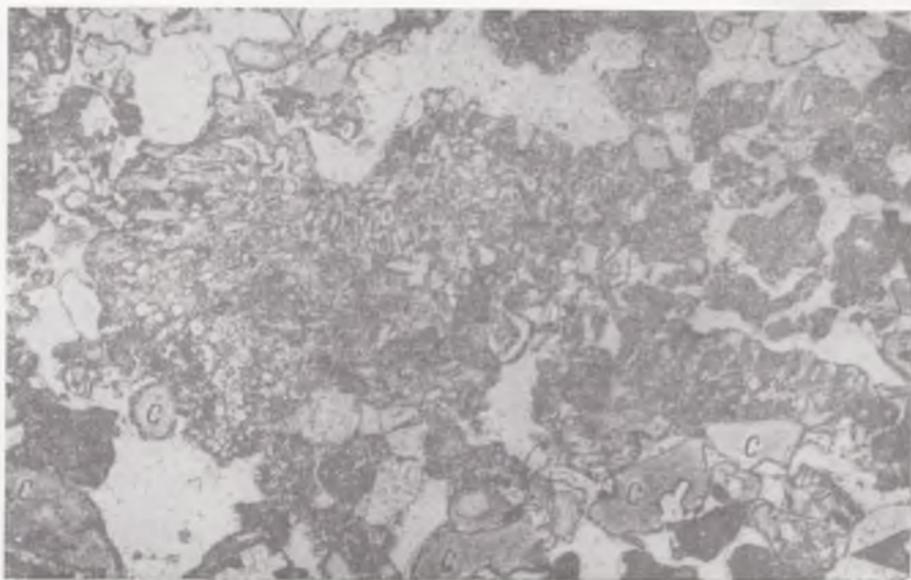


Рис. 22. Туф средне-крупнообломочный. Лапилли витрофировых базальтов (черные) и сапонитизированных тонкопузыристых стекол (с) цементируются цеолитами. Видна тонкая лимонитовая кайма, оконтуривающая обломки стекол. Николи \parallel , $\times 50$, скв. 14-СП, глуб. 253,2 м.

В целом большинство изученных разновидностей туфов имеет смешанный состав обломков с одновременным наличием частиц, выброшенных в пластичном, полупластичном и твердом состоянии. Также совместно встречаются обломки и более ранних извержений, отличающиеся по окраске.

Неизмененные стекловатые обломки наблюдаются сравнительно редко. Среди них выделяются обломки, содержащие кристаллиты типа лонгулитов и белонитов и микролиты, обломки со слабой раскристаллизацией и неясным сферолитовым строением, а также редкие обломки гомогенного стекла. По окраске различаются желтовато-бурые, зеленые и наиболее распространенные черные окисленные обломки. Показатели преломления стекол указанных окрасок, содержащие обычно некоторое количество кристаллитов, изменяются от 1,501 до 1,582, реже 1,601—1,611 \pm 0,001.

Обломки бурой окраски имеют более высокие значения показателя преломления. Существенные изменения показателя прелом-

ления связаны, по-видимому, с изменениями химического состава извергнувшегося расплава. Спектральными анализами в обломках стекла обнаружены хром, титан, ванадий, кобальт, никель, марганец, медь, олово, цинк, свинец и другие элементы, составляющие сотые и тысячные доли процента.



Рис. 23. Обломок желтовато-зеленого стекла из среднеобломочного туфа. Видны многочисленные округлые и овальные «пузыри», выполненные цеолитами. По периферии пустоты окаймлены слабодвупреломляющим или радиально-лучистым хлоритом. Николи ||, $\times 80$, скв. 3-СП, глуб. 416,7 м.

Основная масса стекловатых обломков целиком замещена различными продуктами — рудными минералами, хлорит-сапонитами и реже цеолитами (см. рис. 18).

В буровато-черных обломках широко развиты рудные минералы: магнетит рассеян обычно в виде тончайшей пыли; гематит образует вторичные пленки в полостях пузырей и на поверхности обломков, а гидроокислы железа полностью замещают окисленные стекла (рис. 24).

Псевдоморфозы серовато-зеленых хлорит-сапонитов и цеолитов по пепловым обломкам обычно полные, а вокруг обломков наблюдаются оторочки в виде замкнутых контуров темно-бурого и черного лимонита.

Сапонитизированные стекловатые обломки (см. рис. 18,22) имеют аморфное, скрытокристаллическое и кристаллическое строение, неоднородную зеленовато-желтовато-буроватую окраску со специфичным волнистым угасанием, низким двупреломлением, изменчивыми показателями преломления (1,530—1,608). Цвета интерференции

меняются от синевато-серых до серовато-желтоватых. Под бинокуляром окраска сапонитизированных частиц серовато-зеленая различной интенсивности, облик землевидный. Сапониты повсеместно преобразуются в хлорит. Максимумы сапонитизированных стекол характерны для мелко-среднеобломочных туфов, которые приобре-



Рис. 24. Туф базальтовый мелко-тонкообломочный с причудливыми по форме обломками пепла. Часть обломков (черные) полностью окислена. Николи ||, $\times 50$, скв. Горохов.

тают вследствие этого специфическую серовато-зеленую окраску.

Среди подавляющего количества обломков основного состава в районах Ратно, Жиричей, Чарторыйска, Заложцев встречены редкие обломки эффузивов среднего и кислого составов — андезитовых порфиритов и фельзит-порфиров, выделяющихся по перлитовой и андезитовой реликтовым структурам.

Цемент всех разновидностей туфов по степени распространенности относится к базальному (20—25, редко 45%), контактово-поровому (1—5%), крустификационному (1—3%) и пленочному (1%) типам. Наиболее развит смешанный тип цементации.

По минеральному составу цемент туфов разнообразен. Наиболее часто отмечается анальцим и другие цеолиты, хлориты, кварц, халцедон и гидроокислы железа. В цементе белый анальцим образует сплошные массы, а в отдельных участках — отчетливую спайность по кубу. Показатель преломления $1,480—1,484 \pm 0,001$.

Химические составы анальцима из базальтов, диабазов и туфов близки и незначительно изменяются (табл. 15). Кривые нагревания

также подобны. Обезвоживание происходит в сравнительно небольшом температурном интервале — 200—400° С.

Наряду с анальцимом в туфах распространен томсоит в виде кремовых и бледно-желтоватых зернистых агрегатов радиально-лучистого и сферолитового строения с такими оптическими константами:

Таблица 15

Химический состав анальцимов, вес. %

Окисел	1	2	3
SiO ₂	55,45	56,46	54,78
TiO ₂	—	Нет	Следы
Al ₂ O ₃	24,07	21,74	23,49
Fe ₂ O ₃	Следы	0,26	Следы
FeO	—	Нет	»
MgO	Следы	0,20	»
CaO	2,45	0,30	1,37
Na ₂ O	10,45	11,75	11,28
K ₂ O	0,26	0,50	0,31
H ₂ O ⁻	—	0,40	0,23
H ₂ O ⁺	8,50	Нет	Нет
П. п. п.	—	8,67	8,94
Сумма	101,18	100,28	100,40

Примечание: 1 — анальцим из диабазов, по Д. П. Бобровнику, 1953; 2 — анальцим из базальтов, по Э. Г. Ушаковой, 1962; 3 — анальцим из туфов, скв. 15-СП, лаборатория Львовской экспедиции, аналит.к Л. Н. Близинок.

Кристаллохимические формулы

1. Na_{0,78}K_{0,02}Ca_{0,10}(AlSi₂O₆) · H₂O.
2. Na_{2,84}K_{0,02}Ca_{0,01}Mg_{0,01}(Al_{0,94}Fe_{0,01}Si_{2,06}O₆) · H₂O.
3. Na_{0,82}K_{0,01}Ca_{0,05}(Al_{0,95}Si_{2,04}O₆) · H₂O.

$n_g = 1:535 - 1,537$; $n_m = 1,524$; $n_p = 1,521 - 1,525$; $n_g \cdot n_p = 0,009 - 0,0011$ (угасение прямое); тилолит в виде сноповидных, игльчатых, войлокоподобных розовато-оранжевых, белых агрегатов, выполняющих пустоты в бомбах и лапиллях; натролит в ассоциации с анальцимом и томсонитом в качестве цемента. Он образует радиально-лучистые, перисто-шестоватые агрегаты желтовато-розовой окраски; хорошо выражена спайность по 110. Погасение натролита прямое, удлинение положительное, $n_g = 1,486 - 1,492$; $n_p = 1,476 - 1,483$; $n_g - n_p = 0,10 - 0,009$; $2V = + 53 + 50,5^\circ$.

По текстурным признакам среди изученной толщи пирокластических пород выделены массивные разновидностей, наиболее распространенные среди агломератовых, грубо- и крупнообломочных туфов и слоистые, тонко- и косослоистые, с перекрещивающейся слоистостью и неяснослоистые туфы.

Указанные текстуры обусловлены перемежаемостью туфов различной окраски и величины обломков. Смена слоев и линз бывает резкой или постепенной и расплывчатой. Иногда слоистость

обусловлена ориентированным расположением вытянутых и сплюснутых обломков.

Туффыты и туфопесчаники наиболее распространены к юго-востоку от широты г. Ровно. Они характеризуются примесью терригенного материала от 10 до 25%, окатанными и полуокатанными ф-

Таблица 16

Химический состав пирокластических пород Волыни, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,24	46,56	52,30	44,36	56,80	49,70	57,20	38,90	54,16
TiO ₂	2,03	3,00	0,25	2,40	1,70	1,96	1,24	2,85	2,00
Al ₂ O ₃	14,18	11,63	14,82	16,61	11,89	13,65	10,67	14,06	10,33
Fe ₂ O ₃	6,91	15,17	13,36	9,06	6,72	11,72	10,48	16,66	11,77
FeO	7,18	—	2,80	4,24	4,02	2,12	0,57	—	—
MnO	0,23	0,17	0,10	0,28	0,09	0,10	0,17	0,03	0,07
MgO	6,68	6,35	7,26	9,56	7,2)	5,52	3,96	4,41	7,75
CaO	7,38	0,98	1,35	2,75	2,25	4,6)	1,76	3,15	0,50
Nr ₂ O	2,35	0,86	0,4)	Следы	1,09	2,95	0,95	0,25	0,71
K ₂ O	0,96	5,55	0,63	1,26	2,15	0,69	3,66	1,44	2,94
P ₂ O ₅	0,19	—	0,21	0,19	0,36	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	4,28	2,28	4,43	2,62	1,88	4,67	9,56	4,36
П. п. п.	—	5,02	4,23	4,56	3,28	4,91	4,43	8,6*	5,84
Сумма	—	99,57	99,99	99,65	100,18	99,80	99,81	100,58	100,43

Примечание: 1 — средний химический состав базальта из 105 проб; 2 — скв. 4 г, глуб. 81,7 м; 3 — скв. 7г, глуб. 150,4 м; 4 — скв. 7г, глуб. 145,2 м; 5 — скв. 2 г, глуб. 92,8 м; 6 — скв. 17/45, глуб. 434,5 м; 7 — скв. 38, глуб. 173,0 м; 8 — скв. 10 г, глуб. 131,0 м; 9 — скв. 4г, глуб. 75,4 м.

мами обломков вулканического происхождения. Пепловый материал значительно изменен до полного преобразования в глинистые продукты.

В туфах существенно изменяется содержание кремнезема, окислов железа, магния, кальция и щелочей (табл. 16). Резко возрастает количество воды и летучих компонентов (H₂O + п. п. п. 6—18%). Эти отклонения обусловлены как постмагматическими, гидротермальными изменениями пород и соотношением обломочного материала базальтового состава и цемента, так и вещественным составом цемента (цеолитового, хлоритового, лимонитового и др.), примесью терригенного материала и др. В наиболее свежем базальтовом туфе (анализ 6) отмечается сходство составов со средним базальтом.

По объему и распространению пирокластического материала изученную территорию можно сравнить только с Сибирской областью развития трапповой формации. Исследователи сибирских траппов (В. С. Соболев, С. В. Обручев, М. Л. Лурье и многие другие), учитывая их широкое распространение, предполагают, что здесь на ряду с трещинным возможны также излияния центрального типа.

Для Волыни подобный характер вулканизма предполагала

З. Г. Ушакова (1962). Детальное изучение разрезов вулканогенных пород на территории Волыни показало резкие колебания в соотношениях излившегося и извергнутого материала, а следовательно, и в динамике вулканического процесса, режиме отдельных магматических очагов, контролируемых изменениями коэффициента эксплозивности от 25—30 до 75—85 и 100%. (Для вулканизма Исландии, древних платформ, в том числе для Сибирской платформы, коэффициент эксплозивности изменяется от 40 до 60—75%).

На Волыни можно выделить локальные районы концентрации грубой пирокластики: агломератовых туфов, шлаковых брекчий с глыбами, бомбами и лапиллями (см. рис. 16). Площади таких районов составляют не более 2—5 — 7 км². В разные стороны от них происходит постепенная или быстрая смена грубообломочного материала крупно- и среднетонкообломочным, а на расстоянии 6—10 км преимущественно мелко-тонкообломочным. В таких районах существовали древние вулканические центры, при эксплозиях которых происходил одновременный выброс продуктов различного гранулометрического состава. Грубый несортированный пирокластический материал с бомбами сосредоточивался вблизи жерла, мелкий пепел частично откладывался вблизи центров выброса, но в основном переносился на значительные расстояния.

Многочисленное возобновление эксплозивной вулканической деятельности обусловило образование пачек пирокластов, в основании которых залегают агломератовые бомбо-лапиллевые или крупнообломочные туфы, сменяющиеся вверх по разрезу и с удалением от жерловин более мелкообломочным пирокластическим материалом. Жерловые пирокластические фации мощностью даже до 20—30 м с удалением от вулканических центров быстро выклиниваются и нередко отмечаются в виде мелких гнезд. В жерловых и прижерловых зонах широко распространены явления спекания, гематитизации обломков, образующих линзы и пласты обожженных плотных буровато-красных пород.

Сопоставление палеовулканических карт излившихся и пирокластических пород показывает совмещение областей и участков накопления различных грубообломочных продуктов наземного вулканизма с сопровождавшим его интрузивным вулканизмом.

Анализ приведенных материалов по пирокластическим породам позволяет сделать вывод о том, что они образовались в результате вулканической деятельности стратовулканов, туфовых вулканов и трубок взрывов (диатрем).

Стратовулканы характеризуются многократным переслаиванием в разрезах базальтов и туфов и ритмичным строением пирокластической толщи. Строение эффузивно-пирокластической толщи и коэффициенты эксплозивности свидетельствуют о многоочаговом вулканическом процессе на изученной территории.

Туфовые вулканы и трубки взрыва предполагаются в пределах полей развития пирокластической толщи, где коэффициент эксплозивности достигает 100%. Здесь наряду с агломератовыми и крупно-

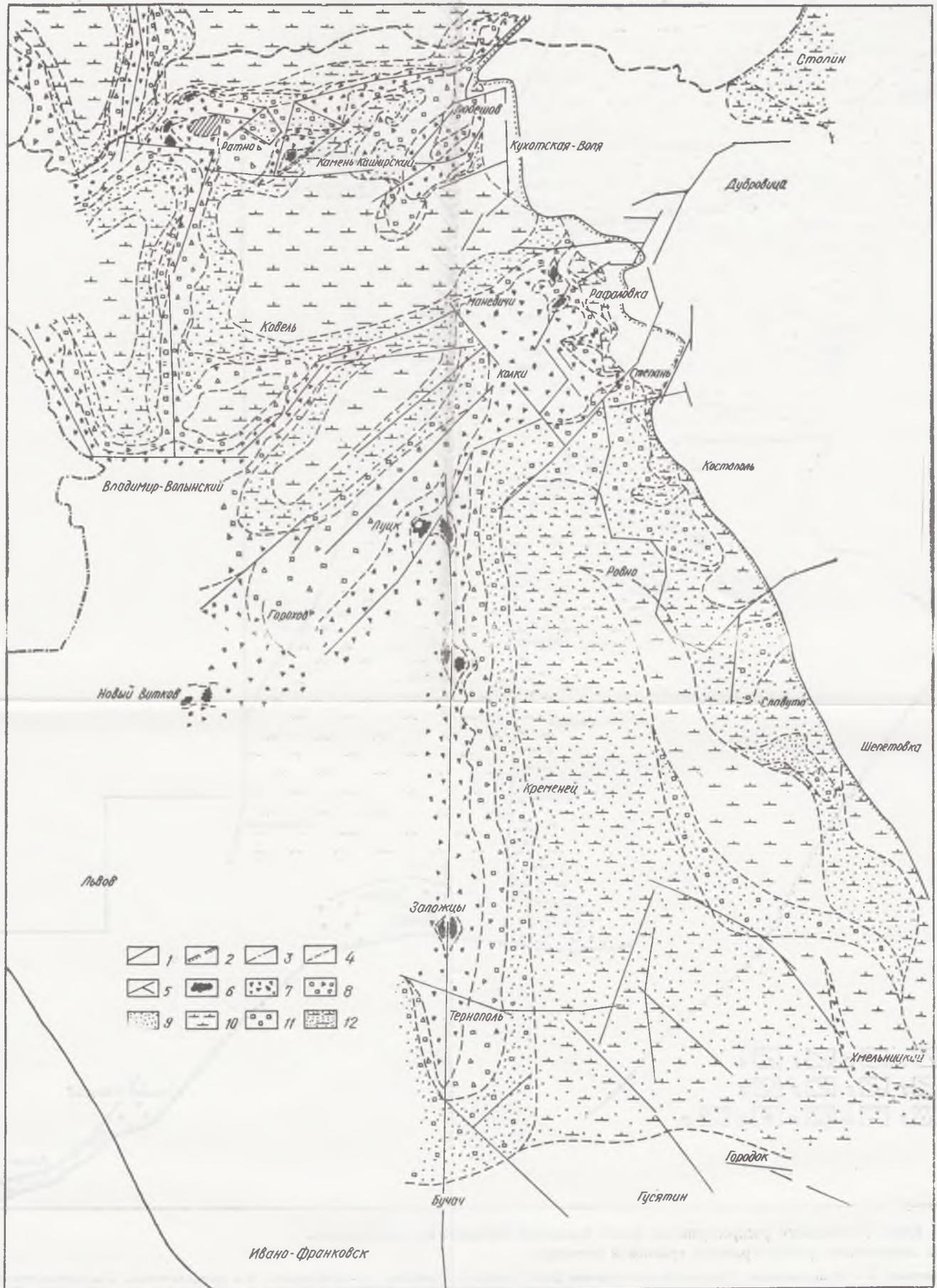


Рис. 16. Карта ширококластических пород трапповой формации.

Границы современного распространения трапповой формации.

1 — достоверные, 2 — предполагаемые, 3 — границы современного распространения пирокластических пород, 4 — граница фаций, 5 — разрывные нарушения. Фации: 6 — шлаковые туфобрекчии с бомбами и лапиллями. Туфы: 7 — агломеративные, 8 — крупнообломочные, 9 — среднеобломочные, 10 — мелко-тонкообломочные, 11 — крупно-среднеобломочные, 12 — средне-мелкообломочные.

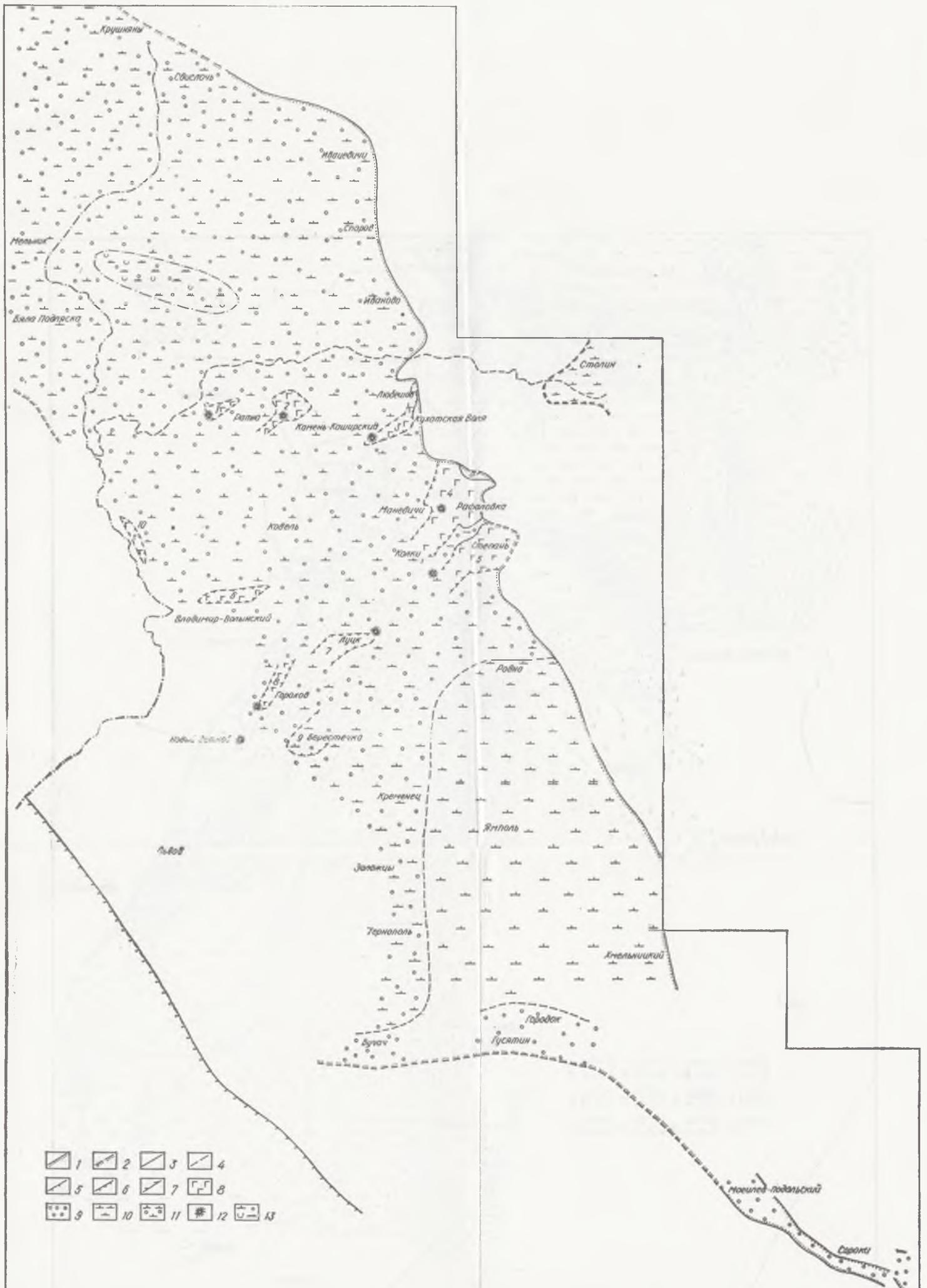


Рис. 15. Карта современного распространения фаций трапповой формации Вольно-Подольи.

Границы современного распространения трапповой формации:

1 — достоверные, 2 — предполагаемые. Границы распространения фаций трапповой формации: 3 — достоверные, 4 — предполагаемые, 5 — внутриформационных интрузий, 6 — межформационных интрузий, 7 — граница Предкарпатского прогиба кластической, 8 — интрузивная, 9 — эффузивная, 10 — пирокластическая, 11 — эффузивно-пирокластическая, 12 — предполагаемые центры извержений, 13 — андезито-дациты и туфы среднего, кислого состава, Интрузии (цифры на карте): 1 — Конобельская, 2 — Хотешовская, 3 — Кухотская, 4 — Владимирская, 5 — Степанская, 6 — Овадновская, 7 — Луцкая, 8 — Гороховская, 9 — Берестечко, 20 — Бережцы.

Распределение меди в пирокластических породах Северной Волины. Кларк по А.

Место нахождения		Количество проб в выборке	Среднее содержание, п.10 ⁻³ %	Дисперсия	Максимально правдоподобная оценка среднего содержания объединенных участков (θ)	
Любешовский участок 4, 4г, 4б, 1, 1г, 10г и др.		27	3,81	4,16	3,81	
Очаговая зона	Ратновская	14-сп	55	16,58	113,21 101,40 75,86 80,82	16,89
		15-сп, 17	28	17,61		
		2-сп	14	13,71		
		11— м, 12 — сп	39	11,05		
	Хотешевская	75, 3-сп	22	12,19	70,89 81,72	12,07
		17г	17	11,22		
	Ровенская	101—104, 129 133, 135, 138	27	16,07	72,59 91,39 104,65 229,52	16,89
		117	34	17,59		
		130, 134, 141	29	27,59		
		107, 151, 152	37	30,89		
166, 168		28,81				

грубообломочными туфами преобладают монотонные тонкослонистые средне-мелкозернистые туфы и туфогенные породы.

Трубки взрыва (диатремы) характеризуются очень кратковременной взрывной деятельностью и образуют небольшой вал, состоящий из брекчий и туфогового материала.

Туффиты и туфогенные песчаники накапливались, вероятно, в долинах и дельтах рек, неглубоких водоемах и других углублениях.

Огромные количества извергнутого пирокластического материала указывают на значительные массы газообразных продуктов, скопившихся в земной коре этой вулканической области, и большое количество каналов, по которым эти продукты попадали на поверхность.

Изучение пирокластических пород Волины показало, что с ними могут быть связаны некоторые рудопроявления меди и др. Эти породы характеризуются более высоким (в 1,5—4 раза) средним содержанием меди по сравнению с другими трапповыми провинциями мира. Распределение содержания меди в вулканогенной толще неравномерное и ее максимальные концентрации приурочены к грубообломочным фациям.

В пирокластических породах (табл. 17), развитых в районах

П. Виноградову (1962) — 10,10⁻³%

Показатель асимметрии				Минерал-носитель
A	E	Alg	Elg	
0,33	—0,74	—	—	Самородная медь, халькозин, халькопирит, борнит, ковеллин, малахит, азурит
0,89	0,14	—	—	
1,30	1,65	—	—	
0,71	—0,73	—	—	
—	—	1,18	0,93	
1,52	3,13	—	—	
1,93	3,72	—	—	
0,47	—1,21	—	—	
0,72	—0,32	—	—	
0,29	—0,10	—	—	
—0,23	—1,37	—	—	

древних вулканических построек, наблюдаются близкие к базальтам средние содержания меди, повышенные значения их концентрации и дисперсий.

Аномальные (27 — 30 · 10⁻³%) концентрации и дисперсии (D > 100) наблюдаются в древней Ровенской очаговой зоне, вблизи вулканического аппарата между селами Маневичи — Рафаловка (см. рис. 7).

В туфах, как и в базальтах, участки повышенных концентраций меди обусловлены наличием минералов халькозина, борнита, ковеллина, халькопирита в ассоциации с кальцитом, цеолитами и хлоритами.

Значительный интерес как минеральное сырье представляют мелко-среднеобломочные туфы вдоль их юго-восточной границы современного распространения. Здесь они залегают неглубоко (первые десятки метров) от земной поверхности и в некоторых местах преобразованы в монтмориллонит, нонтронит и бейделлит, которые являются отличными адсорбентами и добавками в клинкер, а также высококачественным глинистым сырьем для промышленности строительных материалов.

Пирокластические породы встречаются по всему геологическому разрезу в районе развития терригенно-вулканогенной формации, но распространены очень неравномерно. Если на Волини преобладают пирокластические и вулканические породы,

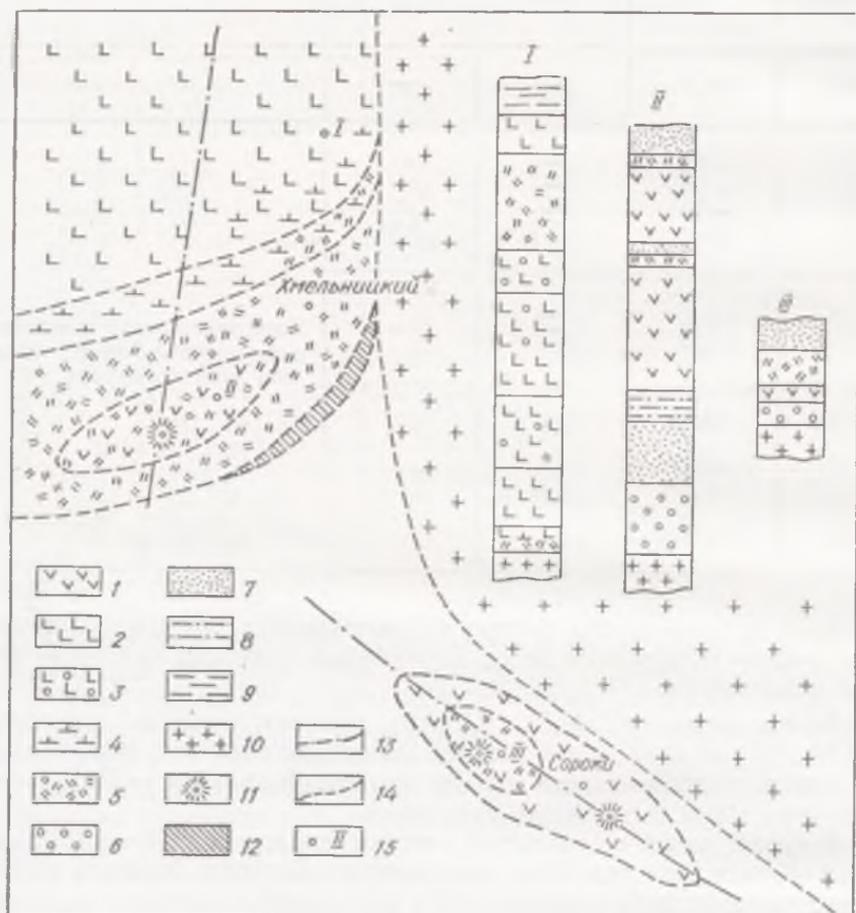


Рис. 25. Сопоставление геологических разрезов терригенно-вулканогенной формации Подолии и положение в них пирокластических пород:

1 — базальты; 2 — туфы витрокластические; 3 — туфы литокластические; 4 — ортотуфиты; 5 — паратуфиты; 6 — брекчии, гравелиты; 7 — песчаники; 8 — алевролиты; 9 — аргиллиты; 10 — породы кристаллического фундамента; 11 — предполагаемые центры извержений; 12 — сильно ожелезненные пирокластические и смешанного состава породы; 13 — предполагаемые осевые линии зон тектонических нарушений; 14 — границы развития различных петрографических образований; 15 — опорные геологические разрезы.

то на Подолии — типично осадочные, реже осадочно-вулканогенные с подчиненным содержанием пирокластических и вулканических образований. Чаще всего наблюдаются смешанные образования с различным соотношением исходного пирокластического и осадоч-

ного материала. Во многих геологических разрезах отмечается два-три ритма переслаивания осадочных, смешанных, осадочно-вулканогенных и эффузивных пород (скв. 11673, с. Гусятин; скв. 11674, с. Городок и др.). Граница сочленения различного типа разрезов каменной свиты проходит примерно по широте г. Хмель-

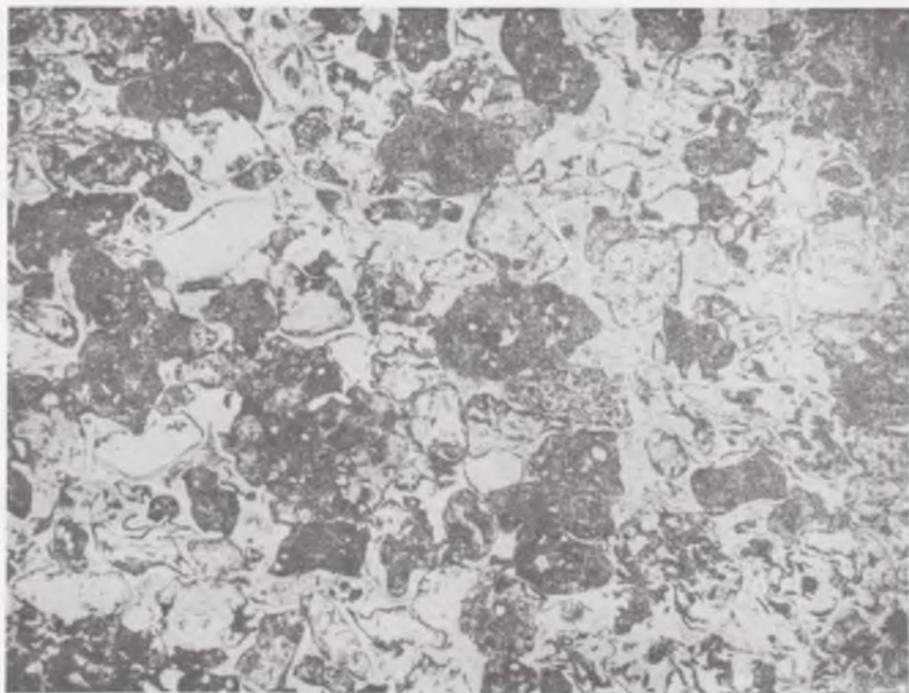


Рис. 26. Туф псаммитовый, витрокластический. Николи \parallel , $\times 28$.

ницкого. В последнее время картировочными работами (А. М. Ханисенко, В. Н. Почтаренко, П. Д. Букатчук и др.) уточнены и значительно расширены границы развития образований каменной (берестовецкой) свиты на территории Подолии (рис. 25).

К северу от г. Хмельницкого в разрезе терригенно-вулканогенной формации резко возрастает роль вулканокластического материала. В этом же направлении равномерно увеличивается мощность пирокластических пород от 0,5 до 1,0—1,5 м на каждый километр и достигает на севере Подолии 100 м.

К югу роль пирокластического материала постепенно уменьшается, преобладают смешанные и осадочные породы.

На Подолии продукты эксплозивного вулканизма развиты преимущественно в районах двух вулканических полей (Зайка-Новацкий и др., 1972) — Днестровского покрова (от г. Могилева-Подольского, устья Лядавы до с. Флоры Красноокнянского района Одесской области) и Збручского (села Гусятин — Кутковцы — Городок —

Шидловцы — Чемеровцы). На участке Днестровского покрова пирокластические породы имеют подчиненное значение. Согласно А. В. Попшой (1970), они перекрывают эффузивы (район с. Сороки) и представлены чаще всего смешанными продуктами, преимущественно туффитами.

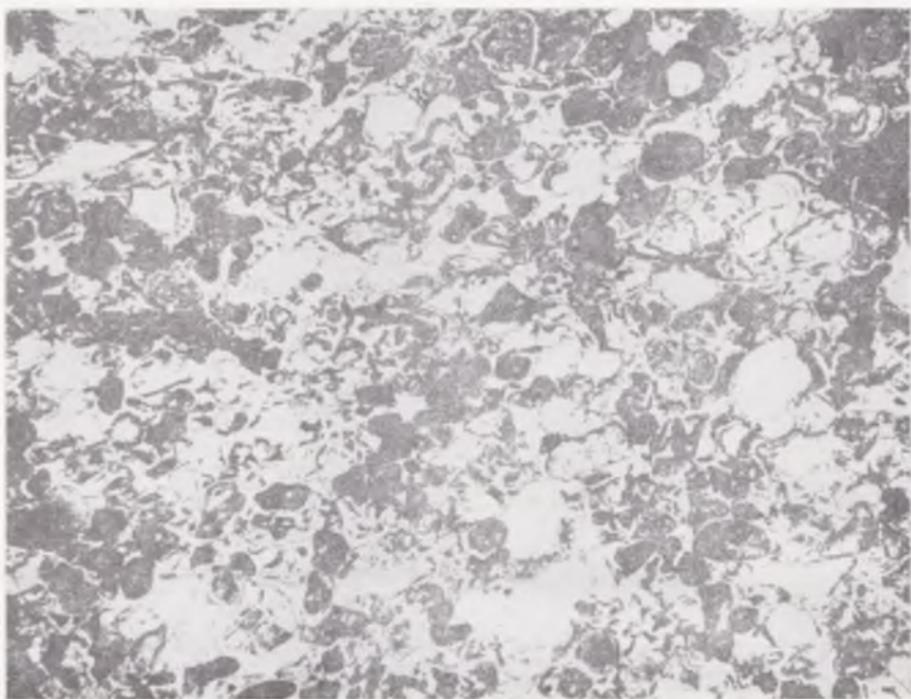


Рис. 27. Туф алевросаммитовый, литовитрокластический. Николи \parallel , $\times 30$.

В районе Збручского покрова роль вулканокластического материала существенна. Здесь в разрезах наблюдается трех-четырёхритмичное переслаивание эффузивных, вулканокластических, смешанных и осадочных пород.

На Подолии распространены уплотненные и сцементированные туфы, реже спекшиеся, основного (базальтового) состава.

Туфы — серые, темно-серые, темно-бурые, шоколадно- и коричнево-бурые до черных, разномерные, плохо отсортированные.

Псефитовые, псаммитовые и алевросаммитовые разновидности туфов (рис. 26, 27, 28) — крепкие породы массивной текстуры, при переходе в алевритовые приобретают хорошо выраженную тонкогоризонтальную слоистую текстуру, часто из-за тонкого переслаивания псаммитовых и алевритовых прослоев.

Обломки (более 65—70%) представлены прозрачным темно-бурым базальтовым стеклом основного состава различной степени раскры-

сталлизации, гналобазальтами, измененными миндалекаменными базальтами, пузыристой лавой, обогащенной магнетитом. Обычно обломки неправильной, угловатой формы, иногда с разъеденными краями. Крупные обломки имеют округлую, слегка оплавленную форму; угловатые, серповидные и остроугольные формы характерны

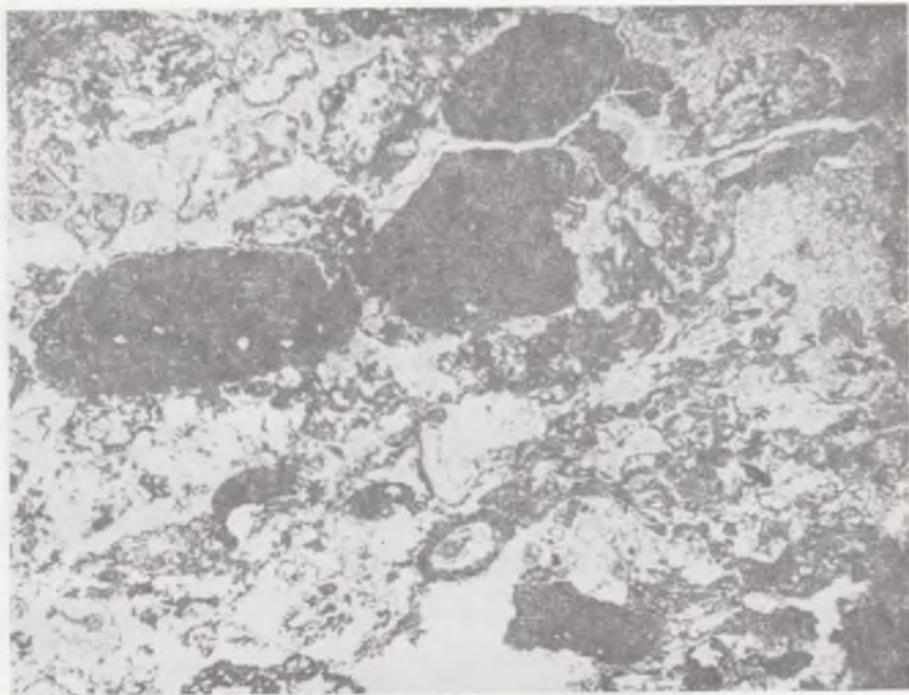


Рис. 28. Туф псефитовый, витрокластический. Николи \parallel , $\times 30$.

для мелких обломков. Размер обломков вулканогенных пород изменяется от 3—4 мм в псефитовых разностях до 0,05—0,01 мм в алевритовых.

В зависимости от состава обломков выделяются витрокластические, литокластические и кристаллокластические туфы. На Подолии преимущественно развиты туфы витрокластические и смешанного состава — литовитрокластические. Туфы кристаллокластические и кристалло-витрокластические имеют подчиненное значение. Они состоят из обломков стекла, полевого шпата, кварца, реже обломков эффузивных пород и гранитов.

В литовитрокластических туфах содержатся в основном стекло и обломки эффузивных пород. Количество стекла несколько увеличивается в более тонкозернистых разностях (витрокластические туфы). Во всех разностях туфов отмечается незначительная примесь терригенного материала (8—10%) — угловатые, неправильной формы обломки полевых шпатов, кварца и слюд.

Цемент туфов базального, базально-порового типа представлен вулканическим стеклом основного состава (рис. 29) и продуктами его преобразования — хлорито-гидрослюдистым материалом и гидроокислами железа. По вулканическому стеклу часто образуется сапонит, анальцит (рис. 30), а на контактах с обломками кварца —

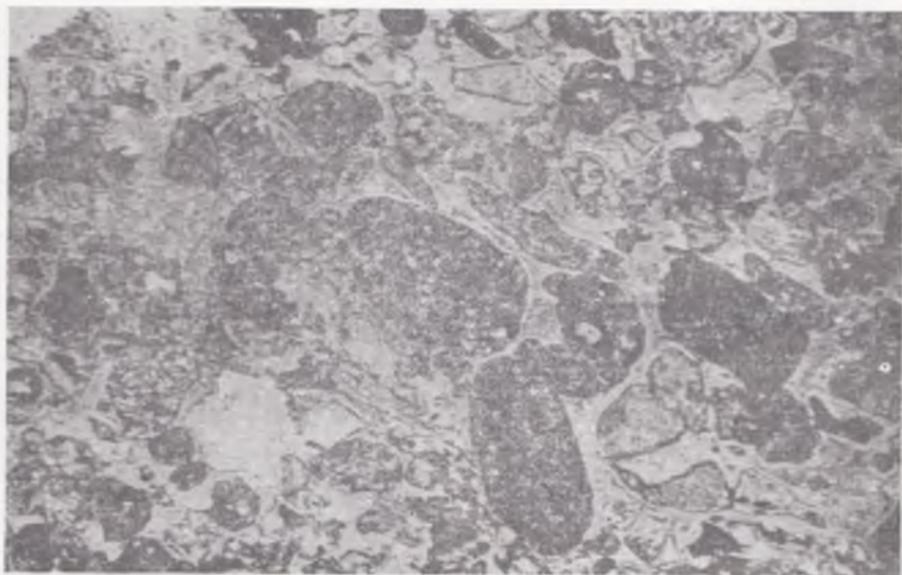


Рис. 29. Серповидные и неправильной формы выделения вулканического стекла. Никולי \parallel , $\times 30$.

халцедон в виде тонких халцедоновых «пленок». Из рудных минералов в туфах обнаружены магнетит, ильменит и пирит.

Туфы при некотором увеличении в них осадочного материала переходят в смешанные породы (туффиты), состоящие из осадочных и пирокластических пород. Они подразделяются на две группы — пара- и ортотуффиты. Туффиты с преобладанием пирокластического материала (60%) относятся к группе ортотуффитов. Они тесно связаны с туфами и часто с ними образуют тонкое переслаивание и постепенные переходы. В паратуффитах преобладает осадочный материал. В зависимости от степени окатанности и величины терригенного материала выделяются различные разновидности орто- и паратуффитов (Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород, 1970).

Ортотуффиты — темно-серые, темно-коричневые до черных породы, чаще массивные, однозернистые. Разнозернистые туффиты представлены тонко-мелкозернистыми разностями с крупными (1,0—1,5 см) обломками гранитоидных и эффузивных пород. Отдельные разности имеют плохо выраженную тонко-горизонтальнослоистую текстуру. Структура обычно литовитрокластическая. Основная

масса породы (до 60—65%) сложена обломками эффузивных пород (миндалекаменные альбитизированные базальты, гиалобазальты), бурого базальтового стекла, реже анальцимом, сапонитом. Кластогенные минералы — микроклин, микроклин-пертит, кварц, реже пироксен, биотит, рудные минералы — составляют до 25—35% по-



Рис. 30. Развитие вторичных минералов по вулканическому стеклу. Туф витрокластический. Николи ||, $\times 28$.

роды. Обычно они имеют обломочную, угловатую форму. Цемент породы базального, порового типов представлен теми же обломочными минералами пелитоалевритовой размерности в смеси с гидрослюдами, каолинитом, карбонатами (кальцитом), гидратизированным биотитом и гидроокислами железа. Из аксессуарных и рудных минералов встречаются магнетит, ильменит, гранат, циркон, эпидот, лимонит, монацит и др.

На Подолии широко развиты паратуффыты, которые образуются на участках между центрами извержений и реже вблизи вулканов вследствие смешения пирокластического и нормально-осадочного матернала. В отдельных случаях они могут быть значительно оторваны от вулканических источников. Пример такого типа приведен Г. С. Дзюценидзе (1969) для сарматских пеплов Восточной Грузии.

Вулканокластические образования (туфы, туффиты) накаплива-

Химический состав пирокластических пород Подолии, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5
SiO ₂	48,20	46,45	45,37	49,58	48,06
TiO ₂	0,97	1,44	1,39	1,49	1,44
Al ₂ O ₃	13,09	13,11	13,99	16,73	13,26
Fe ₂ O ₃	8,07	10,74	9,55	11,60	9,27
FeO	1,80	2,16	2,23	0,23	4,03
MnO	0,18	0,20	0,22	0,19	0,22
MgO	4,93	8,64	9,69	5,98	6,60
CaO	4,54	0,90	1,10	1,22	1,35
Na ₂ O	2,64	3,80	3,84	1,79	1,18
K ₂ O	1,21	1,02	0,43	2,21	2,94
P ₂ O ₅	0,09	0,07	0,09	0,09	0,32
SO ₃	0,08	0,04	Нет	0,05	0,01
F	0,006	Нет	0,003	0,002	0,004
H ₂ O _{гипр}	3,99	3,53	3,21	3,76	4,39
S	—	—	0,74	—	—
CO ₂	5,05	0,15	1,85	10,39	2,35
П. п. п.	5,59	7,46	7,21	—	5,03
Сумма	100,436	99,71	100,313	105,312	100,454

Окисел	11	12	13	14	15
SiO ₂	68,28	64,70	63,70	85,27	77,99
TiO ₂	0,42	0,54	1,08	0,37	0,73
Al ₂ O ₃	12,48	12,40	12,63	5,84	7,70
Fe ₂ O ₃	2,94	4,35	3,25	1,44	1,83
FeO	2,23	2,09	2,16	0,65	0,94
MnO	0,04	0,05	0,12	0,00	0,02
MgO	2,73	3,78	3,16	0,57	0,80
CaO	1,35	1,35	2,25	0,45	0,88
Na ₂ O	2,53	2,30	2,11	0,61	1,23
K ₂ O	2,69	2,96	2,99	2,52	3,49
P ₂ O ₅	0,01	0,19	0,06	0,02	0,07
SO ₃	0,43	0,08	0,27	0,04	0,06
F	0,002	0,003	Нет	0,00	0,0009
H ₂ O _{гипр}	0,68	1,13	1,52	0,34	1,04
S	—	—	—	—	—
CO ₂	1,35	2,70	1,36	0,20	2,68
П. п. п.	1,39	1,25	3,03	1,15	0,00
Сумма	99,552	99,873	99,69	99,47	99,4609

Примечание. Анализы произведены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР, аналитик

	6	7	8	9	10
	51,74	56,01	62,74	50,74	62,12
	1,79	0,95	0,58	1,61	0,77
	11,18	11,78	15,42	15,00	12,79
	10,71	8,00	4,47	6,04	5,20
	1,87	2,68	1,15	4,61	2,96
	0,16	0,15	0,12	0,17	0,06
	5,225	5,59	3,60	5,36	5,45
	1,46	1,46	1,22	1,35	1,22
	3,07	1,76	2,42	2,00	2,37
	2,98	3,15	2,46	2,77	2,37
	0,12	0,15	0,01	0,12	0,04
	Нет	0,08	0,03	1,23	0,28
	0,003	Нет	0,008	0,004	0,002
	3,07	3,19	1,67	3,17	1,09
	0,54	—	—	—	—
	0,82	0,88	1,20	0,85	0,15
	5,90	4,67	3,42	5,11	3,23
	100,638	99,50	100,52	100,134	100,102

	16	17	18	19	20	21
	60,60	70,56	63,94	62,69	68,89	47,20
	0,58	0,69	0,73	0,58	0,39	2,88
	11,65	11,70	12,63	12,37	11,53	13,61
	3,48	3,16	3,46	3,54	2,69	9,96
	3,38	2,16	3,53	3,31	2,66	4,24
	0,16	0,04	0,12	0,12	0,06	0,13
	5,63	2,83	4,40	5,10	3,17	4,29
	2,45	1,01	1,10	1,59	1,22	1,12
	2,37	1,92	2,37	2,58	2,50	1,21
	2,49	3,23	3,09	2,74	2,17	3,40
	0,15	0,22	0,14	0,04	0,05	0,09
	Нет	0,04	0,03	Нет	0,03	0,09
	0,002	—	0,003	0,001	0,002	—
	1,06	0,36	0,94	1,20	0,60	5,12
	2,28	—	—	0,78	—	—
	1,35	0,51	0,15	0,82	2,85	0,40
	3,42	2,12	2,88	3,05	0,71	6,78
	101,052	100,55	99,513	100,511	99,52	100,52

Н. Миклашевская. 1—6—туфы; 7—21 — туфогравелиты.

лись в водной среде, что отразилось на текстурно-структурных особенностях пород, их минеральном составе и вторичных изменениях.

По своим петрохимическим особенностям (табл. 18) пирокластические породы относятся к типичным туфам основного базальтового состава. Содержание кремнезема в них изменяется от 45, 37

Таблица 19

Распределение малых элементов в туфах и туффитах

Элемент	Туфы, вес. %		Туффиты, вес. %			
			Туфоаргиллиты		Туфопесчаники	
	От — до	\bar{x}	От — до	\bar{x}	От — до	\bar{x}
Mn	0,06—0,2	0,1085	0,05—0,06	0,056	0,01—0,2	0,077
Ni	0,001— 0,005	0,0031	0,001— 0,003	0,002	0,001— 0,003	0,0024
Co	0,001— 0,004	0,0025	0,001— 0,002	0,0014	0,001— 0,004	0,002
Ti	0,1—0,4	0,3285	0,1—0,2	0,16	0,1—0,4	0,238
V	0,008— 0,04	0,0197	0,008	0,008	0,008— 0,02	0,0134
Cr	0,003— 0,02	0,0115	0,005— 0,02	0,015	0,01— 0,02	0,0134
Zr	0,01— 0,02	0,0142	0,008— 0,01	0,0088	0,005— 0,01	0,0141
Cu	0,0008— 0,01	0,0014	0,001— 0,002	0,0014	0,0008— 0,02	0,0148
Pb	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001— 0,003	0,0012
Ga	0,001— 0,003	0,0015	0,001— 0,002	0,0012	0,001— 0,003	0,0019
Be	0,0001— 0,0004	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001— 0,0004	0,00013
Sc	0,001— 0,004	0,0011	0,002 0,001—	0,002 0,0014	0,001— 0,004	0,0023
Y	0,001— 0,002	0,0014	0,002— 0,02		0,001— 0,003	0,0015
Yb	0,0001— 0,0002	0,0001	0,0001— 0,0002	0,00014	0,0001— 0,0002	0,00011
Sr	—	—	0,03	0,03	0,03	0,03
Ba	0,03—0,06	0,0342	0,03	0,03	0,03—0,2	0,049

до 49,58% (близкое основным эффузивным породам), некоторое его повышение характерно для разностей, содержащих тонкопесчанистый материал (51,74% и 62,74). Количество TiO_2 , Al_2O_3 и суммы Fe_2O_3 и FeO примерно такое же, как и в базальтах этого района. Однако в туфах намного больше Fe_2O_3 (8,07—11,60) по сравнению с FeO (0,23—4,03), в то время как в базальтах, например с Гусятина, их содержание почти одинаково (Fe_2O_3 — 7,06; FeO — 6,06). Количество MgO в туфах такое же, как в базальтах, но Mg преобладает над CaO , которого в туфах всего 0,90—1,35, редко 4,54%. Это можно объ-

яснить повышенным содержанием в туфах хлорит-гидрослюдистого материала и отсутствием плагиоклазов. Повышенное содержание гидрослюды в цементе туфов и туффитов отмечается также по данным термического анализа. Как и в базальтах, в туфах наблюдается одинаковое содержание Na_2O и K_2O с преобладанием Na_2O над K_2O . В отдельных случаях установлена обратная закономерность.

Для смешанных пород (см. табл. 18) содержание окислов в значительной мере зависит от состава примеси осадочного материала.

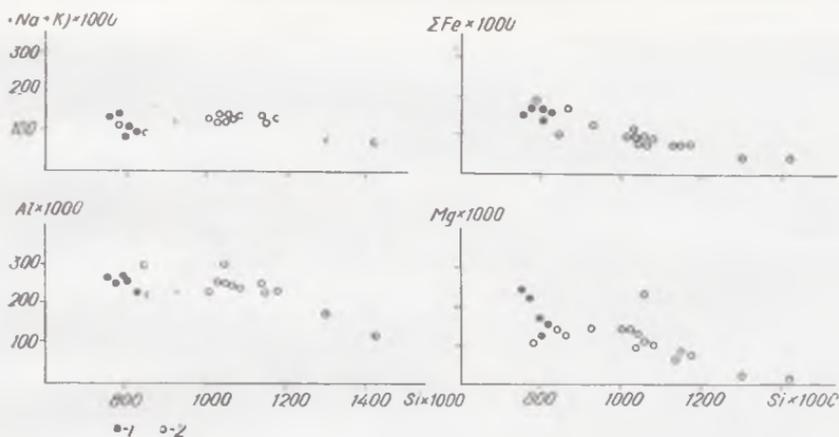


Рис. 31. Диаграмма распределения основных породообразующих элементов (атомные количества $\times 1000$):

1 — в туфах; 2 — в туффитах.

В целом же по сравнению с туфами в них содержится больше SiO_2 и меньше TiO_2 и суммы Fe_2O_3 и FeO .

Существует прямая зависимость между содержанием кремнезема (SiO_2) пирокластических пород, глинозема (Al_2O_3) и суммы железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) (рис. 31).

Почти во всех изученных образцах (по данным спектрального анализа, табл. 19) встречается до 20 малых элементов.

К юго-востоку от г. Хмельницкого поле развития пирокластических пород оконтуривается полосой (см. рис. 25), где распространены сильно измененные железные пирокластические породы, трудно поддающиеся расшифровке (рис. 32). Они образуют обычно тонкие прослои среди вулканокластических и смешанных пород. В их рудных прослойках постоянно находится тонкий обломочный материал — зерна кварца, полевых шпатов и листочки измененного биотита, но чаще всего витрокластика замещена крипто- или микрозернистым материалом, состоящим из гидрослюды и кварца. Размеры таких частиц 0,05—0,1 мм. Иногда в породе встречаются витрокластические частицы, хорошо сохранившие форму пузырчатой ткани. Чаще наблюдаются обломки в форме «рогулек», которые представляют собой продукты разрушения той же пузырчатой ткани.

Хорошую сохранность витрических частиц сложной формы в прослоях, обогащенных гидроокислами железа и гематитом, можно объяснить тем, что пепел попадал в ил с большим содержанием гидроокислов железа и почти не изменялся. Пепловые витрические частицы почти не замещены гематитом, но вокруг них часто развиты гематитовые «оторочки».

Наличие пирокластических продуктов в ожелезненных (гематитовых) прослоях дает возможность связать процессы рудоотложения с вулканической (эксплозивной) деятельностью.



Рис. 32. Туф, обогащенный гидроокислами железа. Никולי ||, $\times 30$.

Очень часто вулканогенно-гематитовые прослои образуют хорошо выраженную слоистость, полосчатость вследствие чередования осадочного, рудного и пирокластического материала. Это можно объяснить тем, что дифференциация вещества происходила в водной среде. Примером разделения вещества водной среды являются также слои с градиционным строением — от туфопесчаника до туфоалеврита (села Гусятин, Городок).

Своеобразную группу на Подолли составляют пестроцветные кремнистые туфы и туффиты. Как окремненные пирокластические породы их впервые выделил А. В. Копелиович (1965). Они образуют пачку пород мощностью 10—15 м в толще бронницкого горизонта (Стащук, 1958).

Макроскопически — это грубоплитчатые плотные породы темно-шоколадной, реже зеленой окраски, с характерным раковистым из-

ломом. Основная масса породы, по данным А. В. Копелиовича (1965), состоит из мельчайших кремнистых частиц размером до 0,03 мм удлиненной, клиновидной, «рогулькообразной» форм. Стекловатый материал представлен изотропной массой ($n = 1,537$) пепловых частиц. Он подвергся перекристаллизации и окремнению с образованием халцедона и микрозернистого кварца. Копелиович отмечал, что соотношения пирокластического материала и трещинных продуктов в этих породах не могут быть точно установлены.

Таблица 20

Химические анализы кремнистых туфов (по А. В. Копелиовичу, 1965), вес. %

Окисел	Шоколадно-коричневые туфы			Серовато-зеленоватые туфы		
	с. Лядава	с. Броница	с. Ястребно	с. Лядава	с. Броница	с. Ястребно
SiO ₂	70,49	72,32	72,04	75,48	84,26	72,88
TiO ₂	0,40	0,40	0,36	0,55	0,30	0,32
Al ₂ O ₃	7,73	11,33	9,71	8,91	7,99	10,49
Fe ₂ O ₃	9,10	6,99	9,61	4,40	1,95	9,27
FeO	3,54	—	—	1,86	—	—
MnO	0,08	—	—	0,03	—	—
CaO	1,03	—	—	0,87	—	—
MgO	1,94	—	—	1,85	—	—
Na ₂ O	0,24	—	—	0,50	—	—
K ₂ O	0,68	—	—	1,28	—	—
P ₂ O ₅	0,34	—	—	0,29	—	—
H ₂ O ⁻	1,38	1,91	1,30	1,49	1,20	1,36
H ₂ O ⁺	3,30	2,78	3,41	2,98	1,69	3,65
CO ₂	0,16	—	—	0,02	—	—
Сумма	100,41	95,73	96,43	100,51	97,39	97,75

Однако в них явно преобладают вулканогенный материал и ассоциирующее с ним кремнистое вещество. В этих породах сильно развиты вторичные процессы преобразования минерального вещества. Естественно, их принадлежность к пирокластическим образованиям устанавливается с большим трудом. Особенность этих пород — высокое содержание в них кремнезема при малом количестве глинозема и щелочей (табл. 20). К ним по составу близки полимиктовые туфогенные алевриты и мелкозернистые песчаники, слагающие кровлю броницкого горизонта. А. В. Копелиович (1965) полагает, что они образовались в результате размыва и переотложения как кристаллических пород фундамента, так и туфогенных пород основного состава.

Сильно окремненные броницкие туфы и туффиты непосредственно контактируют с бентонитовыми прослоями, сформировавшимися в результате преобразования пирокластического материала. Бентонитовые прослои могли образовываться либо при выветривании вулканогенных толщ, либо вследствие гальмиролитического изменения вулканокластического материала на дне моря. Г. С. Дзюценидзе

(1969) считает, что при таком процессе монтмориллонитизации соседние породы заметно обогащаются кремнеземом (пример — броницкие туфы и туффиты), что обусловлено выносом SiO_2 , который освобождался при разложении вулканокластического материала.

На Подолии вулканокластические породы известны также в отложениях силура, перми и неогена. Прослой вулканокластических

Таблица 21

Химический состав силурийских туффитов (Савченко, 1967), вес. %

Оксид	1	2
SiO_2	55,42	48,95
TiO_2	0,24	0,45
Al_2O_3	17,63	15,80
Fe_2O_3	2,70	3,80
FeO	0,86	1,72
MnO	Следы	0,09
MgO	5,96	2,88
CaO	1,00	7,48
Na_2O	0,69	0,64
K_2O	6,52	8,60
P_2O_5	0,13	0,07
SO_3	Не обн.	Не обн.
$\text{H}_2\text{O}_{\text{гигр}}$	3,81	0,36
П. п. п.	4,15	1,70
S	0,22	1,66
CO_2	1,17	6,61
Сумма	100,39	99,98

Примечание: Скв. 11673, с. Гусятин: 1—глуб. 72—73 м; 2—глуб. 52,3 м.

содержание K_2O находится в прямой зависимости от количества слюдистых минералов.

Пирокластические породы пермского возраста развиты на юге Днестровско-Прутского междуречья. По данным В. М. Бобринского (1970), они образуют пачки мощностью 3—60 м на глубинах 1600—2500 м. Среди пирокластических пород здесь выделены: лито- и кристаллолитокластические туфы андезитовых порфиров, кристалло-литокластические туфы дацитовых порфиров и туффиты дацитовых порфиров.

Более молодые пирокластические породы на Воляни приурочены к образованиям неогена. В районе сел Барсука и Кота в слоях, переходных от миоцена к сармату, обнаружен прослой вулканического пепла мощностью 0,1—0,15 м (Топор, Костюк, 1958), состоящий почти полностью из обломков вулканического стекла кислого состава (содержание SiO_2 71,8%). На основании этого сделано предположение, что центры вулканических извержений, откуда на Подолию

и смешанных пород в силурийских отложениях отмечали многие исследователи (Э. Суйковский, П. Л. Шульга и др.), однако на Подолии их впервые подробно петрографически изучил Н. А. Савченко (Савченко, Крандиевский, 1967). Прослой темно-серых и серых туффитов мощностью до 1 м вскрыты скважинами в районе сел Гусятин (инт. 72—73 м) и Корнешты (инт. 472,9—544,5 м).

Стратиграфически туффиты приурочены к малиновецкому и скальскому горизонтам силура, что подтверждается также результатами определения абсолютного возраста гидрослюдистого материала прослоев. По петрохимическим данным (Савченко и др., 1967), туффиты относятся к породам, несколько пересыщенным алюминием (табл. 21). Повышенное

поступал пепловый материал, находились в Карпатах на удалении 100—120 км.

В отдельных случаях на пирокластических и вулканических породах различного возраста появляются поверхности выветривания красnozемов (темно-шоколадный аргиллит). Примером может быть разрез в районе с. Гусятина (рис. 33). Здесь встречаются красnozемы следующего химического состава (в вес. %): SiO_2 45,62; TiO_2 2,55; Al_2O_3 18,76; Fe_2O_3 13,82; FeO 2,66; MnO 0,03; MgO 2,04; CaO 0,88; Na_2O 0,80; K_2O 6,95; P_2O_5 0,17; $\text{H}_2\text{O}_{\text{гипр}}$ 1,36; п. п. п. 3,81; CO_2 0,66; F 0,05; сумма 100,16 — 0,02 (F); сумма 100,14.

Аналогичные примеры привел Г. С. Дзоцендзе (1969) для Западной Грузии и области Салин Шотландии. Такого типа красnozемы образуются в результате интенсивного накопления и эрозии вулканических пород, когда они быстро поднимаются над уровнем моря при почти стабильной в этот период глубине бассейна.

Активизация вулканической деятельности несомненно оказывала существенное влияние на осадконакопление и вторичные изменения пород. Так, для осадочных пород верхнего протерозоя, приуроченных к участкам развития пирокластических продуктов, установлено несколько этапов их эпигенетического преобразования (в млн. лет): 700—720 (рифейский), 560—600 (вендский), 455—510 (кембрийский — ордовикский), 223 — 325 (каменноугольный — триасовый).

Несомненно, что в эти этапы вместе с пеплом привносился ювенильный материал — в виде газов и растворов, содержащих рудные полезные элементы, которые на различных стадиях литогенеза перераспределялись и образовали их концентрации от рудопроявлений до месторождений (флюорит, барит, сульфиды и др.). На данном этапе изучения трудно считать, что ювенильный материал является единственным источником поступления рудных элементов. Однако предварительные подсчеты баланса вещества, изучение физико-химических процессов рудообразования и экспериментальные исследования указывают на огромное значение вулканических процессов не только как фактора, влияющего на эпигенетическое преобразование осадочных пород, но и как источник полезных компонентов.

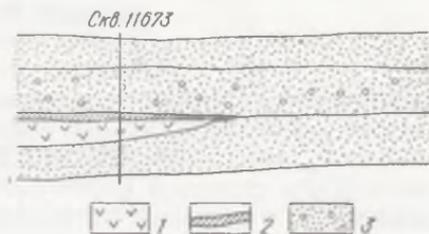


Рис. 33. Геологический разрез района с. Гусятина, показывающий выветренную поверхность базальтов, перекрытых песчаными отложениями:

1 — базальты; 2 — «красная глина»; 3 — пески, песчаники, алевролиты.

Вулканизм и связанные с ним пирокластические породы на территории Крымского п-ва умеренно проявились в Горном и Равнинном Крыму. Эти регионы сильно отличаются геологической историей и вулканизмом, поэтому характеристика пирокластических пород Горного и Равнинного Крыма дается раздельно.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ
ГОРНОГО КРЫМА

Горный Крым является одним из звеньев альпийской геосинклинальной области. По своей структуре и положению это антиклинальное поднятие на границе геосинклинальной области с ограничивающей ее с севера Скифской платформой. В геологическом строении Горного Крыма участвует мощный комплекс осадочных отложений от верхнетриасовых до палеогеновых, разделенных стратиграфическими перерывами и угловыми несогласиями. Толща осадочных пород смята в складки разного размера. Самые крупные из них представляют собой антиклинории и синклинории. Главными антиклинальными структурами являются Качинский антиклинорий на северном склоне Главной гряды, Южнобережный и Туакский на Южном берегу. Они разделены синклинориями Юго-Западного и Восточного Крыма (Муратов, 1960). Вулканизм в Горном Крыму проявился в позднем триасе, ранней и средней юре и позднем мелу.

Пирокластические породы Горного Крыма долгое время не привлекали к себе внимания. Отрывочные сведения о них появляются в конце XIX — начале XX вв. (А. Е. Лагорио, А. А. Прозоровский-Голицын, А. Ф. Слудский, Д. И. Щербаков). И только в 20-е годы XX в. петрографии туфов Кара-Дага уделили довольно много внимания Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. Н. Дьяконова-Савельева. В 50—60-е гг. пирокластические породы Горного Крыма изучали В. И. Лебединский, главным образом развитие магматизма Крымской геосинклинали, и несколько позже А. Г. Гриваков, занимавшийся петрографией и фациальной характеристикой пирокластов.

Проявления вулканической деятельности позднего триаса отмечаются в полосе длиной 2 км, между селами Петропавловкой и Украинкой (Пустовалов, 1959; Лебединский, Шалимов, 1960). Здесь обнажен сложный вулканогенный комплекс спилито-кератофировой формации с пластовыми интрузиями диабазов, подчиненный норийским отложениям (рис. 34).

Вулканогенная толща согласно залегает на терригенном флише, состоящем из переслаивающихся темно-серых аргиллитов, алевролитов и буровато-серых мелкозернистых песчаников. В аргиллитах встречаются карбонатные конкреции с фауной пелеципод, характерной для карнийского и норийского ярусов верхнего триаса.

Описываемая толща состоит из потоков кератоспилитов, керато-

фиров, эпибазальтов * и эпиандезито-базальтов, туффитов, туфогенных песчаников и алевролитов. Мощность потоков лав пачек пирокластов и туфогенных пород составляет единицы и десятки метров.

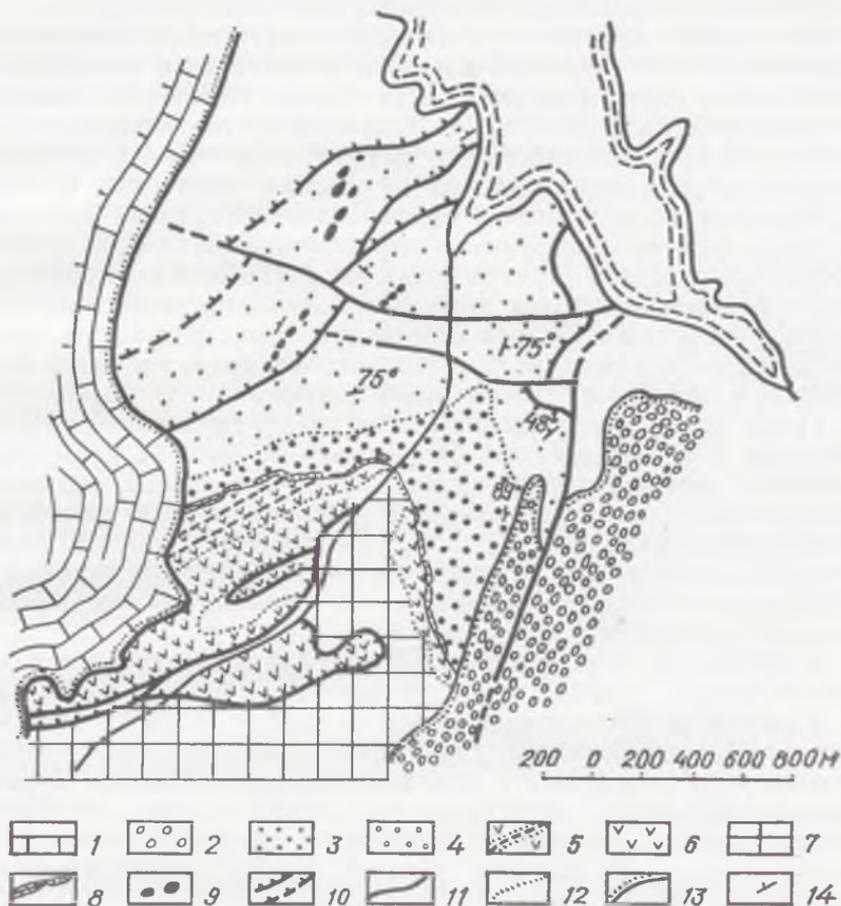


Рис. 34. Схематическая геологическая карта района сел Лозовое — Украинка, по А. И. Шалимову:

1 — известняки готерив-баррема; 2 — конгломераты и песчаники валанжина; 3 — песчаники, гравелиты и конгломераты верхней подсвиты эскиординской свиты; 4 — песчаники, сланцы и гравелиты нижней подсвиты эскиординской свиты; 5 — спилиты, кератоспилиты и порфириды верхней подсвиты таврической свиты; 6 — песчаники, алевролиты и аргиллиты верхней подсвиты таврической свиты; 7 — аргиллиты, алевролиты и песчаники нижней подсвиты таврической свиты; 8 — глыбы верхнетриасовых и лейасовых известняков; 9 — глыбы каменноугольных и пермских известняков; 10 — надвиги, прослеженные (слева) и предполагаемые (справа); 11 — сбросы; 12 — границы согласного налегания; 13 — границы несогласного налегания; 14 — элементы залегания.

В нижней части разреза залегает пластовое тело альбитизированного диабаз, в верхней части несколько мелких пластовых интрузий диабаз мощностью до 10 м. Среди лав среднего и основного состава

* Приставки «эпи» к названию вулканической породы введены для обозначения эпигенетических изменений (Лебединский, 1962).

встречаются участки с хорошо выраженным подушечным строением. Мощность вулканогенной толщи 200—250 м (местами меньше).

Вулканогенная толща перекрыта терригенными породами эскиординской свиты с базальным горизонтом известняковых глыб. Возраст эскиординской свиты скорее всего охватывает поздний лейас — байос (Шалимов, 1960). Глыбовый характер известняков в основании эскиординской свиты и наличие среди глыб не только лейасовых, но и верхнетриасовых известняков показывает, что с конца позднего триаса и на протяжении большей части лейаса в этом районе существовал биогерм, сформированный на угасшем подводном вулкане.

Вулканогенный комплекс Петропавловки-Украинки находится на северо-восточном погружении антиклинальной складки, которая, по-видимому, начала формироваться как поднятие с лейасового времени. Фрагменты складки хорошо прослеживаются юго-восточнее Предгорной гряды от Бодрак-Альминского междуречья до р. Салгира. Ее ядро сложено породами таврической серии, крылья и периклинали — породами эскиординской свиты.

Пирокластические породы верхнего триаса представлены туфами спилитов и кератоспилитов. Это зеленовато-серые с коричневым оттенком породы с хорошо различимым обломочным строением. По крупности слагающего материала среди них выделяются сложные и мелкообломочные разновидности. Последние представлены обломками эффузивов кератоспилитового облика. В породах, переходных к туффитам, встречаются обломки темно-серых аргиллитов, в расположении которых иногда видна ориентировка.

Установлены кристаллолитокластические туфы, туффиты (больше всех распространены) и туфогенные песчаники.

Кристаллолитокластический туф состоит из обломков эффузивных пород с микролитовой структурой основной массы, обломков и целых кристаллов авгита, плагиоклаза, меньше кварца. В резко подчиненном количестве встречаются мелкие обломки аргиллитов и алевролитов. Спорадически попадаются кристаллы зеленой роговой обманки. В каждом образце размер пирокластических частиц одинаков, в разных образцах изменяется от 0,1—0,2 до 1,5—2,0 мм.

Цемент туфа эпигенетически изменен. Это однородно раскристаллизованная пелитоморфная масса, в незначительном количестве заключенная между пирокластическими частицами. В некоторых туфах цементом являются скопления цеолитов.

Обломки эффузивных пород сильно разложены, хлоритизированы, местами цеолитизированы, вплоть до полного замещения. Цеолит мутный, спайность несовершенная, судя по константам ($2V = -38^\circ$, $n_p = 1,504$; $n_q = 1,514$), представлен ломонтином или эпильстильбитом. Структура обломков основной массы микродиабазовая, апоандезитовая, апогиалиновая и спилитовая.

Структура обломков основной массы вулканических пород, наличие обломков и целых кристаллов альбитизированного плагиоклаза и авгита свидетельствуют о том, что верхнетриасовые туфы

возникли из пирокластике лав основного и среднего состава, в некоторых случаях подвергшихся альбитизации.

Туффи́ты по составу пирокластического материала не отличаются от туфов. Существенное различие состоит только в наличии тонкозернистого кальцитового цемента, в котором плотно расположены пирокластические частицы.

В туфогенных песчаниках вместе с небольшим количеством пирокластического материала данного извержения содержится много обломков эффузивных пород с основной массой микролитовой структуры, аргиллитов и алевролитов.

Рис. 35. Геотектоническая схема Салгир-Альминского междуречья в районе Второй гряды Крымских гор. Отложения верхнего структурного этажа (меловые и более молодые) сняты, по В. И. Лебединскому и А. И. Шалимову: 1 — стратиграфическая граница между отложениями таврической и эскиординской свит (а — прослеженная, б — предполагаемая); 2 — отложения таврической свиты, залегающие в ядрах антиклинальных структур домелового возраста; 3 — отложения эскиординской свиты и более молодые среднеюрские отложения, слагающие домеловые синклинали; 4 — нижнеюрские туфы и лавы; 5 — зона наиболее интенсивного развития пластовых интрузий в отложениях таврической свиты; 6 — осевые линии домеловых антиклиналей; 7 — осевые линии предполагаемых до меловых синклиналей; 8 — разрывные нарушения; 9 — вторая гряда Крымских гор.



С поздне триасового времени началась магматическая деятельность в Крымской геосинклинали, фиксирующая начальный этап развития подвижной зоны. По комплексу признаков — это спилито-кератофировая формация с господством лав и подчиненным значением пирокластов.

Подушечное строение верхнетриасовых лав свидетельствует о подводной вулканической деятельности. Мелкий размер пирокластических частиц и небольшое распространение сложенных ими пород указывает на формирование вулканогенной толщи на умеренных глубинах.

Проявления раннеюрского вулканизма установили В. И. Лебединский и А. И. Шалимов (1961). Нижнеюрские вулканические образования входят в разрез эскиординской свиты в долине Салгира и окрестностях с. Лозового и на Бодрак-Альминском междуречье северо-западнее с. Дровянки (рис. 35). В первом случае вулканические образования представлены лавами (микродиабазовыми и спилитовыми)

порфиритами, кератофирами) и пирокластами, во втором — пирокластами, заключенными в толще нормально-осадочных пород эскиординской свиты.

Указанные участки находятся на расстоянии 15—16 км и пространственно связаны с двумя центрами раннеюрского вулканизма. В структурном отношении они приурочены к периклиналям Салгир-Альминской антиклинали. Эта структура обособилась как поднятие в конце поздне триасового времени и развивалась в процессе осадконакопления по крайней мере до конца средней юры (Шалимов, 1960).

Нижнеюрские вулканогенные образования довольно хорошо вскрыты долиной Салгира непосредственно выше с. Лозового. Их разрез следующий (снизу вверх); мощность в м:

Пачка средне- и мелкозернистых сахаровидных песчаников с прослоями аргиллитов. Она отвечает нижним горизонтам эскиординской свиты и скорее всего датируется средним лейасом; 20—30;

флишoidная пачка ритмично чередующихся мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями среднезернистых песчаников и линзами гравелитов; 60—70;

ритмичное переслаивание средне- и крупнозернистых песчаников и гравелитов с расланцованными песчаниками, алевролитами и тонкоплитчатыми аргиллитами. В крупнозернистых песчаниках изредка встречаются небольшие глыбы темных пелитоморфных известняков. Песчаники и гравелиты составляют $2/3—3/4$ мощности ритмов; 150—200;

переслаивание мелко- и грубообломочных туфов, туффитов, расланцованных туфогенных песчаников, кварцевых гравелитов и сланцеватых аргиллитов. Пирокластические породы подчинены терригенным; до 40;

переслаивание грубо- и среднезернистых песчаников, зеленоватых аргиллитов, алевролитов и кварцевых гравелитов. Прослой голубовато-зеленых пятнистых грубообломочных туффитов и туфов; до 60;

лавовая пачка. В нижней части сложена порфировым альбитовым диабазом, в верхней — спилитами и кератофирами. В низах пачки подушечное строение лавовых потоков только намечается, в верхней волнистая поверхность потоков типа пахое-хоя хорошо выражена.

Отсутствие руководящей фауны в рассмотренном разрезе не дает возможности точно датировать возраст вулканогенных образований. Судя по литологии терригенных пород, они относятся к эскиординской свите, не выходя за пределы ее лейасовой части. Среднеюрская часть разреза эскиординской свиты в данном районе представлена переслаиванием грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Таким образом, возраст вулканогенных образований у с. Лозового можно определить как лейасовый (вероятнее всего средне- и поздне лейасовый).

На Бодрак-Альминском междуречье (2,5 км к юго-востоку от с. Дровянки) из-за плохой обнаженности нельзя детально проследить разрез. В общих чертах он сходен с салгирским. В основании эскиординской свиты также залегает пачка песчаников, гравелитов, аргиллитов с глыбами лейасовых, верхнетриасовых и пермских известняков. Базальная пачка вверх по разрезу сменяется пачкой из ритмично переслаивающихся мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами гравелитов, конгломератов и отдельными

экзотическими глыбами известняков. Мощность флишоидной пачки не менее 200 м. Выше залегает существенно песчаниковая толща с основным горизонтом пирокластических пород. Последний состоит из светлых зеленовато-серых туффигов, туфов, туфогенных аргиллитов и алевролитов. Мощность пирокластического горизонта 70—80 м.

В разрезе у с. Дровянки количество пирокластического материала увеличивается кверху. Наряду с этим отдельные слои и маломощные пачки туфов и туффигов встречаются и на более низких уровнях эскиординской свиты (например, в приустьевой части правого борта балки Шелехова).

По простираанию вулканические и пирокластические образования Бодрак-Альминского междуречья прослеживаются с перерывами на 2,5—3 км в виде дуги, обращенной выпуклостью на северо-восток. Светлые туфы и туффигов к северу постепенно сменяются более темными туфами порфиригов и сильно разложенными порфиригами. Пачка нижнеюрских пирокластов участвует в строении небольшой синклинали северо-восточного простираания, разбитой поперечными сбросами.

Вулканогенная толща с. Лозового и Бодрак-Альминского водораздела тяготеет к средней части эскиординской свиты. Время ее формирования скорее всего отвечает среднему и частично позднему лейасу; вулканические и пирокластические образования слагают линзовидные тела среди терригенных пород эскиординской свиты. Они возникли в результате деятельности вулканических аппаратов центрального типа. Вероятно, это были подводные вулканы, о чем свидетельствует шаровое строение лав; нижнеюрские вулканические аппараты размещались вдоль осевой линии подводного поднятия — антиклинали, формировавшейся в процессе осадконакопления. Сводообразный рост антиклинали сопровождался расколами, по которым на поверхность была выведена лава.

Нижнеюрские туффигов и туфогенные песчаники представляют собой массивные или слоистые мелкообломочные и плотные породы. Они окрашены в зеленовато-серый, голубовато-зеленый, реже — коричнево-серый цвет. Невооруженным глазом в мелкообломочных разновидностях видны обломки кристаллов полевого шпата и зеленых вулканических пород. Параллельная и косая слоистость лучше всего выражены в туфогенных породах.

В зависимости от соотношения пирокластического и нормально-осадочного материала выделяются туффигов, туфогенные песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Пирокластические частицы псаммитовой и алевритовой размерностей сложены главным образом обломками кристаллов кварца, альбита и в меньшей мере основной массы вулканических пород. Широко распространен вулканический пепел. Нормально-осадочный материал состоит из пелитовой массы, в подчиненном количестве содержатся гравийные частицы аргиллитов и чешуйки мусковита. Местами много халцедона и кварца, пропитавших пелитовый цемент.

Пирокластический кварц представлен целыми, реже обломками оплавленных кристаллов. Альбит в большинстве случаев полностью или частично сохранил кристаллографические контуры; реже встречаются обломки неправильной формы. По морфологическим признакам и оптическим свойствам альбит пирокластических пород чрезвычайно напоминает этот минерал из кератофилов и кварцевых кератофилов.

Обломки основной массы вулканических пород по сравнению с другим пирокластическим материалом довольно крупные — длиной до 2—3 мм. Структура основной массы криптокристаллическая, иногда неяснофлюидальная.

Нижнеюрские пирокласты входят в состав вулканогенной толщи, состоящей из основных и средних лав, в большей или меньшей мере альбитизированных. От верхнетриасовой спилито-кератофировой формации она отличается меньшей мощностью и более кислым характером вулканических продуктов (кварцевые кератофиры).

Среднеюрская эпоха была временем наиболее активной вулканической деятельности в Крымской геосинклинали. По своему характеру это еще вулканизм раннего этапа развития подвижной земной коры. Он проявился в образовании типичной спилито-кератофировой формации с преобладанием пирокластических пород над вулканическими.

Среднеюрский вулканизм более широко проявился, чем раннеюрский и раннетриасовый. Продукты его деятельности развиты на площади не более 10 км², но всегда характеризуются значительной мощностью (до 800 м). Залегание вулканогенной толщи в виде разоб-щенных крупных линз обусловлено прежде всего центральным типом вулканических извержений. Иногда оно вызвано разрывными дислокациями, нарушившими сплошность вулканогенных толщ и разделивших их на блоки.

В современной тектонической структуре Горного Крыма среднеюрские отложения с заключенными в них линзами вулканогенных пород выражены четырьмя полосами северо-восточного простирания (рис. 36). Они возникли на месте частных геосинклиналей, заложившихся в среднеюрскую эпоху на складчатом чехле первичной геосинклинали.

В структурном отношении вулканогенные толщи приурочены к крыльям и периклиналям Качинского, Южнобережанского и Туакского антиклинориев. На северо-западном крыле Качинского антиклинория вулканогенная толща обнажена в долинах Бодрака, Альмы и на водоразделе между ними. К юго-западу она продолжается под покровом меловых и третичных отложений до берега Черного моря у мыса Фиолент; на юго-восточном крыле Качинского антиклинория — выходит на поверхность в верховьях рек Бельбека, Качи и Альмы. Значительное количество выходов вулканогенной толщи находится на северном крыле Южнобережанского антиклинория (окрестности Фороса, Мшатки, Меласса, Кастрополя, Лемен и др.). На северном крыле Туакского антиклинория известно небольшое

обнажение шаровых лав у с. Рыбачьего. На периклинали этой структуры в районе массива Кара-Дага находится самое крупное проявление среднеюрского вулканизма. Это самый крупный по размерам, самый сложный по строению и лучше всего изученный участок вулканогенной толщи.

Во многих разрезах вулканогенной толщи встречена разнообразная ископаемая фауна, на основании которой возраст ее датируется поздним байосом (Муратов, 1959; Бобылев, 1960). Правда, М. В. Му-



Рис. 36. Реконструкция распространения байосских отложений в Горном Крыму, по В. В. Бобылеву:

1 — глины с прослоями песчаников; 2 — конгломераты; 3 — вулканогенные толщи; 4 — области размыва; 5 — центры вулканических извержений.

ратов (1959) считает, что эффузивы хребта Кок-Кая в составе Кара-Дага келловэйские, однако последующие исследования В. И. Лебединского и А. И. Шалимова (1962) не подтвердили это.

Геологическое строение и история формирования Кара-Дага хорошо изучены (Левинсон-Лессинг и Дьяконова-Савельева, 1933; Соколов, 1948; Муратов, 1959; Лебединский, Шалимов, 1962; Лебединский, 1963, и др.). Горный массив Кара-Даг представляет собой часть центрального вулканического аппарата, действовавшего в позднем байосе. Основными его элементами являются скалистый массив Берегового хребта и куполообразный массив Святой горы. Береговой хребет состоит из звеньев, отличающихся рельефом и геологическим строением, называемых Кара-Даг, Хоба-Тепе, Магнитный хребет и Кок-Кая. Он сложен мощной толщей пирокластов и потоками лав. Значительная часть Святой горы состоит из трасс и липаритов, остальная — из пирокластов и лав, сходных с таковыми Берегового хребта (рис. 37).

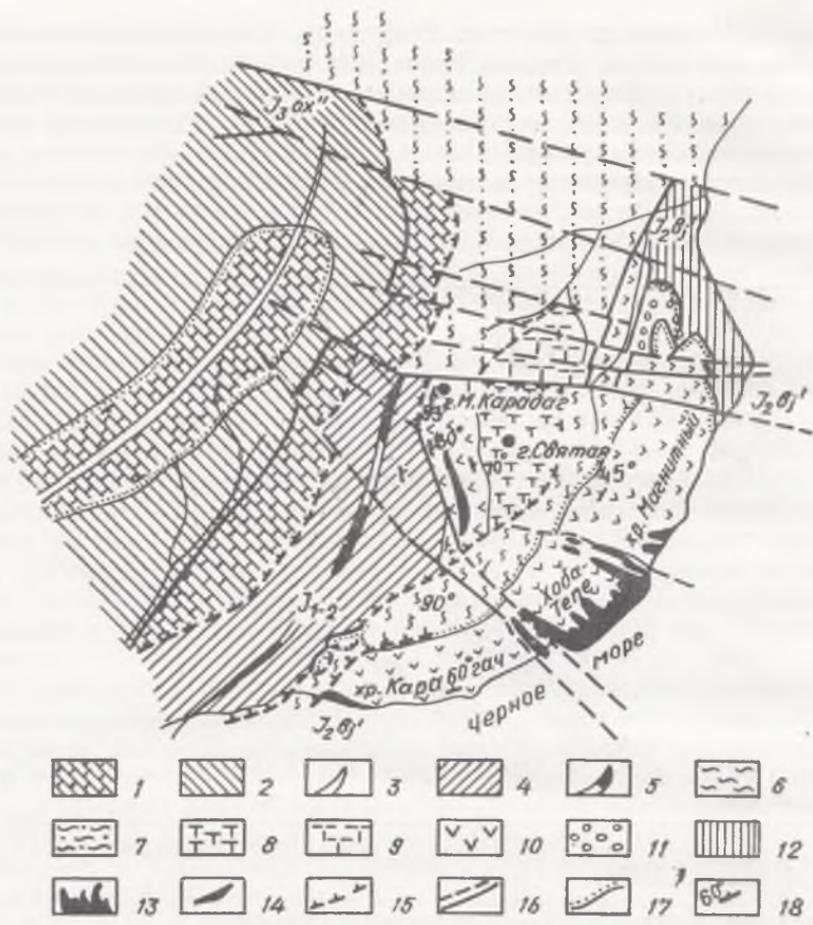


Рис. 37. Тектоническая схема вулканической группы Кара-Даг и ее ближайших окрестностей (составили В. И. Лебединский, А. И. Шалимов с использованием материалов Д. С. Кизельватера, С. М. Кравченко, Ф. Ю. Левинсона — Лессинга и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой, М. В. Муратова, И. Н. Ремизова и Д. В. Соколова).

Легенерская синклинали:
 1 — известняки, конгломераты, песчаники верхнего оксфорда; 2 — флишодная толща (аргиллиты, алевролиты, песчаники) средне- и нижнеюрского возраста; 3 — осевая линия Легенерской синклинали. Усть-Отузская антиклиналь: 4 — флишодная толща (аргиллиты, алевролиты и песчаники) средне- и нижнеюрского (?) возраста; 5 — осевая линия Усть-Отузской антиклинали. Кара-Дагская синклинали: 6 — глины и аргиллиты с прослоями песчаников, алевролитов и карбонатными конкрециями бат-келловейского возраста; 7 — глины и аргиллиты с прослоями песчаников, алевролитов и карбонатными конкрециями предположительно бат-келловейского возраста; 8 — трассы оксикератофиров Святой горы; 9 — смещенные массивы трассов и оксикератофиров на северных склонах Святой горы; 10 — туфы, штоки спилитов, кератоспилитов, андезитов и андезито-базальтов верхнебайосского возраста; 11 — верхнебайосские сланцеватые глины и конгломераты хребта Кок-Кая; 12 — байосские аргиллиты и сланцеватые глины с прослоями песчаников, лежащие в основании вулканогенной толщи; 13 — субвулканические кератофиров жерлового аппарата и кольцевых даек; 14 — наиболее крупные дайки кератофиров. Структурные элементы: 15 — наиболее крупные надвиги; 16 — сбросы, проследженные (вверху) и предполагаемые (внизу); 17 — стратиграфические контакты; 18 — элементы залегания.

На Кара-Даге пирокластические породы распространены очень широко, в вулканогенной толще они занимают в среднем 3/4 мощности разреза. Отчетливо устанавливается возрастание роли пирокластики по обе стороны от центральной части Берегового хребта (Хоба-Тепе). В этих же направлениях выклиниваются лавовые пото-

Таблица 22

Химический состав обломков вулканических пород в агломератовых туфах кератофиров, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5
SiO ₂	44,53	65,78	69,99	74,34	75,57
TiO ₂	0,66	0,38	0,34	0,28	0,57
Al ₂ O ₃	14,95	14,04	14,12	12,49	10,62
Fe ₂ O ₃	0,06	0,36	0,86	2,30	0,61
FeO	8,02	0,71	3,82	1,04	0,30
MnO	0,10	0,05	0,20	0,12	сл.
MgO	5,58	0,43	0,49	0,40	0,38
CaO	6,73	3,65	3,49	2,60	3,85
Na ₂ O	3,36	2,56	3,65	4,01	1,78
K ₂ O	0,07	0,75	2,09	2,56	0,87
P ₂ O ₅	1,25	0,13	—	—	—
SO ₃	0,62	Нет	—	—	—
CO ₂	8,57	0,43			
H ₂ O ⁺	4,66	6,54	0,51	1,04	2,95
H ₂ O ⁻	0,60	3,79	1,18		2,46
Сумма	99,76	99,60	100,64	101,18	99,95

Примечание: 1 — Обломок спилита из агломератового туфа Пограничной бухты; 2 — обломок трасоподобной породы из восточной части хребта Карагач (1,2 — аналитик Л. Н. Васильева, Институт минеральных ресурсов); 3 — частично альбитизированный оксикератофир из агломератового туфа хребта Карагач; 4 — оксикератофир хребта Кок-Кая; 5 — эпоксилепарит Сфинкса (3—5, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой, 1933).

ки, что свидетельствует о том, что в районе Хоба-Тепе расположен центр древнего вулкана.

Среди пирокластических пород очень редко встречаются нормально-осадочные, что указывает на интенсивное накопление пирокластики, совершенно подавившее поступление терригенного материала. Для пирокластического материала характерна довольно крупная размерность. Широко распространены агломератовые и бомбовые туфы, часто встречаются лапиллевые и литокластические туфы, образующие пачки мощностью до нескольких десятков метров. Плотные туфы наблюдаются довольно редко в виде пластов мощностью до метра. Преобладание грубо- и крупнообломочного материала в Хоба-Тепе и его ближних окрестностях еще раз указывает на то, что здесь находилось жерло вулкана.

В разрезах пирокластических пород ясно прослеживается пластовое строение, обусловленное сменой по вертикали одних разновидностей пород другими. Мощность горизонтов измеряется метрами и первыми десятками метров. Каждый такой горизонт представляет

собой, строго говоря, линзу с поперечником в десятки раз меньше ее длины. Особенно велика мощность пирокластических пород в верхней части Магнитного хребта. Здесь залегают пачка кератофировых туфов мощностью 205 м, расслоенная несколькими потоками порфиритов. Показательна в этом отношении и средняя часть морского склона Карагача над Разбойничьей бухтой, сложенная туфобрекчией порфиритов и андезитов мощностью 90 м.

Линзы и пласты пирокластических пород имеют однородное, массивное сложение, в них отсутствует слоистость, если не считать изредка встречающиеся маломощные линзы вулканического материала иной размерности.

Из пирокластических пород более всего распространены агломератовые туфы кератофирового состава (в том числе порфирокластические), андезитов и андезито-базальтов, бомбовые туфы кератофиро-эпиандезитового состава и трассы.

Агломератовые туфы кератофиров характеризуются плотным и хаотичным расположением обломков кератофиров размером от 5—10 до 40—50 см, изредка достигающие размеров глыб (до 1,5 м). Среди обломков больше всего кератофиров и оксикератофиров, довольно часто встречаются андезиты и эпиандезиты, реже кератоспилиты и трассы. Обломки вулканических пород хорошо различаются по химическому составу (табл. 22). Очень редки обломки аргиллитов. Цементом туфобрекчии служит пирокластический туф. Он состоит из мелких обломков кератофиров, соединенных диагенетически измененным вулканическим пеплом.

Порфирокластические туфы существенно кератофирового состава близки к агломератовым туфам и представляют собой своеобразные литокластические туфы с рассеянными в них крупными обломками и глыбами вулканических пород. Им свойственна контрастность механического состава, проявляющаяся в двух фракциях пирокластического материала. Одна из них представлена обломками и глыбами вулканических пород и генетически не связанных с ними габбро-диабазов и аргиллитов, другая — мелкими кусочками кератофиров (цемент породы). Такое структурное противопоставление крупных обломков преобладающему мелкообломочному материалу придает породе порфирокластичность. Наличие в породе двух фракций пирокластики, резко различающихся по размерности и составу, свидетельствует об особых условиях образования.

Различие в составе пирокластики двух фракций мы объясняем переотложением крупных обломков. Грубые обломки сносились со склона вулканической постройки грязевыми потоками под влиянием силы тяжести и землетрясений и накапливались в нижней части вулканической постройки или за ее пределами, где смешивались с мелкими обломками (будущим цементом порфирокластических туфов).

С порфирокластическими туфами по генезису сходна своеобразная неслоистая седиментационная брекчия в северо-восточной части Кок-Кая. Она сложена угловатыми и округлыми обломками раз-

личных вулканических пород, почти не сортированными по крупности и часто достигающими размера 0,5—0,6 м в поперечнике. Однако преобладающий размер обломков 5—10 см. Реже встречаются сбломки ноздреватых известняков, песчаников и сланцев. Цементом брекчий служит песчано-глинистый материал с примесью пирокластического. Максимальная мощность брекчий в северо-восточной

Таблица 23

Химический состав обломков андезитов из агломератовых туфов андезитов и андезито-базальтов, вес. %

Оксид	1	2	3
SiO ₂	56,59	60,56	40,42
TiO ₂	0,61	1,11	0,81
Al ₂ O ₃	17,40	13,91	15,21
Fe ₂ O ₃	3,17	3,21	5,56
FeO	2,99	4,25	3,45
MnO	0,16	0,19	0,27
MgO	2,14	2,62	6,97
CaO	6,03	6,27	8,51
Na ₂ O	3,32	3,13	4,01
K ₂ O	1,40	1,06	1,26
P ₂ O ₅	—	0,30	0,23
SO ₃	—	0,04	1
CO ₂	5,51	0,05	5,94
H ₂ O ⁺			
H ₂ O ⁻	1,08	2,03	4,83
Сумма	100,40	100,40	99,89

Примечания. 1 — андезито-базальт Сердоликовой бухты. По Ф. Ю. Левинсону-Лессингу и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1933); 2 — андезит из бомбового туфа Сердоликовой бухты. Аналитическая лаборатория Львовского университета; 3 — сплитовая бомба Кок-Кая. Аналитик Л. Н. Васильева, Институт минеральных ресурсов

части хребта до 50 м, к юго-западу она уменьшается и в средней части Кок-Кая эти породы выклиниваются. По данным В. И. Лебединского и А. И. Шалимова (1967), седиментационная брекчия Кара-Дага представляет собой ископаемый лахар.

Агломератовые туфы андезитов и андезито-базальтов встречаются редко в виде протяженных линз мощностью в 20—25 м в разных участках Берегового хребта. Для них характерна буровато-коричневая окраска, резко отличающаяся от грязно-зеленоватой туфобрекчий кератофиров. Агломератовые туфы состоят из обломков андезитов и андезито-базальтов, связанных постепенными переходами с обломочками цементирующей массы. Обломки резко преобладают над цементом, их размер 10—20 см, форма неправильная угловатая. Иногда ограничения обломков срезают концентрические зоны пор и миндалин. В туфах Магнитного хребта встречаются вулканические шарообразные бомбы со сплошной зоной закалки и концентрическими зонами пор, повторяющими контур поверхности.

Андезиты и андезито-базальты обломков в туфах по химическому составу (табл. 23) отличаются от соответствующих пород лавовых потоков.

Бомбовые туфы распространены ограниченно. Типичные бомбовые туфы участвуют в строении вершины Трон и от нее протягиваются по морскому склону Карагача в восточном направлении, выклиниваясь вблизи Разбойничьей бухты. Встречаются также в северной оконечности Кок-Кая и в некоторых других местах. Бомбы сравнительно небольшие (чаще всего по длинной оси 10—40 см). Постепенно уменьшаясь в размерах, они переходят в лапилли. Состав бомб и лапилли преимущественно эпиандезитовый, нередко спилитовый, редко базальтовый и андезитовый. Цемент бомбовых туфов по составу и структуре отвечает литокластическому туфу кератофигов.

Трассы Кара-Дага представляют собой крепкие зеленоватые литоидные и брекчиевидные породы. Они образуют значительную часть Святой горы и маломощные линзы в лаво-пирокластической толще Малого Кара-Дага.

Первые исследователи Кара-Дага (Лягорио, 1887; Прозоровский-Голицын, 1892) рассматривали трассы как пирокластические породы. Затем Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отнес их к лавам особого рода, образовавшимся при внедрении полутвердой массы, которая по краям дробилась и тотчас цементировалась тем же материалом. Согласно этому представлению, трассы рассматриваются как лавовые брекчии.

Геологические данные и петрографическое изучение приводит к выводу, что трассы — это своеобразные пирокластические породы типа сваренных туфов. Они состоят из мелких обломков разного размера, различающихся по структуре основной массы. Кусочки тесно примыкают друг к другу. Полное отсутствие связующей массы наряду с очень прочным соединением отдельных обломков показывает, что они накапливались в пластичном состоянии и сразу же сваривались.

Следует отметить, что представление о трассах как сваренных туфах подтверждается и характеристикой их Ф. И. Левинсоном-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1933): «...они принадлежат в общем к той своеобразной группе эффузивных образований, промежуточных между лавами и туфами, которые описаны в литературе под названием пиперно, туфовых лав и т. п.»

Мы оставляем наименование трасс как прочно укоренившееся для общего обозначения сваренных туфов Кара-Дага. Главными представителями их являются сваренные витрокластические туфы, туфобрекчии и туфы плагиолипаритов. В них микроскопически хорошо выражено обломочное строение. Своеобразная окраска изменяется от голубовато- до грязно-зеленой. Обломки угловатые, поперечник в туфах от 1—1,5 до 5—10 мм, в туфобрекчиях достигает 10—15 см. Они представлены преимущественно плагиолипаритами, микроклиновым плагиоклазом, редко эпиандезитами, кератофирами и другими породами. Под микроскопом великолепно видна спайка обломков без какого-либо цемента.

В плагиолипаритах вкрапленников мало, представлены они совершенно свежим структурно неупорядоченным андезитом и бурой роговой обманкой. Константы последней: $2V = 75^\circ$, $cn_g = 16^\circ$, $n_p = 1,653$; $n_g = 1,671$. Плеохроизм умеренный; окраска по n_p бурая, с зеленым оттенком, по n_m — зеленовато-бурая; по n_g — зеленовато-бурая, чуть темнее.

Таблица 24

Химический состав трассов Кара-Дага, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	70,22	71,11	72,24	72,50	72,88	73,39	69,33
TiO ₂	0,14	—	—	—	—	0,10	0,30
Al ₂ O ₃	11,06	10,36	8,83	8,50	8,57	9,91	15,01
Fe ₂ O ₃	0,60	0,84	0,24	0,03	0,86	0,20	1,24
FeO	0,36	—	1,58	1,77	—	0,29	2,06
MnO	0,01	—	0,04	0,02	—	0,02	0,06
MgO	0,37	0,30	0,34	0,20	0,26	0,15	0,28
CaO	1,60	1,65	2,70	2,60	2,75	1,75	2,32
Na ₂ O	3,88	3,56	2,63	2,88	1,84	3,06	4,73
K ₂ O	1,39	1,24	3,13	4,22	2,49	0,98	3,79
P ₂ O ₅	—	—	0,03	0,03	—	—	0,16
SO ₃	—	—	0,02	0,05	0,08	Cl 0,11	0,16
CO ₂	—	7,12	0,59	0,51	—	—	—
H ₂ O ⁺	5,62	—	3,50	4,62	—	—	0,31
H ₂ O ⁻	4,90	3,80	2,89	2,37	—	—	0,16
С у м м а	100,15	99,98	98,76	99,71	99,52	100,38	100,21

Примечание. 1 — верхняя часть Святой горы, по А. К. Маркову; 2 — восточный склон Святой горы, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой; трассы с карьера Святой горы; 3 — крупнобрекчиевидный, 4 — мелкобрекчиевидный (3,4 — аналитик В. А. Никуллина, Институт минеральных ресурсов); 5, 6 — по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой; 7 — обломок плагиолипарита из трасса в западной части Святой горы. Аналитик Б. В. Мирская, Институт геологических наук АН УССР.

Особенности химизма трассов состоят в высоком содержании SiO₂ и воды (до 10,4%) и низком Al₂O₃ и суммы щелочей (табл. 24). Большое количество воды, по мнению Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, обусловлено значительным количеством вулканического стекла и наличием опала. По высокому содержанию SiO₂ трассы могут рассматриваться как производные липаритовой лавы.

Пирокластические породы также широко распространены в западной части Южного берега от Кастрополя до пос. Фороса. Вулканогенная толща находится здесь в сложных тектонических соотношениях с вмещающими породами таврической серии, нижней и средней юры. Контакты, как правило, тектонические. Она сложена пирокластическими и вулканическими породами среднего и основного состава, редко встречаются производные кислой лавы. Характерно резкое преобладание пирокластических пород над лавовыми, причем пирокласты представлены главным образом грубообломочными породами — агломератовыми, бомбовыми и литокластическими ту-

фами. Вулканические бомбы имеют спилитовый и кератофировый состав (табл. 25).

Ясно проявляется тенденция к постепенному возрастанию роли потоков в западном направлении. В крайней восточной точке на мысе Ифигении все 80 м видимого разреза сложены исключительно пирокластами, преимущественно литокластическим туфом спилитов и кератофиров с рассеянными в нем вулканическими бомбами

Таблица 25

Химический состав вулканических бомб района Кастрополь-Форос, вес. %

Окисел	1	2
SiO ₂	50,96	59,14
TiO ₂	0,68	0,60
Al ₂ O ₃	18,48	19,52
Fe ₂ O ₃	3,68	0,38
FeO	5,18	3,26
MnO	0,13	0,05
MgO	3,80	1,01
CaO	3,64	3,50
Na ₂ O	6,56	6,69
K ₂ O	1,04	1,91
P ₂ O ₅	0,17	0,20
S	0,57	2,12
SO ₃	0,14	0,15
CO ₂	1,82	2,34
H ₂ O +	2,69	0,21
H ₂ O ⁻	0,49	0,16
Сумма	100,03	101,24

Примечание. 1 — спилитовая бомба, мыс Ифигении; 2 — кератофировая бомба, Меласский гребень Аналитик Б. В. Мирская, Институт геологических наук АН УССР

и обломками эффузивных пород. В следующем на запад разрезе у санатория Мелас с неполной мощностью 224—248 м на разных стратиграфических уровнях залегают потоки спилитов, альбитизированного порфирированного диабазы и кератофира суммарной мощностью 11—12 м, т. е. на лавы приходится около 5% мощности разреза. Западнее, между пос. Меласом и пос. Южным, количество и мощность лавовых потоков возрастают до преобладания над пирокластами (в разрезе мощностью 121 м на лавы приходится 74 м, т. е. около 60%). Еще западнее, между поселками Южным и Форос роль лав несколько уменьшается; в разрезе вулканогенной толщи мощностью 140 м лавы составляют 61 м, т. е. около 44%. В районе между Форосом и мысом Айя вулканогенная толща постепенно выклинивается.

Из приведенных данных видно, что для вулканогенной толщи района Кастрополь — Форос характерно изменчивое соотношение между пирокластическим и лавовым материалом. Эта особенность отчасти объясняется неполнотой отдельных разрезов (в большинстве случаев подошва вулканогенной толщи не видна). Однако главная причина неустойчивости разреза обусловлена фациальными изменениями вулканогенной толщи. В окрестностях пос. Меласа вулканогенная толща мощнее всего, в ней грубообломочного пирокластического материала больше, чем в любом другом участке. По всей видимости, здесь находится фрагмент центральной части вулканической постройки.

Для вулканогенной толщи характерно блоковое строение, прекрасно видимое с моря (рис. 38). Прослеживается много вертикаль-

ных и крутопадающих разрывов, в основном поперечных к простиранию вулканогенной толщи. Амплитуда перемещений измеряется первыми десятками метров. В исключительных случаях она больше, что приводит к появлению поперечных к береговой линии гребней, из которых самый характерный — Меласский гребень.

Среднеюрский вулканизм по сравнению с раннеюрским и поздне-триасовым был более мощным и проявился во многих местах Крымской геосинклинали. Вулканогенные толщи находятся на крыльях всех крупных антиклинальных структур. Вулканическая деятельность была преимущественно эксплозивной.

Продуктом среднеюрского вулканизма является хорошо развитая спилито-кератофировая формация. Ее образование проходило на дне моря, в отдельные моменты в наземных условиях. Об этом свидетельствуют порфирокластические туфы, трассы и потоки лав сложного строения, изливавшиеся на рыхлые осадки в прибрежной зоне (Лебединский, 1962).

Пирокластические породы в меловых отложениях окрестностей Балаклавы, ныне относимых к альбским, впервые установил В. В. Аршинов в начале текущего столетия. В дальнейшем их изучали В. И. Лучицкий (1939) и А. Ф. Слудский (1953). Они подтвердили пирокластическую природу этих пород и более правильно определили их стратиграфическое положение, отнеся формирование туфов и родственных им пород к позднему мелу. Позже В. И. Лебединский и Т. И. Добровольская (1961) установили более широкое распространение этих образований не только в Горном Крыму, но и в равнинной части Крымского п-ва.

Некоторые новые сведения о меловых пирокластах содержатся в последующих публикациях А. А. Шаля (1963), В. Г. Бондаренко, М. Я. Апостоловой и др. (1967).

Иной взгляд на природу балаклавских пород высказал М. В. Муратов (1949, 1960). По его мнению, это нормально-осадочные образования, возникшие в результате перемыва и переотложения пород.

В Горном Крыму раннемеловой вулканизм проявился в образовании пирокластов, которые составляют слои и линзы в толще осадочных пород альбского яруса. Наиболее показательны альбские отложения пирокластов в окрестностях г. Балаклавы. Здесь на глины нижнего альба, а в некоторых местах на абрадированную поверхность титонских известняков налегает пачка, состоящая из чередующихся пластов кристаллолитокластических и витрокластических

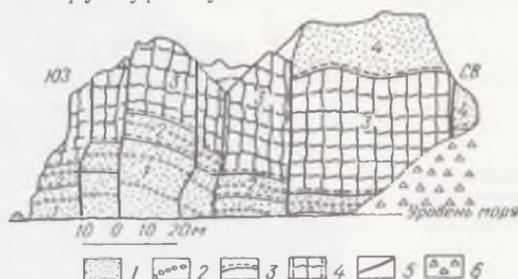


Рис. 38. Сбросы в береговых обрывах мыса Ифигении, по А. И. Шалимову (1960):

1 — лапиллиевые туфы; 2 — горизонты вулканических бомб; 3 — литокластические туфы; 4 — лапиллиевые туфы с одиночными обломками и глыбами вулканических пород; 5 — сбросы; 6 — делювий; цифры на рисунке — номера пачек разреза.

туфов, туффитов и туфогенных песчаников с подчиненными пластами нормально-осадочных алевритов и глин. В туфах изредка встречаются лапилли андезитового состава. Мощность пирокластической толщи 80—100 м.

Выше залегают черные песчанистые глины с руководящими ископаемыми верхнего альба, сменяющиеся грубозернистыми песчаниками и гравелитами сеноманского яруса.



Рис. 39. Выделенные из балаклавского туфа кристаллы плагиоклаза, авгита и роговой обманки под бинокуляром, $\times 25$.

В альбских туфах, туфитах и туфогенных породах пирокластический материал четко отличается от нормальноосадочного по составу и морфологическим особенностям. Первый представлен обломками и целыми кристаллами плагиоклаза (лабрадор, реже андезин), авгита, зеленой, бурой и базальтической роговых обманок, обломками эффузивов с микролитовой и криптокристаллической структурами основной массы. Нормально-осадочный материал менее разнообразен: это кальцит, глауконит и высокодвупреломляющий слюдястый минерал на контакте между обломками эффузивных пород.

Для кристаллов плагиоклаза характерна великолепно сохранившаяся кристаллографическая форма (рис. 39), позволяющая определить грани. Так, в призматических кристаллах плагиоклаза, вытянутых по (100), хорошо развиты грани (010), (001), (201) и (110). В короткостолбчатых кристаллах авгита четко выражены грани (110), (100), (010), (001) и (102). Углы и ребра кристаллов не закруг-

лены, что свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь существенной их обработки. Часть плагиоклазов в большей или меньшей степени замещена анальцимом вплоть до полных псевдоморфоз (Гриваков и др., 1965). Роговые обманки из мелкообломочного кристаллолитокластического туфа различаются по своим оптическим свойствам (табл. 26).

Таблица 26

Оптические константы роговых обманок из нижнемеловых кристаллолитокластических туфов окрестностей Балаклавы

Минерал	$2V^\circ$	$c Ng^\circ$	n_p	n_g	Окраска
Авгит	+51 —56	46	1,688	1,713	Бесцветная
Зеленая роговая обманка	—	—	1,660— —1,662	1,678— —1,682	Np — соломенно-желтая, Nm — желтовато-зеленая, Ng — зеленая
Бурая роговая обманка	—	—	1,670	1,694	Np — соломенно-желтая, Nm — светлая буровато-коричневая, Nq — коричневая
Базальтическая роговая обманка	—86	1—2	1,669 1,673 1,684	—	Np — бледножелтая, Nm — желтовато-коричневая, Ng — темно-бурая с коричневым оттенком

Витрокристаллокластические туфы окрестностей Балаклавы имеют типичный для этих пород химический состав (табл. 27).

Другим участком развития альбской пирокластической толщи служит гора Кубалач в восточной части Предгорной гряды. На верхнеальбских темно-серых глинах залегает пачка туфогенных пород мощностью около 30 м. Она состоит из пластов туфогенных песчаников, отличающихся главным образом по зернистости. Выше лежат сеноманские песчаники и мергели. Пирокластический материал в туфогенных песчаниках составляет 20—40%, представлен кристаллами андезита и зеленой роговой обманки без следов окатывания. Наряду с микротиповыми кристаллами плагиоклаза встречаются замещенные анальцимом (Гриваков, Супрычев, 1965). Цемент песчаников глауконито-кальцитовый. В направлении от г. Балаклавы на север в пирокластических породах уменьшается количество вулканогенных минералов, и они становятся однообразными по составу. Это объясняется сортировкой пирокластического материала при переносе по воздуху, а также отсутствием признаков механической обработки вкрапленников. О наземном вулканизме свидетельствует наличие в туфах бурой и особенно базальтической роговых обманок, образующихся в лавах при соприкосновении с воздухом. По псамми-

Химический состав витрокристаллокластических туфов окрестностей Балаклавы, вес. %

Оксид	1	2	3
SiO ₂	47,98	54,19	52,37
TiO ₂	0,95	0,88	1,05
Al ₂ O ₃	16,16	16,59	17,42
Fe ₂ O ₃	5,13	6,20	6,03
FeO	1,65	1,91	2,82
MnO	0,35	0,16	0,14
MgO	3,49	2,83	3,84
CaO	13,16	8,24	6,66
Na ₂ O	1,34	2,33	5,51
K ₂ O	0,44	0,69	0,67
P ₂ O ₅	0,26	0,23	0,34
CO ₂	4,26	2,86	0,28
SO ₃	0,02	0,70	—
H ₂ O ⁺	3,93	0,72	1,85
H ₂ O ⁻	1,30	1,20	1,74
С у м м а	100,42	99,73	100,72

Примечание: 1,2 — из железнодорожной выемки. Аналитик В. А. Никулина, Институт минеральных ресурсов МГ УССР; 3 — из окрестностей города, по В. В. Аршинову (1910).

той размерности пирокластического материала в балаклавских туфах можно судить, что вулканические центры находились на южном крыле мегантиклинория Горного Крыма не более чем в 100 км южнее современной береговой линии.

Альбский вулканизм в геологической истории отвечает возникновению мегантиклинория Горного Крыма и представляет собой проявление магматизма послескладчатого этапа развития.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ РАВНИННОГО КРЫМА

Равнинный Крым является участком Скифской плиты с палеозойским складчатым основанием. Разломами на юге он отделен от мегантиклинория Горного Крыма, на севере — от древней Восточно-Европейской платформы. На этой территории выделяются Каркинитский и Сивашский грабены, Новоселовское

Симферопольское и Новоцарицинское крупные глыбовые поднятия складчатого фундамента и Тарханкутский вал глыбово-складчатого строения.

О вулканизме и пирокластических породах Равнинного Крыма стало известно только в последнее десятилетие, после того как нача-

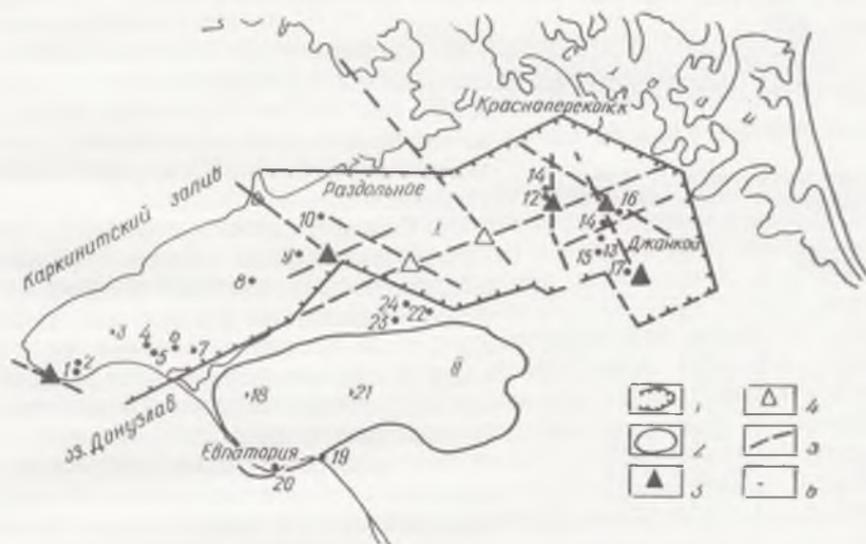


Рис. 40. Схема расположения центров мелового вулканизма в Равнинном Крыму, по Л. Г. Плахотному, М. Я. Апостоловой, В. Г. Бондаренко и В. А. Гордиевич (1971):

1 — границы Северо-Крымского грабенообразного прогиба; 2 — границы Новоселовского поднятия; 3 — установленные центры мелового вулканизма; 4 — предполагаемые центры мелового вулканизма; 5 — разрывные нарушения в меловых отложениях; 6 — скважины, вскрывшие вулканогенные образования мелового возраста. Цифрами на рисунке показаны номера скважин: 1 — Меловых-3, 4; 3 — Родниковской-2; 4—5 — Западно-Октябрьских-28,31; 6—7 — Октябрьских-7, 11; 8 — Задоренской-4; 9 — Каштановской-1; 10 — Северо-Серебрянской-1; 11—12 — Орловских-3, 4; 13—16 — Джанкойских-3, 4, 5, 15; 17 — Вишняковской-1; 18 — Крыловской-2; 19—20 — Евпаторийских-9, 10; 21 — Елизаветовской-515; 22—24 — Чапаевских-556, 559, 562.

лось систематическое глубокое бурение на нефть и газ. Вулканизм проявился в триас-юрское и в среднемеловое время. Первый изучен очень слабо, упоминание о нем есть в статье А. Г. Плахотного и В. Г. Бондаренко (1972). На Крымском п-ве интенсивный раннемезозойский магматизм проявился не только в геосинклинальной зоне горной части, но и в триас-юрских прогибах и грабенах платформы Равнинного Крыма, испытавших значительную тектоническую активизацию. В Джанкойском прогибе обнаружена толща порфиритов мощностью 35 м. На Новоселовском поднятии скв. Красновской вскрыта толща юрских порфиритов мощностью 300 м.

Первые сведения о пирокластах мелового времени содержатся в публикациях В. И. Лебединского и Т. И. Добровольской (1961), Н. И. Черняк и С. Ф. Бунич (1962) и А. А. Шала (1963). В дальнейшем существенные дополнения о меловом вулканизме Равнинного

Крыма были получены геологами треста «Крымнефтегазразведка» В. Г. Бондаренко, М. Я. Апостоловой, Л. Г. Плахотным и др.

Глубокое бурение показало, что проявления мелового вулканизма в основном находятся в северной части Равнинного Крыма в пределах Северо-Крымского грабенообразного прогиба и в Новоселовском поднятии. Меньше они распространены в Индольском прогибе (рис. 40).

По размаху вулканизма исключительное место занимает Северо-Крымский прогиб, который формировался как грабенообразная блоковая структура в раннем мелу, а затем вошел в обширную зону спокойных погружений (Плахотный, Апостолова и др., 1971).

В Северо-Крымском прогибе вулканогенные породы нередко образуют мощные линзы протяженностью несколько десятков километров среди нормально-осадочных морских отложений. Время их образования — альбконьяк включительно (Бондаренко, Апостолова и др., 1967). В нижних частях разреза преобладают лавы, в верхней — пирокластические породы андезитового и андезито-дацитового состава. Мощность пачек пирокластов измеряется многими десятками метров, а в районе с. Мелового литокристаллокластические туфы с лапиллями и потоками андезитов слагают толщу мощностью 310 м.

Мощная вулканогенно-осадочная толща вскрыта скважинами у с. Каштановки (Плахотный, Апостолова и др., 1971). В нижней части (3480 —

3690 м) залегают нижнеальбские порфириты. Выше располагаются алевролиты и аргиллиты с тонкими слоями туффитов, над ними лежит мощная пачка (3055—3296) литокристаллокластических и кристаллолитокластических андезитовых туфов. Пирокластический материал сравнительно хорошо отсортирован. Венчает разрез (2875—3055 м) мощная пачка туфов с прослоями лав и туфолов порфиритов. Туфы мелко-, средне- и крупнообломочные, лапиллевые. Пирокластический материал плохо отсортирован, изменен вторичными процессами, окрашен в зеленовато-серые, фиолетовые и бурые тона.

О пирокластических породах Северо-Крымского грабена можно судить по туфогенному аргиллиту из скв. 38 на Тарханкутском п-ве. Порода состоит из преобладающего глинистого цемента и рассеянных в нем обломков и целых кристаллов свежего андезина (№ 35—40).

Таблица 28

Химический состав туфов
Октябрьской площади, гс. %

Окисл	1	2	3
SiO ₂	34,61	51,93	50,10
TiO ₂	0,42	0,35	0,37
Fe ₂ O ₃	1,36	1,15	1,39
FeO	1,23	1,77	2,08
MnO	0,31	0,06	0,08
MgO	1,10	0,83	1,29
CaO	24,10	11,63	12,05
Na ₂ O	2,32	3,42	3,60
K ₂ O	0,51	0,40	0,32
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,18
CO ₂	17,87	6,17	8,14
S	0,41	0,33	0,76
H ₂ O ⁺	1,00	1,54	1,52
H ₂ O ⁻	0,70	1,35	0,49

Примечание: Скважина 1 — Р: 1 — верхняя часть интервала 2370—2373 м; 2 — нижняя часть интервала 2370—2373; 3 — интервал 2421—2424 м

Изредка встречаются обломки плохо раскристаллизованной основной массы эффузивов микролитовой структуры. Обломки и целые кристаллы плагиноклаза неодинаковы по размерам и форме. Длина самых крупных до 1 мм, они правильной формы, реже концевые части кристаллов обломаны. Крупные кристаллы постепенно переходят в мелкие (до 0,05—0,1 мм). При этом довольно быстро теряются кристаллографические очертания; в зернах размером 0,3—0,4 мм они не улавливаются.

По данным Н. И. Черняк и С. Ф. Бунич, туфы Октябрьской площади (табл. 28) характеризуются очень высоким содержанием CO_2 (до 17,87%) и CaO (до 24,10%), что свидетельствует о существенном содержании в породах кальцита. С этим связано пониженное количество SiO_2 (до 34,61%).

На Новоселицком поднятии в том же стратиграфическом интервале широко распространены вулканогенные, в том числе и пирокластические породы. В отличие от Северо-Крымского грабенообразного прогиба они не образуют мощных толщ, а залегают отдельными пластами или пачками. Пирокластические породы представлены преимущественно серыми и зеленовато-серыми туффитами, реже туфами, туфоалевролитами и туфоаргиллитами. Наряду с ними встречаются и вулканомиктовые песчаники, образовавшиеся в результате переотложения пирокластического материала. Любопытны туфогенные пелитоморфные известняки глауконитового состава с большим количеством раковин фораминифер, обломков и целых кристаллов андезина (№ 42—45) и редко встречающимися кварцевыми песчаниками.

Меловая, существенно пирокластическая, толща Равнинного Крыма приурочена к нижней части собственно платформенного чехла. Ее образование связано с интенсивным опусканием и блоковым дроблением фундамента Скифской платформы по крупным разломам. Активизация тектонических движений, сопровождавшаяся вулканизмом при большой роли эксплозий, началась в аптское время и продолжалась то усиливаясь, то ослабляясь, по коньякский век включительно. Геологи «Крымнефтегазразведки» (Плахотный, Апостолова и др., 1971) верхнюю возрастную границу вулканизма ограничивают туронским веком. Но едва ли это так, поскольку в разрезе Чапаевской скважины прослой пирокластических пород залегают не только среди туронских, но и коньякских известняков и мергелей (Бондаренко, Апостолова и др., 1967). К тому же в Горном Крыму значительная часть туфогенно-осадочных бентонитовых глин имеет коньякский возраст. Источником для этих глин была пирокластика вулканов Горного и Равнинного Крыма.

Извержения вулканов мелового периода происходили под водой, и пирокластический материал разносился течениями на большое расстояние. Иногда возникали вулканические острова, и заключительные извержения происходили в наземной обстановке.

Главные центры вулканической деятельности приурочены к Северо-Крымскому грабенообразному прогибу. Они достоверно уста-

новлены юго-западнее с. Мелового у современной береговой линии Тарханкутского п-ва, вблизи с. Каштановки, юго-восточнее с. Орловского, северо-западнее г. Джанкоя и у с. Вишняковки. По интенсивным магнитным аномалиям предполагаются вулканические центры у сел Первомайского и Привольного (см. рис. 40). Меловая вулканическая толща Равнинного Крыма по всем основным показателям сходна с андезитовой формацией Горного Крыма.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

До недавнего времени Днепровско-Донецкую впадину рассматривали как область, в которой магматические проявления были крайне незначительны. Однако накопление фактического материала показало, что в начальный период своего развития впадина была типичной вулканической областью.

Вулканическая деятельность здесь связана с заложением региональных глубинных разломов, ограничивающих впадину и соответствует раннефранскому времени (D_3). По данным А. Д. Бритченко, в северной прибортовой зоне Черниговского выступа, в скв. Грибово-Рудня-6 и Городище-500 встречаются вулканогенные образования в пярнусско-наровских отложениях эйфеля. В скв. Грибово-Рудня-6 это туфы, в Городище-500 — лампрофиры сиенитового ряда, базальтовые порфириды. Из-за маломощности пярнусско-наровских слоев и недостаточности фаунистической охарактеризованности среднедевонский вулканизм нельзя считать достоверно установленным, хотя, учитывая общие тектонические условия того времени, он возможен.

Затухание вулканических процессов впадины приходится на конец позднего девона. С. С. Восанчук и др. (1972) в скв. 23-р Остапьевско-Белоцерковского выступа обнаружили прослой туфогенных пород базальтового состава в отложениях верхнебашкирского горизонта карбона. Не исключена возможность, что это вулканогенно-терригенные породы, которые из-за их замещенности трудно отличить от туфов, образовавшиеся в результате размыва и переотложения девонской вулканогенной формации, широко развитой на данном выступе. Во всяком случае, прямых доказательств вулканизма в последевонское время в Днепровско-Донецкой впадине нет. Следовательно, проявления вулканизма здесь ограничиваются поздним девоном.

Характер вулканизма того времени был однотипен для всей Припятско-Днепровско-Донецкой области. В различных зонах Днепровско-Донецкой впадины (юго-западной части Донбасса, Остапьевско-Белоцерковском, Черниговско-Брагинском выступах, северной и южной прибортовых зонах) накопились мощные вулканогенные толщи, достигающие подчас 1000—2700 м.

По стратиграфическому положению можно выделить две эффузивно-пирокластические толщи, от вечающие двум главным циклам вул-

канической деятельности: нижнюю (франскую) и верхнюю (фаменскую). Если проследить распространение этих толщ в пространстве и времени, то выясняется, что положение их в разрезе несколько меняется в различных зонах впадины (рис. 41). Так, в юго-западной зоне Донбасса известна только эффузивная толща, образовавшаяся на границе D_2 — D_3 (Гоньшакова и др., 1968; Бутурлинов, Скаржинский, 1970; Ляшкевич, 1971). Верхняя эффузивная толща либо вовсе не проявилась, либо была размыта, либо выразилась в плутонической фазе щелочных нефелиновых пород, которые внедрили чуть позже главной массы эффузивов антон-тарамской свиты. В южной зоне Донбасса была еще одна вспышка вулканизма в пермотриасе в связи с геосинклинальным этапом развития этой области. Она проявилась андезитовыми лавами и дайками сиенитовых пород.

В центральной части Днепровско-Донецкой впадины развита только эффузивно-пирокластическая толща. Верхняя, очевидно, размыта, так как все известные разрезы девона этой зоны заканчиваются калайдинцевской свитой нижнего фамена (Пистрак, Пашкевич, 1972). Формирование нижней эффузивно-пирокластической толщи Остапьевско-Белоцерковского выступа сопоставляется со временем образования семилукского и даже щигровского горизонтов (Волошина и др., 1971; Пистрак и др., 1973). Основное накопление эффузивно-пирокластических толщ заканчивается до отложения нижней соленосной толщи, однако вулканические процессы на этом не останавливаются и в евлано-ливенской соли верхнего франка, а также в колайдинцевской свите нижнего фамена встречаются прослой базальтовых туфов и дайки диабазов.

Наиболее активной вулканической областью была северо-западная часть впадины, где накопились как нижняя, так и верхняя эффузивно-пирокластические толщи. Первые следы вулканической деятельности здесь зафиксированы в среднем девоне, однако мощные извержения эффузивов и туфов произошли в позднефранское время, начиная с алатырского горизонта, и продолжались на протяжении всего франского времени. Затем после временного затишья в позднефранское и раннефаменское время, когда отлагались лишь незначительные по мощности прослой туфов, вулканизм с новой силой возобновился в позднем фамене, что и обусловило накопление верхней эффузивной толщи. Следует отметить, что на некоторых площадях (скв. Ладинка-231, Анисово-207) шло непрерывное накопление эффузивно-пирокластических толщ в течение позднефранского — позднефаменского времени.

В Припятской впадине вулканические образования развиты в восточной части и теснейшим образом связаны с вулканизмом северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. В Припятской впадине также выделяются две эффузивно-пирокластические толщи. Накопление нижней отвечает воронежско-евлановскому горизонту, верхней — елецкому, причем в нижней толще отмечены главным образом туфы, а в верхней — туфобрекчии и лавы значительной мощности (Махнач, Корзун, 1964; Корзун, 1970).

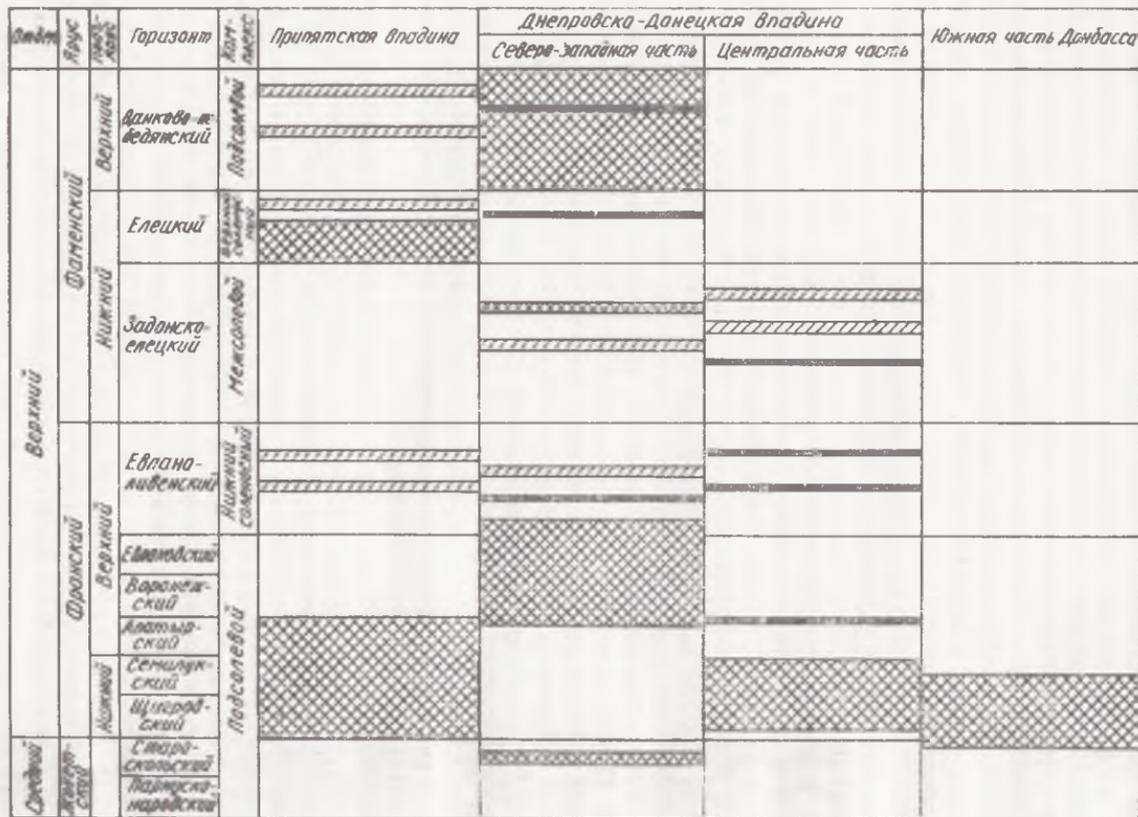


Рис. 41. Схема распространения эффузивно-пирокластических толщ в девонских разрезах Припятско-Днепро-Донецкой впадины:

1 — эффузивно-пирокластические породы; 2 — прослои туфов; 3 — дайки диабазов.



Итак, практически во всем разрезе верхнего девона впадины встречаются вулканогенные толщи и прослои. Это говорит о том, что вулканическая деятельность не прекращалась в течение всего девонского времени, она лишь временно затухала в одних зонах, вспыхивая в других, так что в целом впадина была активной вулканической областью.

Нижняя эффузивно-пирокластическая толща франского времени широко распространена на площади региона (рис. 42). Она вскрыта в восточной части Припятской впадины (скв. Стреличево-2р, Шарпиловка-1, Васильевская-1, Речица-1р); на северо-западе Днепровско-донецкой впадины (скв. Грибово-Рудня-217, Репки-219, Пакуль-227, ЧОС-1, Гуньки-218, Ведильцы-1,3); в центральной части Черниговского выступа (скв. Ладинка-231, Анисово-207, Вертиевка-6); вдоль северной прибортовой зоны (скв. Березная-205, Брусиллов-2, Максаки-5, Берестовец-222, Новотроицкая, Синевская структуры и др.); вдоль южной прибортовой зоны (скв. Монастырище-19, Леляки-500, Белоцерковская-231, 232, Великобогачанская и др.); в юго-западной части Донбасса (с. Новотроицкое, Покрово-Киреево). Кроме того, учтены и нанесены на карту солянокупольные структуры, в кепроках которых встречены обломки диабазов, так как наличие диабазов во вторичном залегании в кепроках служит прямым признаком развития вулканогенных пород на глубине.

Мощность нижней толщи вулканогенных пород 100—900, в среднем 300 м. Она сложена различными производными базальтоидной и щелочно-ультраосновной магм с явным преобладанием кластолав и туфов. В Припятской впадине она выражена главным образом туфами трахиандезитов, трахибазальтов, поступавших, вероятно, с Днепровско-Донецкой впадины, так как чем ближе к ней, тем мощнее прослои туфов и крупнее пирокластита (Махнач и др., 1966).

Площадное развитие верхней эффузивно-пирокластической толщи (фамен) ограничено в основном северо-западной частью Днепровско-Донецкой впадины и Припятской (скв. Ведильцы-1, 2, 5; Анисово-207, ЧОС-1, Ладинка-1, 231, 3; Олишевка-1, 7; Довжик-1, Ветхинская-1, Шарпиловка-1, Ястребовка-1 и др.) (рис. 43). В центральной части она известна в скв. С.-Колойдинцевская-222, Погарщинская-25, Гнединцевская-109 и других и представлена преимущественно прослоями туфов в калайдинцевской свите (задонско-елецкий горизонт). Предполагается, что верхняя толща в центральной части впадины была размыта в предкарбонный период.

В северо-западной части накоплению собственно эффузивно-пирокластической толщи верхнего фамена (данково-лебединский горизонт) предшествовали эксплозии туфов в задонско-елецких слоях: скв. Олишевка-239, Ладинка-1. Верхняя толща еще более мощная, чем нижняя, мощность ее 500—1500, в среднем 600 м. Она сложена преимущественно базальтами и их туфами, однако в разрезах много также лейкократовых дифференциатов магмы: ортофиров, кварцевых порфилов и их туфов.

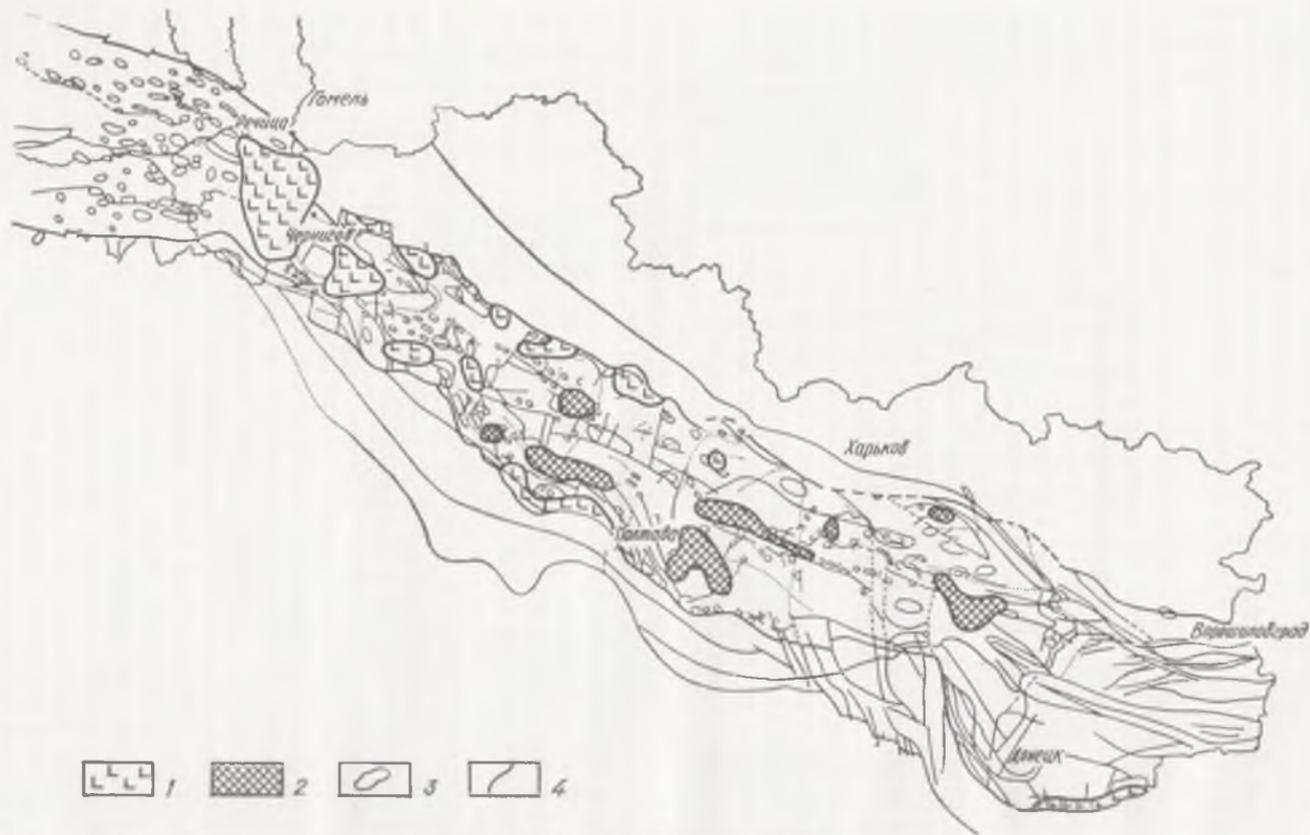


Рис. 42. Схема распространения девонской (D_{3fg}) нижней вулканогенной толщи

1 — вулканогенная толща в коренном залегании; 2 — диабазы солянокупольных структур; 3 — структуры осадочного чехла; 4 — глубинные разломы.

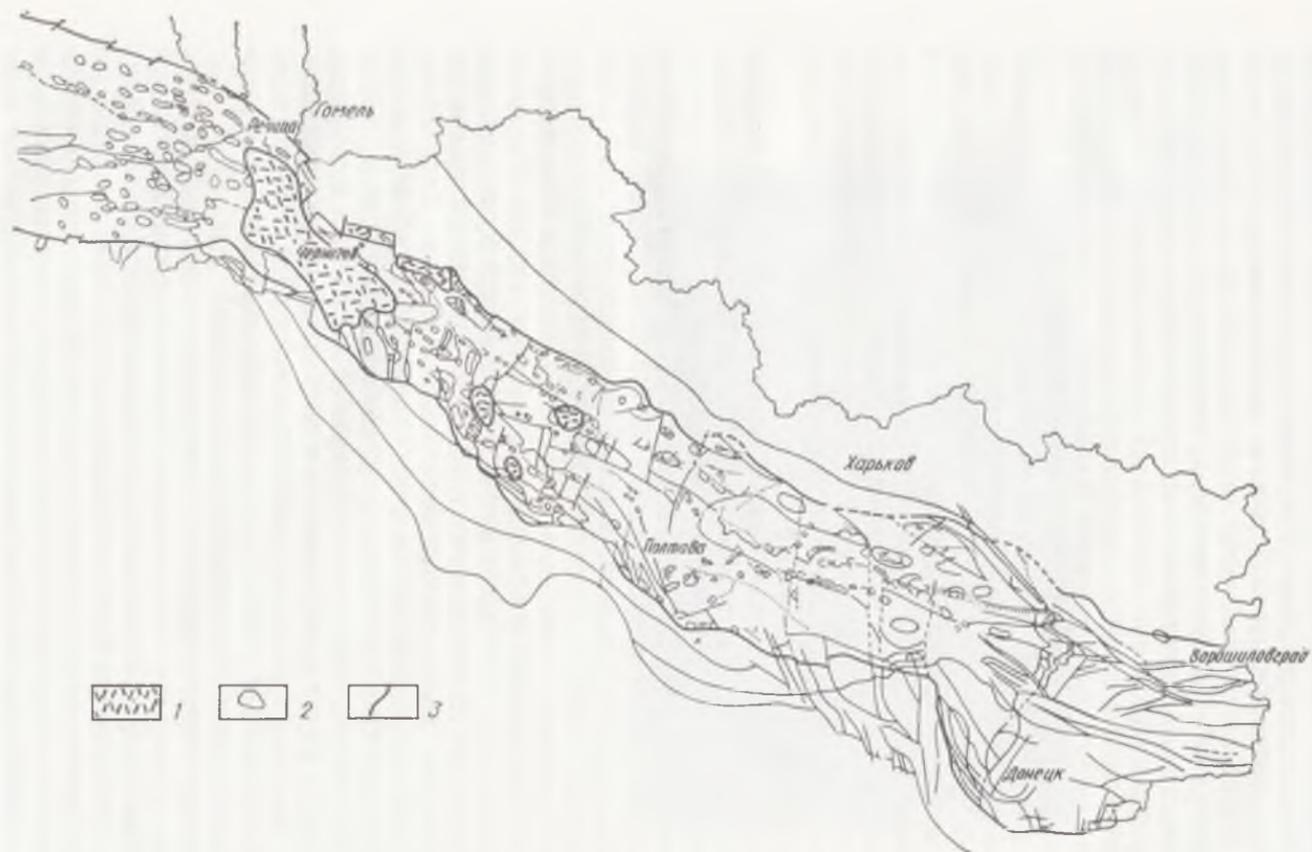


Рис. 43. Схема распространения девонской (D₃fm) верхней вулканогенной толщи:
 1 — вулканогенная толща; 2 — структуры осадочного чехла; 3 — глубинные разломы.

Общий обзор стратиграфического положения вулканогенных толщ показывает значительную их роль в девонских разрезах впадины. В целом для девонских отложений характерны большая пестрота пород, многофациальный состав, быстрое выклинивание мощностей и большое разнообразие типов разрезов. А. Д. Бритченко, Л. А. Довбуш, Л. П. Кононенко, Н. И. Фещенко для северо-западной части впадины выделяют несколько литологических типов разрезов: 1) эффузивно-карбонатно-терригенный (черниговский), в котором нет солей (скв. Анисово-207, Брусилов-2, Ладинка-231 и др.); 2) соленосно-карбонатно-терригенный (адамовский), в котором случайны прослои эффузивных пород (скв. Максаковская, Адамовская, Борковско-Лесковская, Қалайдинцевская и другие площади); 3) переходный эффузивно-соленосно-карбонатно-терригенный (ведильцевско-березнянский) характеризуется совместным нахождением как соли, так и эффузивных пород (скв. Ведильцы, Седнев и др.); 4) соленосный тип солянокупольных структур (прилукско-холмский). Закономерности пространственного размещения трех первых типов разрезов еще далеко не выяснены. Предполагается, что разрезы с большим содержанием эффузивно-пирокластических пород тяготеют к зонам глубинных разломов и выступам фундамента.

На первых этапах изучения вулканических образований, впервые вскрытых в коренном залегании скв. ЧОС-1, были детально расчленены эффузивно-пирокластические толщи по литологическим признакам (Витенко, Вульчин, 1959; Витенко, 1960). В этой скважине были выделены четыре комплекса: нижний эффузивно-осадочный, нижний эффузивно-пирокластический, верхний эффузивно-осадочный, верхний эффузивно-пирокластический. Однако по мере накопления фактического материала становилась очевидной невозможность расчленения вулканогенных разрезов. Практически каждая скважина вскрывала отличный по мощности и составу разрез вулканогенных толщ, что свидетельствовало о частой смене эксплозивных продуктов, обусловленной деятельностью отдельных вулканов. Так, толща лав и туфов мощностью 2400 м в скв. Анисово-207 по направлению к северо-западу быстро уменьшается до 500 м (Хмель и др., 1973); в скв. Ведильцы-1, 3 есть нижний и верхний эффузивные комплексы, а в соседних Ведильцы-2,5 нижний комплекс из разреза выклинивается, поэтому двухчленное деление вулканогенных пород на нижнюю и верхнюю эффузивно-пирокластические толщи отвечает двум главным периодам вулканической деятельности.

Нижняя и верхняя эффузивно-пирокластические толщи впадины сложены различными производными щелочной оливин-базальтовой и щелочно-ультраосновной магм. Микроскопические исследования выявили большое разнообразие пород, которые можно объединить в несколько петрографических групп: это прежде всего базальты различного состава, трахиандезиты, ортофиры, кварцевые порфиры и представители щелочно-ультраосновной магмы, встречаемые чаще всего в виде агломератовых туфов и вулканических брекчий: авгитов, меймечитов, анкармитов, нефелинитов, лейцититов и пр. Характер-

но широкое развитие туфов, которые в оливин-базальтовой формации составляют 70—80%, а в щелочно-ультраосновной и того более — около 90% всего объема вулканогенных толщ. Значительно распространены во впадине диабазы, долериты — гипабиссальные образования девонского магматизма.

Базальтовые туфы обычно литокластические, представлены обломками различных по структуре базальтов, сцементированных альбит-карбонатным и хлоритовым цементом. Обломки имеют неправильно-округлую, изогнутую форму, иногда напоминают закру-

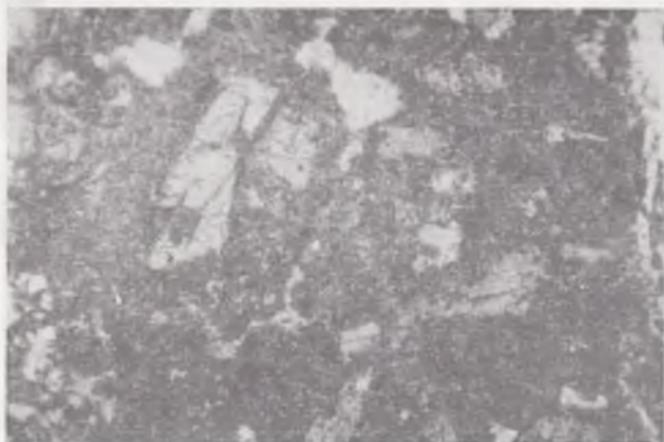


Рис. 44. Обломочный пироксен в базальтовом туфе (скв. Брусиллов-2). Николи \parallel , $\times 100$.

ченные бомбочки, реже — это осколки кристаллов пироксена, плагиоклаза, магнетита и замещенного оливина (рис. 44). Среди разновидностей базальтов, слагающих обломочную часть туфов, преобладают полнокристаллические микрофитовые разновидности, но встречаются также полустекловатые шлаковидные базальты, весьма насыщенные порами. Последние обычно выполнены хлоритом, альбитом, кальцитом, а стекло превращено в непрозрачную массу тонких слюд и гидроокислов железа. В свежих туфах пироксен представлен клинопироксеном типа авгит-диопсида ($n'_g = 1,710$; $n'_p = 1,687$ n_g — $n_p = 0,023$; $cN_g = 43—45^\circ$; $2V = + 60^\circ$). Ортопироксены не были встречены. Оливин замещен гомоосевыми псевдоморфозами хлорита или монтмориллонита. Плагиоклаз отвечает по составу андезин-лабрадору (N_2 48—52).

Базальтовые туфы подчас трудно отличить от вулканических песчаников аналогичного состава, сцементированных монтмориллонитом и карбонатом. Главное их отличие в окатанности обломков и некоторой их сортированности. Поэтому отнесение их к взрывным или терригенным образованиям всегда затруднительно.

Андезитовые туфы представляют более редкие образования литокластической псефитовой структуры. В обломках хорошо выражено

пилотакситовое, андезитовое сложение основной массы, и часто встречаются обломки плагиоклазов. Как правило, туфы сильно видоизменены, а иногда превращены во вторичные кварциты (скв. Довжик-1).

Ортофировые туфы имеют кристаллолитокластическую структуру. Их обломки состоят преимущественно из калиевого полевого шпата и представлены различными по структуре и степени разложения породами. Часть из них интенсивно замещена гидроокислами

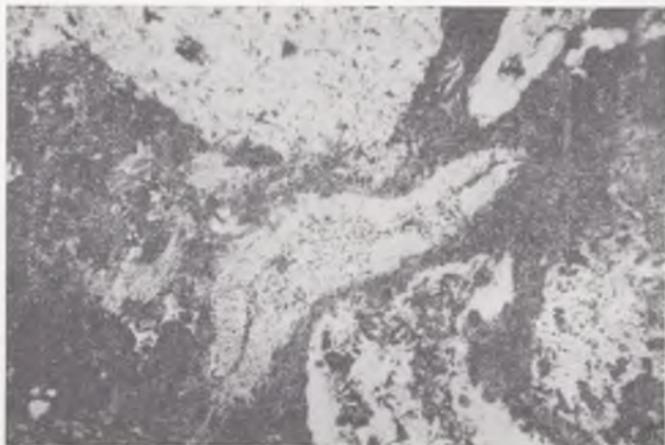


Рис. 45. Пепловая структура кварцевого порфира (скв. Ладинка-231) Николи ||, $\times 100$.

железа и имеет красно-бурый цвет, в других — отчетливо видны следы течения и характерная сферолитовая или трахитовая структура. Цементом служит каолинизированный пепловый материал, насыщенный рудной пылью.

Туфы кварцевых порфиров встречаются реже. Обычно они мелко-обломочные и пепловые (рис. 45). По структурным особенностям в обломках можно различить кварцевые порфиры с кварцем во вкрапленниках и микропойкилитом в основной массе, афировые разности, фельзиты со сферолитовой структурой, дациты, в микропойкилитовой массе которых развиты отдельные лейсты плагиоклаза. Обломки сцементированы красноватоокрашенным раскристаллизованным стеклом, иногда флюидалной текстуры.

В разрезах вулканогенного девона нередко отмечаются туфы смешанного состава, содержащие обломки кристаллов плагиоклаза, калиевого полевого шпата и пород как кислого, так и основного состава. Основные — темно-зеленые и зеленовато-серые семейства базальтовых, кислые — розоватые, соответствующие по составу кварцевым порфирам, сильно гематизированным стеклам и ортофиром с характерным трахитовым рисунком структуры. Наличие разноокрашенных обломков придает этим туфам пеструю окраску.

Среди оливин-базальтовой формации встречаются кластолавы трахибазальтов, в которых обломки принадлежат анальцимовым базальтам, гналобазальтам. В обломочной части различимы отдельные осколки моноклинного пироксена, оливина, плагиоклаза и магнетита. Кластолавы обычно более плотные, чем туфы, и более крупнообломочные (величина отдельных обломков до 10—15 см).

Большой интерес представляет формация щелочно-ультраосновных пород, которую выделили В. И. Гоньшакова в юго-западной

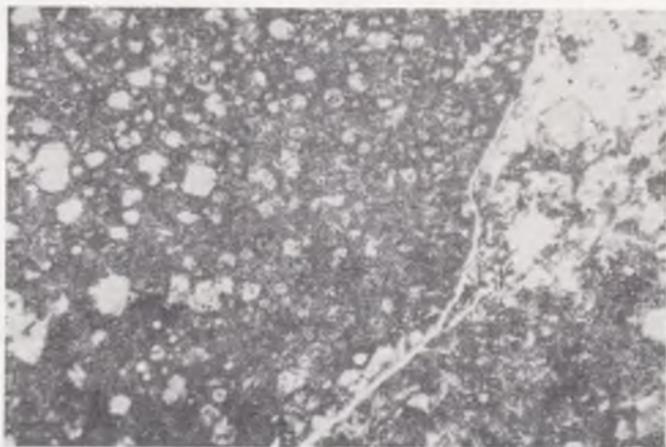


Рис. 46. Кластолава с обломками нефелинита (скв. Белоцерковская-232). Николи ||, $\times 50$.

части Донбасса, В. П. Корзун — в Припятском прогибе и З. Г. Волошина — на Остапьевско-Белоцерковском выступе. В последние годы появляются все новые сведения о развитии ее в Припятско-Днепровско-Донецкой впадине (Пятенко и др., 1967; Егоров, Карамзин, 1972). Нами она установлена в северной краевой зоне Днепровско-Донецкой впадины (скв. Берестовец-222, Брусилев-2), на Черниговском выступе (скв. Ладинка-231). Часть исследователей считают генетически связанными формации щелочно-ультраосновных пород и щелочных и оливиновых базальтов (Кузнецов, 1964; Гладких, 1971), а другие предполагают независимое происхождение первой из наиболее глубинных очагов мантии (Гоньшакова, Егоров, 1968; Шейнманн, 1968).

В Днепровско-Донецкой впадине описываемая формация представлена исключительно обломочными образованиями, очень редко лавами авгититов. Слагающие ее породы чрезвычайно разнообразны по составу и содержат фельдшпатыды. Обычно они встречаются в виде грубообломочных кластолав, в которых как обломки, так и цементирующая масса сложена лавами щелочного, щелочно-ультраосновного и щелочно-основного состава (рис. 46). Породы всегда в той или иной мере замещены вторичными продуктами. Среди обломков определены

Химический состав пирокластических пород Днепровско — Донецкой впадины, вес.

Окисел	1	2	3	4	5
SiO ₂	42,43	43,27	37,54	43,52	41,66
TiO ₂	2,20	2,60	1,47	1,02	1,87
Al ₂ O ₃	7,72	13,93	13,90	17,50	14,04
Fe ₂ O ₃	13,82	8,35	1,64	9,16	9,06
FeO	3,78	5,96	6,89	4,83	4,74
MnO	0,30	0,42	0,18	0,46	0,29
CaO	5,02	4,71	9,69	9,43	10,02
MgO	11,79	6,88	4,28	4,29	2,39
K ₂ O	2,60	2,17	1,23	1,10	2,84
N ₂ O	0,62	2,67	3,64	4,32	3,55
H ₂ O+	2,55	—	—	—	0,84
H ₂ O-	—	2,43	2,17	1,46	—
П. п. п.	5,66	3,03	2,39	2,58	2,91
CO ₂	1,45	2,21	14,04	0,44	6,20
	0,13	1,00	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,01
SO ₃	—	—	0,52	0,03	—
Сумма	100,07	99,63	99,58	100,14	100,42

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГГИ АН УССР, аналитики: 1 — туф; 3 — замещенный базальтовый туф, скв. Глинско-Розбышевская-126; 4 — пропилитизированный туф, скв. Брусилы-2; 6 — аргиллитизированный андезитовый туф, скв. Довжик-1; 7 — андезит-базальтовый туф, скв. Ладинка-3; 10 — кластолава щелочно-ультраосновного состава, скв. Белоцерковские породы, скв. Белоцерковская-231; 13 — замещенный туф анкаратритов, скв. Миргородская-238.

авгиты, меймечиты, нефелиниты, лейцититы, фонолиты, слюдяные пикриты, глубинные полнокристаллические ювиты, иолиты, мельтейгиты, карбонатиты, метаморфические породы типа эклогитов и гнейсов. В виде отдельных осколков минералов содержатся микроклинный пироксен, титано-магнетит, кальцит, редко апатит, сфен, гранат и адуляр.

Обилие петрографических разностей в составе щелочно-ультраосновных туфов и кластолав свидетельствует о значительных выбросах, приведших к их формированию. Они напоминают кимберлитовые трубки взрыва по способу своего образования. Иногда к собственно вулканическим породам в значительной мере примешиваются обломки фундамента — различные гнейсы, кальцифиры и обломки чуждых минералов, прежде всего кварца.

О химизме пирокластических пород можно судить с известной долей условности, потому что все туфы интенсивно замещены вторичными продуктами. Туфы по своему химическому составу близки соответствующим им лавам.

Химические анализы отдельных образцов туфов показывают, как и предполагалось, изменение состава в связи с сильной замещенностью пород (табл. 29). Это сказывается на увеличении количества легко летучих веществ, H₂O, CO₂, содержании FeO. Для широко распространенных базальтовых туфов характерен некоторый дефи-

%

	6	7	8	9	10	11	12	13
52,77	44,59	50,34	52,05	42,40	35,03	36,21	43,97	
1,47	1,32	0,55	0,30	3,37	3,31	3,40	3,47	
19,72	20,15	17,08	19,02	7,89	11,70	10,36	7,12	
3,08	5,06	3,72	1,34	11,23	10,90	8,38	12,94	
8,37	3,41	3,23	2,77	2,65	4,73	5,37	3,44	
0,69	0,21	0,65	0,13	0,50	0,50	0,50	0,38	
Следы	3,38	1,87	1,83	7,05	8,99	8,76	4,85	
4,02	2,85	6,01	4,22	7,73	12,25	10,59	8,53	
1,50	3,65	7,78	7,40	5,17	1,19	4,01	3,18	
0,38	4,32	3,31	4,67	1,54	1,91	1,34	2,60	
1,13	—	—	—	—	—	—	—	
—	2,71	1,65	2,36	4,46	3,33	4,54	2,60	
5,62	3,92	3,66	3,20	2,84	4,12	2,47	4,31	
0,34	3,91	—	0,78	2,23	0,82	3,39	0,80	
0,88	—	—	—	—	0,05	0,23	—	
0,04	0,13	0,16	0,04	0,43	0,35	0,78	1,24	
—	—	0,19	0,13	—	—	—	—	
100,01	99,61	100,20	100,24	99,49	99,18	100,33	99,43	

Г. И. Баранова, Ж. М. Шлаен. Скви. Борковка-10: 1 — замещенный туф основного состава; 2 — базальтовый базальтовый туф, скв. Ладинка-3; 5 — пропилитизированная кластолава анальцитимового базальтового туфа, скв. Ладинка-1; 8 — аргиллитизированный туф ортофира, скв. Олишевка-239; 9 — ортофира-232; 11 — туф ультраосновного состава, скв. Великобагачанская-7; 12 — туф щелочно-ультраос-

цит SiO_2 , повышенное содержание TiO_2 и щелочей, что характеризует ряд недосыщенных SiO_2 умеренно щелочных базальтовых пород. В андезитовых туфах эти особенности сохраняются, в ортофирах — четко выражен калиевый характер исходных лав.

Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины не имеет четкого облика ни платформенных, ни геосинклинальных формаций. С одной стороны, щелочной уклон базальтовой магмы характерен для платформ, с другой — большие мощности эффузивно-пирокластических толщ (до 2,7 км) типичны лишь для геосинклинальных условий. Вулканизм впадины связан с начальными стадиями ее формирования, когда возникли региональные разломы, отделявшие впадину и в то же время являвшиеся подводными каналами для магм. Наличие большого количества пирокластического материала в разрезах эффузивного девона и быстрая фаціальная смена пород в пространстве свидетельствует о том, что извержения, по-видимому, происходили из вулканических построек центрального типа, образующих цепочки вдоль разломов.

Изучение состава, особенностей вулканических пород, разрезов девонских отложений и масштабов вулканических процессов дает возможность сделать заключение, что вулканогенные образования впадины очень схожи с формацией рифтовых зон, в частности с вулканизмом Восточно-Африканского рифта. На фоне общего трахи-

базальтового вулканизма в некоторых местах проявился щелочно-ультраосновной магматизм с накоплением довольно мощных толщ агломератовых лав, что является специфичным для рифтовых зон.

Определение вулканизма Днепровско-Донецкой впадины как вулканизма рифтовых материковых зон имеет большое значение для дальнейших исследований не только в отношении магматических процессов, но и самой тектонической структуры впадины и возможных прогнозов полезных ископаемых, прежде всего нефти и соли, так как известно, что рифтовые зоны благоприятны для накопления месторождений нефти, газа, соли. По данным количественных спектральных анализов, установлена обогащенность пород Ti, Cu, Co, Zn, V, S. Для щелочно-ультраосновного комплекса отмечены повышенные абсолютные значения Zn, V, Co, для оливин-базальтового — Cu, Ni, Cr. В благоприятных условиях преимущественно в зонах метасоматической переработки пород можно ожидать накопления этих элементов до масштаба месторождений. Со вторичными кварцитами и пропилитами нередко связаны полиметаллы.

Зона сочленения впадины с Украинским щитом в связи с развитием в ней щелочно-ультраосновных брекчий, близких к кимберлитам (Гоньшакова и др., 1967), может считаться перспективной на алмазы. Сами базальты и диабазы, выходящие на поверхность в солянокупольных структурах, являются бутово-щебеночным материалом и сырьем для каменного литья.

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ДОНБАССА

Территория юго-западного Донбасса в структурном отношении находится в зоне сочленения приазовской части Украинского щита и складчатого Донбасса. Вулканокластические породы этого региона связаны с девонскими образованиями, которые выходят на поверхность в виде узкой полосы северо-западного простирания от с. Ново-Троицкого (на западе) и до верховьев Грузского Еланчика (на востоке). Отложения девона расчленены на три свиты: белый (николаевская), бурый (долгинская) и серый (раздольненская).

Николаевская свита нормально-осадочных пород охватывает толщу отложений, залегающих между кристаллическим фундаментом и вулканогенным комплексом. Возраст свиты — средний девон — эйфельский и низы живетского яруса (Айзенберг, Коноплина и Лагутин, 1962). Вулканогенная толща выделена в самостоятельную антон-тарамскую свиту (верхи живетского — низы франского ярусов). Анализ геотектонической позиции толщи, условий ее образования, петрографического состава и петрохимических характеристик и сходство с некоторыми вулканическими ассоциациями дал возможность однозначно определить ее как оливин-базальтовую формацию континентов (Кириченко, 1968; Лебединский, Кириченко, 1968). Она сложена чередующимися потоками эпигенетически измененных

лав основного и переходного к ультраосновному состава, перемежающихся с подчиненными им вулканокластическими породами.

Выше этой толщи залегают отложения долгинской свиты — красно-бурые и бурые крупногалечные конгломераты с галькой эффузивных пород, полимиктовые гравелиты, песчаники и сланцы. Возраст ее определяется как франкий.

Разрез девонских отложений заканчивается чередованием серых или зеленоватых аркозовых песчаников, гравелитов и глинистых сланцев, пепловых и агломератовых туфов раздольненской свиты. Возраст ее определен (Шмальгаузен, Залесский, Ищенко, 1961) как фаменский.

Среди вулканокластических пород юго-западного Донбасса согласно общепринятой «Классификации» (1960) выделены две подгруппы: лавокластические и пирокластические породы.

Лавокластические горные породы. Среди лавокластических пород уверенно выделяются брекчиевые лавы и кластолавы.

К брекчиевым лавам в соответствии с рекомендацией комиссии по составлению классификации вулканогенных обломочных горных пород отнесены обломочные горные породы лавового происхождения, в которых обломки лав сцементированы лавой того же состава и одного с ними извержения. Аналогами этих пород являются брекчии: первичные, вулканические и расщепления Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, поточные лавы С. Т. Рейнольдс и брекчии излияния А. Лакруа. К кластолавам отнесены брекчиевые лавы, в которых обломки сцементированы лавой другого состава.

Первичное брекчиевое строение, несмотря на значительное петрографическое разнообразие лав вулканогенной толщи, присуще лишь базальтам и близким к ним породам.

Брекчиевые базальты на выветрелых поверхностях естественных обнажений не отличимы от массивных разновидностей. Только при внимательном осмотре свежих сколов можно заметить первичное брекчиевое строение. Брекчиевые базальты отличаются от массивных лав того же состава световой и цветовой неоднородностью. Окраска цемента серовато-зеленая, обломков чаще всего — буро-коричневая. Контуры обломков угловатые, реже плавные, сглаженные, в поперечнике от 1,5—1,0 до 10—15 см. Содержание обломков до 20—30%.

Микроскопическое изучение шлифов брекчиевых лав выявило две характерные особенности. Это прежде всего общность петрографического состава обломков и цементирующей лавы. И первый и второй компоненты породы представлены альбитизированным базальтом с интерсертальной структурой. Единственное различие заключается в повышенном содержании рудных минералов в обломках, вследствие чего в проходящем свете они темнее цементирующей лавы (рис. 47). На контакте обломков нет новых образований, не наблюдается и оплавления. Только в небольшом количестве в местах соприкосновения видна присыпка из рудной пыли.

Обломки имеют неправильную слабоугловатую форму.

Среди брекчиевых лав выделяются автобрекчированные базальты. Они обнаружены в одной скважине по балке Цыганке. Макроскопически это плотные зеленоватые породы, в которых при тщательном осмотре различаются изометричные и слегка удлиненные обособления с поперечником 2—5 мм, почти вплотную примыкающие



Рис. 47. Брекчиевый базальт балки Цыганки под микроскопом. Николи II, $\times 40$.

друг к другу. Разделяет их светлоокрашенная цементирующая масса. Тонкими дугообразными трещинками порода разбита на участки с поперечником от нескольких десятых до 1—3 мм. Дробление происходит *in situ*. Трещинки заполнены зернышками сфена, магнетита и реже кварца. По-видимому автобрекчиевые лавы фиксируют жерла вулканов, в которых застывающая у дневной поверхности лава испытывала давление от подпирающего ее пульсировавшего столба.

Из-за плохой обнаженности вулканогенной толщи юго-западного Донбасса нельзя непосредственно наблюдать условия залегания брекчиевых лав и соотношение их с массивными разновидностями. Однако данные изучения брекчиевых лав Камчатки и Закарпатья (Малеев, 1964) дают возможность заключить, что они слагают верхние и нижние части потоков базальтовой лавы. Правда, это не объясняет разнообразия внешнего облика брекчиевых лав, что зависит от того, что многие обломки базальтов отличаются от связующей лавы только большим окислением и как следствие изменением темно-серой окраски на красную, бурую и коричневую.

Пирокластические горные породы. Они представлены туфами основного состава и в меньшей мере кислого. Туфы основного состава входят в средне-верхнедевонскую вулканогенную толщу. Они переслаиваются с потоками различных лав, широко распространены в остатках древних вулканических аппаратов (Кириченко, 1968) и составляют примерно 30% объема вулканогенной толщи.

О распространении пирокластических образований в вулканогенной толще и изменении эксплозивной деятельности в пространстве можно судить по палеовулканогической карте (рис. 48). Роль пирокластических пород видна на круговых диаграммах, иллюстрирующих состав вулканогенной толщи по разрезам. Эти данные представлены в виде формул.

Для четкого противопоставления лавово-пирокластических продуктов одного состава другому формула выражена простой дробью. Поскольку средние эффузивы (СЭ) являются крайними продуктами дифференциации, они противопоставлены основным (ОЭ) и ультраосновным (УОЭ) и вынесены в знаменатель. К ультраосновным породам условно отнесены соггендалиты, которые являются переходными к ультраосновным, и оливиновые базальты с пониженным содержанием кремнезема, что сближает их с ультраосновными породами.

В формуле также показано процентное содержание одновременно вулканическим породам пирокластического материала (П), осадочных пород (О), а также коэффициент эксплозивности (Е). Если в разрезе осадочных пород нет, коэффициент эксплозивности отвечает процентному содержанию пирокластов.

Наиболее энергичная эксплозивная деятельность происходила в районе балки Камышевахи ($E=51-65$), минимальная—в районе балки Цыганки и с. Раздольного (величины E соответственно равны 11 и 0), промежуточное положение занимает западная часть территории — окрестности с. Новотроицкого, балки Докучаевская, Антон-Тарама ($E=29-34$).

Более всего распространены глыбовые агломератовые и агломератовые туфы, реже лапиллиевые и крупнообломочные. В незначительном количестве встречаются ксенотуфы.

Макроскопически туфы основного состава представляют собой темно-зеленые или темно-лиловые плотные породы. Состоят они из обломков разных эффузивных пород размером от нескольких миллиметров до 0,5—2,0 м. Количество обломков вулканических пород непостоянно, но обычно составляет не менее 50—60% объема туфа. Обломки угловатые и округленные. Для глыбовых агломератовых туфов очень характерна несортированность материала. В них встречаются обломки размером от нескольких миллиметров до метровых глыб. В туфах развита шаровая и скорлуповатая отдельность выветривания (рис. 49).

Пирокластический материал по составу представлен обломками эпигенетически измененных оливиновых, альбитизированных и миндалекаменных базальтов, соггендалитов, базальтов, трахибазальтов

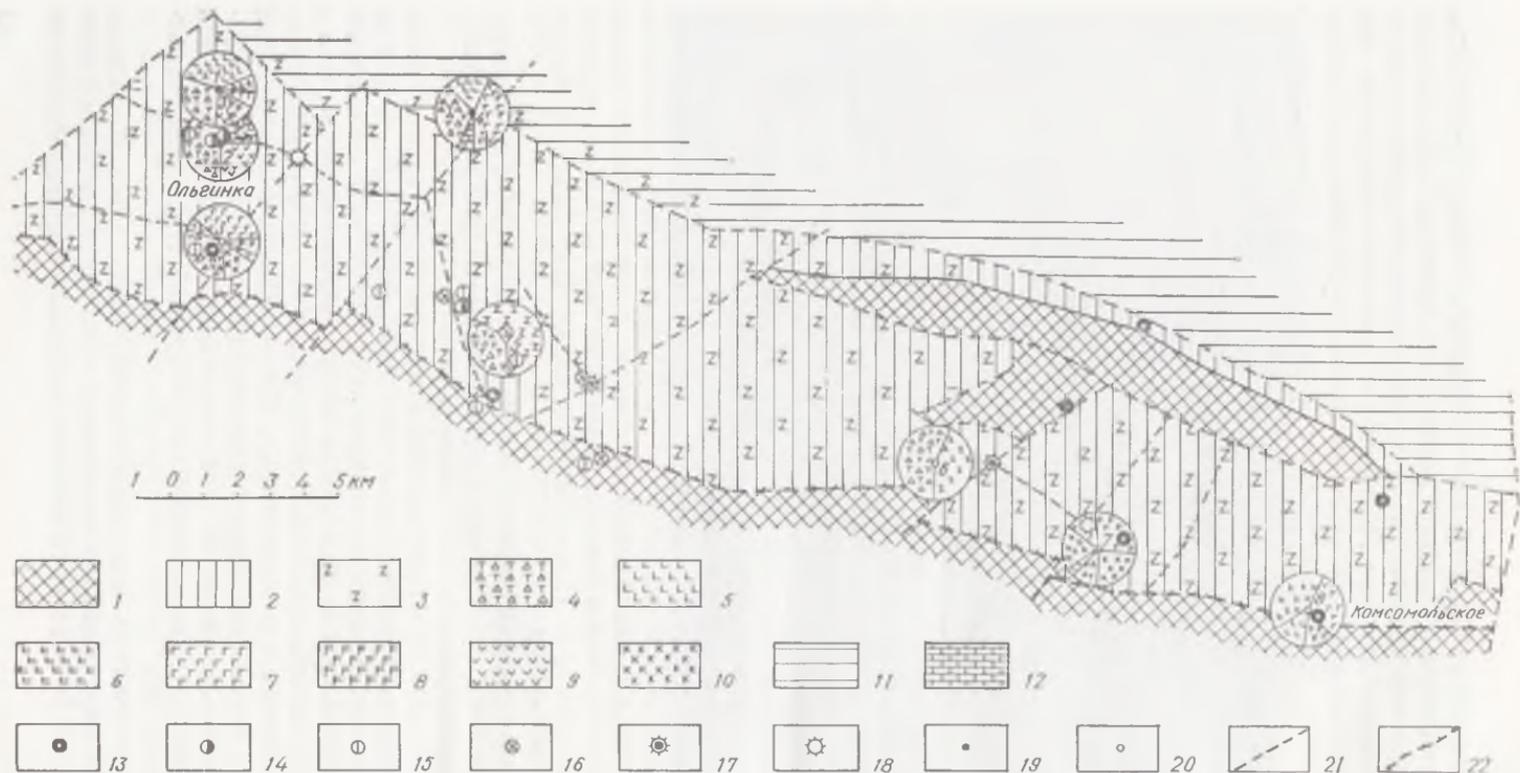


Рис. 48. Палеовулканонологическая карта юго-западного Донбасса для позднедевонской эпохи.

Области без проявлений вулканизма, область размыва 1 — повышенная, слабо расчлененная суша
 Области проявления вулканизма. Область наземного вулканизма: 2 — пониженная суша с участками лагун; 3 — лавовые поля различного состава с прослоями туфов; 4 — глыбовые агломеративные и агломеративные туфы; 6 — оливинные базальты; 7 — базальты; 8 — альбитизированные базальты; 9 — андезит-базальты; 10 — альбитизированные андезит-базальты. Область подводного вулканизма (лаво-пирокластическая толща с пачками осадочных пород): 11 — мелкое море; 12 — морские осадки (песчаники, известняки). Минеральные проявления, связанные с вулканической толщей: 13 — меди (сульфиды), 14 — железа (окислы), 15 — кобальта, 16 — никеля. Прочие обозначения: 17 — достоверно установленные вулканические аппараты; 18 — вероятные вулканические аппараты; 19 — скважины, пройденные через всю вулканическую толщу;

20 — скважины, не вышедшие из вулканической толщи; 21 — разломы; 22 — границы южного борта грабена Днепровско-Донецкой впадины. Условные формулы составов вулканической толщи по скважинам:

1. Сква. (пр. 1 — 1,330) $\frac{YO_2O_3 \cdot 0,9 \cdot \Pi_{29}}{C_{29}^2}$ E₁₉ 2. Сква. (пр. 1 — 1,96, 4) $\frac{YO_2O_3 \cdot 0,9 \cdot \Pi_{29}}{C_{29}^2}$ E₄ 3. Сква. (пр. 1 — 1,132, 8) $\frac{YO_2O_3 \cdot 0,9 \cdot \Pi_{29}}{C_{29}^2}$ E₂₀ 4. Сква. (пр. 11 — 11, 112, 8) $\frac{YO_2O_3 \cdot 0,9 \cdot \Pi_{29}}{C_{29}^2}$

УО₂O₃ · 0,9 · Π₂₉ / С₂₉² E₁₄ 5. Среднее значение E по скважинам балки Антоп-Тарам-33. 6. Среднее значение E по скважинам балки Камышевах-5б. $\frac{YO_2O_3 \cdot 0,9 \cdot \Pi_{29}}{C_{29}^2}$

7. Сква. (6. Цыганка 182,5) $\frac{YO_2O_3 \cdot 0,9 \cdot \Pi_{11}}{C_{29}^2}$ E₁₁ 8. Сква. (с. Раздольное 97,0) $\frac{YO_2O_3 \cdot 0,9 \cdot \Pi_{10}}{C_{29}^2}$ E₀

и андезито-базальтов. Обломки часто изменены — хлоритизированы, карбонатизированы и ожелезнены. Цемент туфа состоит из тончайших пепловых частиц, продуктов их изменения (хлорита, карбоната, лейкоксена) и обломков вулканических пород и минералов.

К ксенотуфам отнесены пирокластические породы, в которых в значительном количестве содержится чужеродный материал (обломки минералов и пород фундамента, стенок канала — кварц, микроклин, плагиоклаз). Ксенотуфы встречаются в основании разреза вулканогенной толщи и основании николаевской свиты.

Состав обломков эффузивов в ксенотуфах аналогичен обломкам агломератовых туфов. Обломки эффузивов часто оконтурены непрозрачной каймой, образовавшейся в результате окисления железосодержащих минералов. Порфирировидные выделения в обломках эффузивов всегда полностью замещены карбонатом, кварцем и хлоритом. Обломки кварца плохо окатаны и отсортированы. Наблюдаются следы растворения кварца (вогнутые заливообразные формы), иногда встречаются обломки раскристаллизовавшегося вулканического стекла основного состава. Связующий материал тонкообломочный, бурого цвета, малопрозрачен и сильно карбонатизирован.

Максимум вулканической деятельности приходится на границу фаменского и франского веков, но первые проявления ее были, очевидно, раньше.

Туфы трахитов широко развиты в отложениях «бурого» девона, тогда как в толще «серого» девона они имеют подчиненное значение. Н. В. Бутурлинов и др. (1959) выделяет среди них литокластические, кристаллокластические и фельзитовые туфы, связанные друг с другом постепенными переходами.

Литокластические туфы по внешнему виду представляют собой плотные породы темно-, красновато- и зеленовато-бурой окраски. Они состоят из различных по величине обломков (0,1—5 мм), представленных главным образом трахитами, реже обломками туфов, зернами калиевого полевого шпата и кварца. Обломки сцементированы девитрифицированным агрегатом тонко распыленного пирокластического материала.

Структура обломков трахитов сферолитовая, трахитовая, ортофирровая и бостонитовая. Основная масса трахитов сложена микро-

литами калиевого полевого шпата, альбита и небольшим количеством рудных зерен. Во вкрапленниках обычно встречается калиевый полевой шпат, очень редко альбит и разрушенные темноцветные минералы. По оптическим свойствам породообразующие минералы в обломках трахита не отличаются от лавовых. Кристаллы калиевого полевого шпата представлены крупными табличками размером до



Рис. 49. Глыбовый агломератовый туф, балка Василь-Тарама. Видна скорлуповатая отдельность выветривания.

1 мм или их осколками. Плагиоклаз количественно подчинен калиевому полевому шпату, состоит из полисинтетически сдвойникованных кристаллов альбита и реже олигоклаза (№ 25). Кварц образует угловатые, иногда оплавленные круглые зерна.

Кристаллокластические туфы встречаются в отложениях «бурого» и «серого» девона спорадически по всему разрезу в виде маломощных прослоев; чаще всего они приурочены к верхним частям этих свит. Макроскопически это коричневые или буровато-коричневые плотные породы. В отличие от литокластических туфов они сложены преимущественно обломками кристаллов калиевого полевого шпата и в подчиненном количестве обломками кварца и трахитов.

Фельзитовые туфы образуют невыдержанные по простиранию прослои мощностью до 2 м. Это очень плотные породы с плитчатой отдельностью, окрашенные в бурый или зеленый цвет. Под микроскопом видна фельзитовая, очень тонкоагрегатная, слабо действующая на поляризованный свет масса. Она представлена хлорито-глинисто-кремнистым веществом, в котором изредка встречаются мелкие обломки трахитов, кварца, микроклина, альбита и рудные зерна.

Туфы липаритов приурочены лишь к отложениям раздольненской свиты. Отложения эти хорошо облажены неподалеку от с. Раздоль-

ного и рудника «Дальнего». Г. А. Макухиной (1961) они изучены в балке Бузиновой и в окрестностях с. Стылы.

Образования раздольненской свиты в обнажении у рудника «Дальнего» сложены аркозовыми песчаниками и конгломератами, реже глинистыми сланцами, которые переслаиваются с пепловыми и агломератовыми туфами липаритов. Мощность прослоев туфов 2-15 м

Агломератовые туфы липаритов представляют собой пестрые породы с преобладанием зеленой окраски. Иногда в разрезе наблюдается косяя слоистость туфов, вызванная чередованием прослоев агломератовой и пепловой разновидностей. Последняя свидетельствует о формировании этих пород под влиянием временных потоков. Агломератовые туфы сложены обломками липарита, пеплового туфа липарита, ортоклаза и кварца. Размер обломков пород от сотых долей миллиметра до 7—8 см, минералов — 0,1—1,0 мм. Цемент сложен микрокристаллическим агрегатом кварца, полевого шпата, хлорита, серицита, карбоната и окислами железа.

Вкрапленники в обломках липаритов представлены обычно скелетными кристаллами кварца, реже — бипирамидальными. Основная масса имеет микрофельзитовую структуру. Обломки ортоклаза пелитизированы, вулканического стекла — хлоритизированы.

Пепловые туфы встречаются в виде прослоев и линз среди агломератовых туфов. Мощность прослоев 1,5—2,0 м. Это плотные яшмовидные породы зеленого цвета, иногда с тонкой полосчатостью. Под микроскопом обнаруживают витрокластическую структуру. В микрозернистой кремнистой основной массе видны неправильно изогнутые обломки раскристаллизованного вулканического стекла. Основная масса перекристаллизована и сложена мелкозернистым халцедоновым агрегатом с мелкими листочками хлорита, скоплениями карбоната и рудной пыли. Г. А. Макухина (1961) выделяет еще и псаммитовую разновидность туфов липаритов. Она отличается от пепловой наличием обломков зерен кварца, иногда скелетной формы, реже обломков зерен пелитизированного пеплового шпата, пеплового туфа, липаритов. Размер обломочного материала около 0,1 мм.

Агломератовые и пепловые туфы липаритов завершают вулканическую деятельность в «сером» девоне, т. е. в фаменском веке.

Роль вулканокластических пород в разрезе верхнедевонской вулканогенной толщи незначительна. Такие соотношения лавовых и пирокластических образований характерны для оливин-базальтовых формаций континентов, к которым можно отнести верхнедевонскую вулканогенную толщу юго-западного Донбасса.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОСЛЕКЕМБРИЙСКИЕ ПОРОДЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Согласно существующим тектоническим и стратиграфическим схемам (Козловская, 1965; Семененко, 1970 и др.), формирование складчатых структур Украинского щита завершилось овручско-волынской складчатостью возрастом 1200 млн. лет. В платформенный этап развития Украинский щит испытывал

неоднократное воздействие тектонических напряжений, вызывавших в нем различного рода разломы и перестройку структурного плана, которая сопровождалась глубоким раздроблением земной коры и магматическими проявлениями. Последние наиболее интенсивно выражены в пограничных областях современной горстовой структуры щита (в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах, в Приазовье) и значительно слабее в его центральной части.

До недавнего времени единственным примером палеозойских магматических проявлений на щите были вулканиты субщелочного состава в бассейне Соби. Еще в 1851 г. К. М. Феофилактос указывал на наличие в Липовецком районе Винницкой области «породы, которая макроскопически отличается от гранитов, окружающих ее». В 1872 г. он же на «Геологической карте Киевской губернии» выделяет район развития этой породы и называет ее фельзитовым порфиром. Позднее В. Я. Тарасенко (1898) приводит микроскопическую и химическую характеристики этой породы, выходы которой на дневную поверхность отмечаются в районе сел Ивановки и Лугового, относя ее к вулканическому туфу трахитового состава.

Работы последних лет различных исследователей показали, что послекембрийские магматические образования распространены на Украинском щите значительно больше, чем это считали ранее. Проведенные в западной части щита и на его склоне работы по выявлению активизированных зон разломов и вулканических аппаратов геофизическими методами в сочетании с палеовулканологическими, петрологическими, радиогеохимическими и геохронологическими исследованиями позволили получить материалы, свидетельствующие о послекембрийской тектоно-магматической активизации Украинского щита. Магматические образования послекембрийского возраста установлены в районе с. Войтовцев, у с. Печоры Тульчинского района, севернее с. Березны Тетиевского района, у сел Глыбочека, Ровного Новоукраинского района, по Первомайскому разлому, в Ровенской зоне разлома.

Характерная форма проявления палеозойского магматизма на щите — вулкано-тектонические структуры и дайкообразные субвулканические тела. Преобладающий тип вулканизма — эксплозии.

Одной из наиболее типичных и хорошо изученной геофизическими методами и глубинным бурением является Ильинецкая вулкано-структура. В плане она имеет вид «цирка» диаметром около 4,5 км и от пород кристаллического фундамента отделена системой кольцевых и полукольцевых разломов (рис. 50). Она находится в центре куполообразной изометричной структуры, ограниченной полукольцевым разломом радиусом около 15 км и расположенной в узле пересечения региональных разломов длительного развития — Звиздаль-Залеского и Хмельницкого.

Дугообразной полосой вдоль подножья бывшего вулкана располагаются выветрелые грубосортированные вулканические гравелиты и конгломераты, сформировавшиеся в результате эрозии склонов вулканической постройки. Среди них есть прослои аргилли-

тов озерно-кратерного происхождения, содержащих довольно большое количество спор и других растительных микрофоссилий. Палинологические исследования образцов таких аргиллитов, отобранных нами совместно с Г. А. Земсковым из скважин в пределах Ильинецкой палеовулканической структуры, проведены во ВСЕГЕИ (палинолог Е. М. Андреева) и в ИГН АН УССР (палинолог Л. А. Сер-

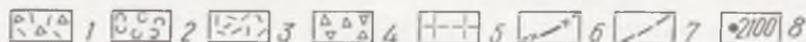
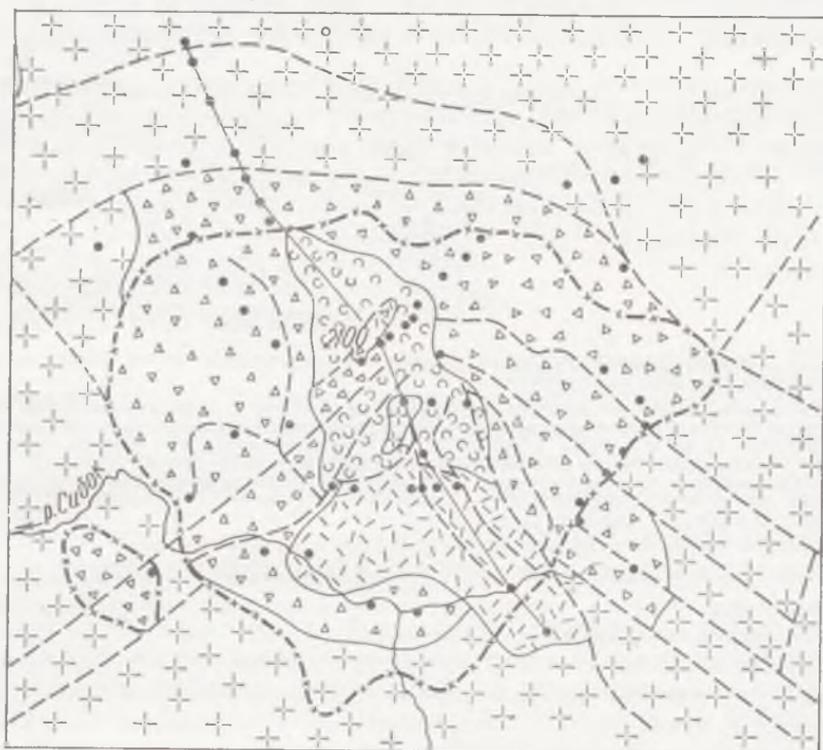


Рис. 50. Геолого-структурная карта Ильинецкого палеовулкана (составила С. С. Быстревская с использованием материалов Г. А. Земскова (1968), Г. Г. Виноградова и данных детальных геофизических и буровых работ): 1 — лавобрекчии (жерловые образования); 2 — агломеративные лито- и кристаллокластические туфы; 3 — лавы трахидацитового и трахиандеитового состава (покров); 4 — туфогенные гравелиты и вулканомиктовые конгломераты («туфобрекчии»); 5 — гранитоиды, мигматиты фундамента; 6 — граница кровли горизонта бесконечного электрического сопротивления, по данным ВЭЗ; 7 — радиальные и кольцевые разломы в пределах вулканической структуры по геологическим и геофизическим данным; 8 — скважины поисково-картировочного бурения и глубокие скважины.

гева). В образцах обнаружены споры *Leiotriletes convalatus* Andr. и *trivialis* Naum., *Azonomoletes commutatus* Tschibr. и др., свидетельствующие о девонском возрасте вмещающих их аргиллитов. Этот вывод подтверждают также обнаруженные в пробах акритархи подгрупп *Leiosphaeridia* и *Baltisphaeridium*, часто встречающиеся в девонских отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Кроме

этого, в препаратах выявлены обрывки растительных тканей, которые известны из отложений верхнего силура и нижнего девона.

Определения возраста свежих разностей эффузивов (скв. 2100, глуб. 268 м) Ильинецкой структуры, произведенные калий-аргоновым методом в лаборатории ИГФМ АН УССР (аналитик Ф. И. Котловская), показали, что он равен 450—470 млн. лет. Этот возраст для Ильинецких вулканитов может быть несколько завышен, но подтверждает принадлежность их к палеозойским образованиям.

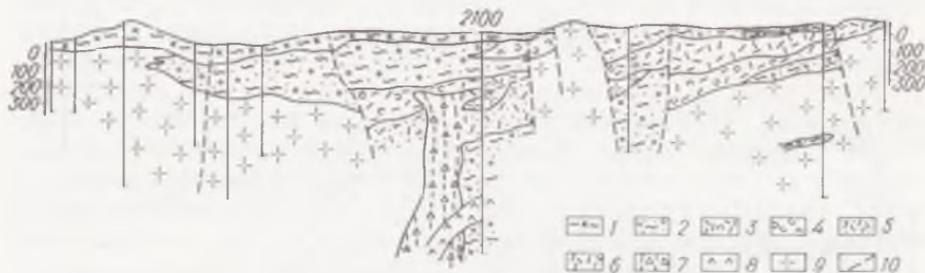


Рис. 51. Геолого-петрографический разрез по скважинам через Ильинецкую палеовулканическую структуру:

1 — каолиновая кора выветривания по туфогенным породам; 2 — вулканомиктовые конгломераты и туфогенные гравелиты; 3 — литокристаллокластические, кристалловитрокластические туфы; 4 — туфы агломератные; 5 — кластолавы; 6 — лавы (покровные тела); 7 — лапокластическая брекчия с флюидальной текстурой (некковая часть); 8 — дайкообразные тела трахиандезитовых порфиритов (субвулканическая фация); 9 — гранитоиды, мигматиты фундамента; 10 — разрывные нарушения

Таким образом, верхним возрастным пределом вулканической деятельности на щите в палеозое могла быть граница силура и девона.

Из пирокластических образований в пределах Ильинецкой структуры наиболее распространены туфогенные гравелиты и вулканомиктовые конгломераты («туфобрекчии»), мощность которых достигает 150 м в прикратерной части. На расстоянии 2 км от кратера (рис. 51) они полностью выклиниваются.

Ниже по разрезу в центральной части Ильинецкого палеовулкана залегают различные туфы. Они образуют неправильные пласто- и линзообразные тела с неровной верхней и нижней границами. Среди туфов по размеру и агрегатному состоянию обломков выделяются псаммитовые витро- и кристаллокластические туфы, средне- и крупнопсефитовые литокластические и литокристаллокластические туфы.

Под микроскопом видно, что угловатые или слабоокатанные обломки в туфах принадлежат пузырчатой лаве со стекловатой основной массой, пемзе, бурому, слегка серицитизированному стеклу; кристаллокласты представлены кварцем, бурым пелитизированным калиевым полевым шпатом, карбонатизированным плагиоклазом, свежим микроклином с отчетливым решетчатым строением, зеленовато-коричневым биотитом, серицитизированным альбитом, зернами зонального сфена и зонального циркона.

Цементирующая масса выполняет промежутки между обломками и состоит преимущественно из пеплового материала с реликтивными

рогульчатыми и серповидными формами, почти полностью замещенного опалом, халцедоном и хлоритом.

Туфы по сравнению с эффузивами более интенсивно карбонатизированы, хлоритизированы и окварцованы, особенно в тектонических зонах дробления. Такого рода измененные туфы содержат в сером шликсе барит, флюорит, пирит, халькопирит, иногда самородную медь и золото; в виде единичных знаков наблюдаются англезит, галенит и молибденит.

Акцессорные минералы туфов, как и пород собственно вулканогенных, представлены цирконом, сфеном, апатитом и пиритом.

Химический состав туфов изменяется от трахиандезитового до дацитового (в вес. %, среднее из семи анализов): SiO_2 65,10; TiO_2 0,40; Al_2O_3 15,95; Fe_2O_3 1,62; FeO 2,44; MnO 0,03; MgO 1,48; CaO 2,97; Na_2O 3,37; K_2O 3,34; P_2O_5 0,11; $\text{S}_{\text{ог}}$ 0,1; $\text{H}_2\text{O}_{\text{гигр}}$ 0,94; п. п. п. 1,58; F 0,1; Zn_2O 0,02; с у м м а 99,54.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геологическом развитии каждого геотектонического региона Украины отмечаются этапы активизации вулканической деятельности, сопровождавшейся накоплением пирокластического материала в различных наземных и морских условиях.

Наиболее древний докембрийский пирокластический материал Украинского щита обычно настолько преобразован метаморфизмом, метасоматизмом и другими эндогенными процессами, что в большинстве случаев распознается с трудом и разной достоверностью. Эти метаморфизованные и метасоматически сильно измененные пирокласты, хотя и значительно развиты среди докембрийских образований Украины, не рассматриваются, за исключением пирокластических образований Восточных Украинских Карпат. В этом регионе пирокласты, несмотря на значительные вторичные преобразования, устанавливаются с большой вероятностью.

Анализ состава, мощностей и условий размещения пирокластических пород на территории Украины дает возможность сделать вывод о том, что они образовались в результате геосинклинального, орогенного, посторогенного, платформенного вулканизма, а также типа рифтовых материковых зон: геосинклинальный — умеренно проявился в Горном Крыму (триас—юра) и Украинских Карпатах (юра — мел — палеоген); орогенный — с очень интенсивной вулканической деятельностью в неогеновое время отмечается в Закарпатском прогибе, для других регионов, в том числе Горного Крыма, характерна слабая или умеренная интенсивность этого вулканизма; платформенный (позднепротерозойского времени) — наибольшего развития достиг в пределах Восточно-Европейской платформы; рифтовый (девон) — проявился в Днепровско-Донецкой впадине, где его изучение только начинается.

Вулканизм всех отмеченных типов сопровождается выбросами пирокластического материала, накопление которого обусловлива-

лось интенсивностью и продолжительностью во времени эксплозивной деятельности вулканов (стратовулканов, туфовых вулканов и трубок взрыва).

На Восточно-Европейской платформе и позднем протерозое пирокластические породы распространены на площади, превышающей $300\ 000\ \text{км}^2$, причем здесь они образуют пласты и пакки мощностью $0,5\text{—}200\ \text{м}$ и более. Во Львовско-Волинском авлакогене эти породы занимают площадь более $1400\ \text{км}^2$. Если принять здесь среднюю мощность толщи пирокластических пород, равную $50\ \text{м}$, то общее количество извергнутого материала составит около $700\ \text{км}^3$.

Количество пирокластического материала, извергнутого в палеозое (девоне) на территории Днепровско-Донецкой впадины, площадь которой равна $40\ 000\ \text{км}^2$, составит при средней его мощности $50\ \text{м}$ около $2000\ \text{км}^3$, что соответствует примерно равной интенсивности эксплозивной деятельности в позднем протерозое. Самые значительные количества пирокластического материала характерны для Карпатского региона, где в неогене при бурной орогенной вулканической деятельности было извергнуто более $650\ \text{км}^3$ эксплозивных продуктов на площади Чоп-Мукачевской и Солотвинской впадин, равной всего $2200\ \text{км}^2$, что почти в шесть раз превышает объем выброшенного вулканического материала в позднепротерозойское (юго-западная часть Восточно-Европейской платформы) и палеозойское (Днепровско-Донецкая впадина) время на $1\ \text{км}^2$. Это подтверждает ранее сделанный вывод И. Атанасиу (1953) и В. П. Костюка (1961), что эксплозивная вулканическая деятельность в Восточных Карпатах в неогене была наиболее интенсивной из всех известных на земном шаре и по своим масштабам превышает все, что отмечалось и описано когда-либо в прошлом и в настоящее время среди этого рода вулканических явлений.

Во всех регионах наличие пирокластических продуктов указывает на возможное скопление газообразных веществ в земной коре в результате внедрения магматических расплавов. Благодаря понижению температуры и давления происходила кристаллизация расплавов и интенсивное поглощение ими воды из боковых пород. Все это создавало оптимальные условия для скопления большого количества вулканических газов, которые при внезапном резком снижении внешнего давления (преодоление груза вышележащих пород, тектонические причины) выделялись из расплавов в таком количестве и с такой скоростью и силой, что вызывало эксплозию, взрыв. При этом магматический расплав закипал и распадался на частицы, которые выбрасывались в виде фонтана быстро затвердевающих брызг и капель расплава, обломков ранее образовавшихся минералов и пород. Это и привело к накоплению пирокластического материала разной размерности — от крупных обломков до пепловых частиц. Кроме того, при взрыве формировались каналы, жерловины и трубки взрыва, которые заполнялись обломками различных пород — магматическими, вулканическими и различными боковыми породами с очень изменяющимся соотношением между собой.

Особый интерес представляют трубки взрыва, развитые на платформах разного возраста или в областях завершенной альпийской складчатости (постороженный вулканизм). Впервые трубки взрыва были установлены в Закарпатском внутреннем прогибе (Мерлич и др., 1961; Малеев, 1961, 1964), у внешнего края Выгорлат-Гутинской гряды, а именно в районе сел Оленева, Керещки и Вышкова. Здесь же в Закарпатье Б. В. Мерлич (1958) описал взрывные брекчиевые дайки, которые до этого считались тектоническими.

Трубки взрыва и взрывные брекчиевые дайки в Закарпатском прогибе связаны с постороженным (платформенным) вулканизмом, приведшим к накоплению базальтов и андезито-базальтов позднеплиоценового и раннечетвертичного времени. С этим вулканизмом, его гидротермальной стадией связано ртутное оруденение, а также образование барита.

В юго-западной части Восточно-Европейской платформы широко развит платформенный вулканизм, в результате которого образовались базальты (покровы, потоки), диабазы и габбро-диабазы (дайки, интрузивные, гипабиссальные залежи) трапповой формации и мощная толща основных пирокластических пород.

Трапповый вулканизм с преобладающим развитием пирокластического материала характеризует юго-западную часть Восточно-Европейской платформы как благоприятный регион для формирования типичных трубок взрыва. Однако значительные глубины залегания продуктов трапповой формации создают огромные трудности при обнаружении и открытии трубок взрыва, которые здесь представляют исключительное значение с точки зрения возможного открытия коренных месторождений алмазов.

В этом плане большой интерес представляет также Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс. Здесь широко развиты вулканы и пирокластические породы основного, с уклоном к щелочному составу как типичные ассоциации рифтового вулканизма (Днепровско-Донецкая впадина) и платформенного (Донбасс).

Изучение рифтового вулканизма Днепровско-Донецкой впадины имеет большое теоретическое и практическое значение, так как позволяет с новых позиций глубже осветить вулканические (в том числе магматические) и тектонические процессы и более обоснованно прогнозировать возможные промышленные концентрации многих видов полезных ископаемых (нефть, каменная и калийная соли, полиметаллы, малые, редкие и рассеянные элементы и др.).

Пирокластические породы имеют большое народно-хозяйственное значение как строительные материалы, особенно в таких регионах, как Закарпатский прогиб, Горный Крым, Донбасс и др., где они залегают на поверхности или вблизи от нее.

Закарпатский прогиб занимает первое место по количеству и качеству месторождений пирокластических пород как строительных материалов. Среди них наиболее развиты вулканические туфы, многочисленные месторождения которых сосредоточены в Ужгород-Хустской вулканической полосе шириной 15—20 км. Значительные

по запасам месторождения вулканических туфов отмечаются в Солотвинской впадине и Береговском холмогорье, где встречаются их липаритовые разновидности.

Большого внимания, по данным И. С. Солонинко (1963), заслуживают месторождения вулканических туфов Хустского района, среди которых разведаны месторождения сел Вышкога, Сокорниц, Шандорого, Данилового и др. Запасы вулканических туфов в этих месторождениях составляют 1,5—4,0—7,0 млн. м³ и имеют блочность 0,2—2,0 м³, объемный вес 1,78—2,05, пористость 22—30%, водопоглощаемость 9,0—15,0%, сопротивляемость на раздавливание 280—550,0 кг/см², коэффициент морозоустойчивости около 0,80—0,85.

В Тячевском районе Закарпатья есть крупные, но неразведанные месторождения дацитовых туфов (села Нерясница-Ганичи, Апшица, Большой Бычков, Русское Поле и др.) с повышенной сопротивляемостью на раздавливание (400—600 кг/см²).

В Береговском районе известны многие месторождения липаритовых туфов (села Доброселье, Мужнево, г. Берегово и др.) мощностью 20—50 м с крупными, но неразведанными запасами, хорошей блочностью и механической прочностью. Такого же типа месторождения обнаружены в Мукачевском и Перечинском районах (села Новоселица, Турья Пасека, Ольховцы, Быстрица, Чинадиево и др.).

Приведенные данные показывают, что вулканические туфы Закарпатского прогиба практически неисчерпаемы и могут с успехом удовлетворять хорошим природным строительным материалом не только потребности Закарпатской области, но и смежных с нею областей (Львовской, Черновицкой, Ивано-Франковской, Тернопольской и др.).

Месторождения вулканических туфов в Закарпатской области разрабатываются, как правило, мелкими карьерами, хотя многие из них пригодны для крупной механизированной добычи (Вышковское, Крайниковское, Даниловское, Сокорницкое, Мужиевское, Береговское и др.). Месторождения «мягких» (небольшая механическая прочность) туфов можно разрабатывать с помощью камнерезных машин (Рокосовские, Вышковские месторождения и др.).

Вулканические туфы Горного Крыма (Карадагский горный массив, район Балаклавы) и Донбасса также вполне пригодны для использования в качестве природных строительных материалов. Кроме того, многие вулканические туфы можно применять как активную добавку к цементу (трасс Кара-Дага, липаритовые туфы Береговского Холмогорья и др.), природные легкие заполнители бетона, а также для производства технического стекла, пеностекла и других вспученных материалов.

Вулканические туфы, особенно пепловые, развиты на огромных территориях различных регионов среди различных осадочных формаций и служат надежным критерием при их корреляции и стратиграфическом расчленении.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Д. Е., Коноплина О. Р., Лагутин П. К.* Стратиграфическое расчленение девонских отложений окраины Донбасса.— Геол. журн., 1962, т. 22, вып. 4, с. 53—57.
- Алуниты* Закарпатья. Колл. авторов. М., «Недра», 1971. 174 с.
- Аршинов В. В.* К геологии Крыма. М., Литоса, 1910. 16 с.
- Афанасьева И. М.* Петрография і вторинні зміни осадових порід Мармароської зони та зони Скель Внутрішніх Карпат. К., «Наук. думка», 1970. 170 с.
- Безр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г.* Тектонический покров горы Петрос.— Геотектоника, 1965, № 4, с. 11—15.
- Бернадська Л. Г.* Вулкани Ровенської області. К., Вид-во АН УРСР, 1958. 39 с.
- Бирюлев А. Е.* Распространенность продуктов вендского вулканизма в юго-западной части Русской платформы.— ДАН СССР, 1969, т. 189, № 2, с. 366—368.
- Бобринский В. М.* Пермские пирокластические и эффузивно-осадочные образования юга МССР и их палеогеографическое значение.— В кн.: География осадочных, осадочно-эффузивных и метаморфических образований Молдавской ССР. Кишинев, Изд-во АН МССР, 1970, с. 85—94.
- Бобровник Д. П.* Вулканичні туфи з свердловин північної околиці с. Ходорова, Дрогобицької області.— Геол. журн., 1957, т. 17, вип. 4, с. 70—75.
- Бобровник Д. П.* Пепловый туф из окрестностей с. Буневичи, Дрогобицькой области.— ДАН СССР, 1950, т. 72, № 5, с. 945—949.
- Бобылев В. В.* Стратиграфия среднеюрских отложений и тектоника южного крыла Качинского антиклинория.— Изв. вузов, серия геол. и разведка, 1960, № 1, с. 28—36.
- Бойко А. К.* Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1970. 246 с.
- Бондаренко В. Г., Апостолова М. Я., Шаповалов М. С.* Вулканокластические породы верхнемелового возраста Равнинного Крыма и Керченского полуострова.— Изв. АН СССР, 1967, сер. геол., № 12, с. 123—127.
- Брунс Е. П., Якобсон К. Э.* Сопоставление разрезов и общая схема расчленения доордовикских толщ Волини и Подолии.— Материалы по геологии Европ. территории СССР. Л., 1963, с. 59—84.
- Будівельні матеріали України.* К., Вид-во АН УРСР, 1963. 186 с.
- Бутурлинов Н. В., Скаржинский В. И.* О комплексах магматических пород и магматических формациях Донецкого бассейна.— ДАН СССР, 1970, т. 193, № 2, с. 401—404.
- Быстревская С. С., Земсков Г. А.* К вопросу о постпротерозойской тектономагматической активизации западной части УЩ.— ДАН СССР, 1974, т. 214, № 5, с. 1139—1140.
- Витенко В. А.* Черниговская опорная скважина. В кн.: Опорные скважины СССР. Гостехиздат, 1960 (Труды ВНИГНИ, т. 1, вып. 24), с. 5—52.
- Витенко В. А., Вульчин Е. И.* К стратиграфии и истории развития Черниговского выступа кристаллических пород в девонское время.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточных областей Украины. К., Изд-во АН УССР, 1959, с. 424—428.

Воловник Б. Я. Петрология и минералогия трапповой формации Воыно-Подолли.— Автореф. канд. дис. Львов, 1971. 16 с.

Вулканические образования Закарпатья. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1969. 55 с.

Волошина З. Г., Галицкий И. В., Пистрак Р. М. О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород в Днепровско-Донецком влакогене.— ДАН СССР, 1971, т. 200, № 1, с. 169—171.

Восанчук С. С., Мазур А. Н., Бойчук Г. В. О находке вулканогенных пород в верхнебашкирских отложениях Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1972, вып. 6, с. 52—63.

Вульчин Е. І. Нові дані про туфіти у відкладах менілітової серії Передкарпатського прогину.— ДАН УРСР, 1963, № 2, с. 251—254.

Вульчин Е. І., Кульчицкий Я. О Нові знахідки туфів у крейдових і третинних відкладах Східних Карпат.— ДАН УРСР, 1958, № 4, с. 411—414.

Вульчин Е. И., Кульчицкий Я. О. О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат. М., «Недра», 1959 (Труды УкрНИГРИ, вып. 1), с. 97—107.

Вульчин Е. І., Швай Л. П. Корелятивні горизонти туфів у відкладах менілітової серії нафтових родовищ Долина і Рипне.— ДАН УРСР, 1961, № 9, с. 1203—1205.

Вялов О. С. Ознаки вулканічної діяльності у флішових та моласових товщах північного схилу Карпат і Передкарпаття.— В кн.: Питання геології. Львів, Вид-во Львів. ун-ту, 1958, вип. 9, с. 5—19.

Вялов О. С., Ладыженский Н. Р., Ткачук Л. Г. Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат.— ДАН СССР, 1951, т. 79, № 1, с. 137—140.

Габинет М. П. Окремнення битуминозних порід менилітової серії Восточных Карпат.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 6. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1961, с. 111—139.

Геология СССР, т. 48. Карпаты, ч. I. М., «Недра», 1966. 540 с.

Гладких В. С. Некоторые вопросы петрологии щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 9, с. 34—46.

Гоньшакова В. И., Егоров Л. С. Петрогеохимические особенности ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., «Наука», 1968. 99 с.

Гриваков А. Г., Супрычев В. А. Об анальците из пирокластоосадочных пород горы Кубалач (Крым).— ДАН СССР, 1965, т. 163, № 4, с. 956—958.

Гуревич К. Я. Даниловская опорная скважина.— В кн.: Опорные скважины СССР. Л., Гостоптехиздат, 1960 (Труды ВНИГНИ, вып. 24), с. 284—338.

Гуржий Д. В. Литология моласс Предкарпатья. К., «Наук. думка», 1969. 202 с.

Гуржий Д. В., Рипун М. Б. Міоценові вулканічні туфи Чернівецької і Станіславської областей.— Геол. журн., 1951, т. 11, вип. 3, с. 71—74.

Данилович Л. Г. Геолого-петрографічна характеристика вулканічного хребта Даш. К., Вид-во АН УРСР, 1963. 24 с.

Данилович Л. Г. О природе магматических очагов и особенностях петрогенезиса в альпийский тектоно-магматический цикл развития Карпат.— Acta geol. Acad. Scient. Hung., 1969, т. 13, № 1—4, с. 171—177.

Дзюцендизе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 344 с.

Дзядик І. М. До літології третинних порід Івано-Франківського та Яворівського районів Львівської області.— Наук. роботи Львів. ун-ту, вип. 2. Львів, Вид-во Львів. ун-ту, с. 59—79.

Досин Г. Д. Вулканічні туфи в кросненських відкладах Українських Карпат.— Геол. журн., 1964, т. 24, вип. 2, с. 63—67.

Жеру М. И. Сравнительная минерало-петрографическая характеристика и генезис докембрийских глинистых образований северо-востока Молдавской ССР.— В кн.: Петрография осадочных, осадочно-эффузивных и метаморфических образований Молдавской ССР. Кишинев, РИО АН МССР, 1970, с. 44—67.

- Жуков Ф. И.* О каменноугольных отложениях северо-западного окончания Мрамарошского массива.— Геол. журн., 1968, т. 28, вып. 5, с. 81—87.
- Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию. М., Изд-во АН СССР, 1944. 323 с.
- Иванчук П. К.* Геологическое строение Юго-Западного и Южного Причерноморья.— В кн.: Очерки по геологии СССР, т. 3. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 162—209.
- Кириченко Л. П.* Остатки верхнедевонских вулканических аппаратов в Юго-Западном Донбассе.— ДАН СССР, 1968, т. 180, с. 933—936.
- Классификация* вулканогенных обломочных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962. 19 с.
- Козловская А. Н.* Геологическое строение и тектоника северо-западной и центральной части УЩ.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. К., «Наук. думка», 1970, с. 54—59.
- Копелович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965. 311 с.
- Корневский С. М.* Миоценовые вулканические туфы Предкарпатья.— Труды Всес. НИИГалургии, вып. 29. Л., Госхимиздат, 1954, с. 176—196.
- Костюк В. П.* Геолого-петрографичний нарис магматизму Карпат. К., Вид-во АН УРСР, 1961. 156 с.
- Корзун В. П.* О верхнедевонских вулканогенных образованиях северо-востока Припятской впадины.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1970. 384 с.
- Крандієвський В. С. і Савченко М. А.* Про стратиграфічне положення маркіруючих горизонтів силурійських туфитів Волино-Поділля та Прип'ятського валу.— ДАН УРСР, сер. В, 1967, № 12, с. 1057—1060.
- Крашенинникова О. В.* Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Острожская серия пород, строение и состав. К., Изд-во АН УССР, 1956. 195 с.
- Крашенинникова О. В.* Литогенез рифейских отложений юго-запада Русской платформы. К., Изд-во АН УССР, 1962. 212 с.
- Круглов С. С.* Крейдові вулканічні утворення с. Тростенця в Східних Карпатах.— ДАН УРСР, 1961, № 10, с. 1350—1353.
- Кузнецов В. И.* К находкам туфогенных пород в отложениях миоцена северо-западной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба.— Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. 53, сер. геолого-разв., № 2, Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1959, № 2, с. 165—170.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- Лазаренко Е. К.* Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття. Львів, Вид-во Львів. ун-ту, 1960. 140 с.
- Лазаренко Е. К.* и др. Минералогия Закарпаття. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1963. 614 с.
- Лазаренко Е. К., Воловик Б. Я.* Новые данные о строении вулканогенной толщи Вольнской серии западной окраины Русской платформы.— Геол. журн., 1960, т. 29, вып. 1, с. 12—22.
- Лазаренко Е. К., Сребродольский Б. I.* Мінералогія Поділля. Львів, Вид-во Львів. ун-ту, 1969. 346 с.
- Лазаренко Е. К., Габінет М. П., Сливко О. П.* Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. Львів, Вид-во Львів. ун-ту, 1962. 481 с.
- Лебединский В. И.* К дискуссии о рациональной номенклатуре вулканических пород различного облика.— Зап. Всес. минерал. о-ва, 1962, № 3, с. 366—369.
- Лебединский В. И.* Новые данные о генезисе спилито-кератофировой формации Горного Крыма.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 226—233.
- Лебединский В. И., Добровольская Т. И.* Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму.— ДАН СССР, 1961, т. 136, № 4, с. 896—900.
- Лебединский В. И., Макаров Н. Н.* Вулканизм Горного Крыма. К., Изд-во АН УССР, 1962. 208 с.
- Лебединский В. И., Шалимов А. И.* Верхнетриасовый вулканизм в Крыму.— ДАН СССР, 1960, т. 132, № 2, с. 425—428.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. Ископаемый лахар на Кара-Даге и некоторые особенности структуры массива Кок-Кая (Восточный Крым).— ДАН СССР, 1967, т. 172, № 6, с. 1405—1408.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. Нові дані про геологічну будову вулканічної групи Кара-Даг.— Геол. журн., 1962, № 3, с. 45—58.

Лещух Р. И. Новые данные о времени проявления вулканизма в междуречье Черного Черемоша и Тисы.— Респ. совещ. «Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР». 24—26 сентября 1973 г. Тезисы докл. Львов, 1973, с. 30—32.

Лінецька Л. В. Tintinn oidae, Saccosoma та Stobochaete карбонатного мезозою гори Великий Камінець (Бескидова зона Радянських Карпат).— ДАН УРСР, 1972, № 1, с. 17—21.

Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Авт.: А. С. Махнач, В. П. Корзун, В. П. Курочка и др. Минск, «Наука и техника», 1966. 316 с.

Литолого-стратиграфический очерк. Авт.: Р. М. Пистрак, Е. И. Пашкевич, А. Д. Бритченко и др.— В кн.: Проблема промышленной нефтегазоносности дельта Днепровско-Донецкой впадины. К., «Наук. думка», 1973, с. 11—71.

Ломизе М. Г. О вулканизме в геосинклинали флишевых Карпат.— ДАН СССР, 1966, т. 170, № 1, с. 160—164.

Ломизе М. Г. Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат.— Вестник МГУ, 1968, № 6, с. 42—58.

Ломизе М. Г. Сравнительная характеристика начального (инициального) вулканизма Восточных Карпат и Большого Кавказа.— КБГА, УП Конгресс, ч. 3. София, 1965, с. 199—203.

Ломизе М. Г., Маслакова Н. И. О верхнемеловом возрасте вулканических образований района Горинчево-Полянское (Восточные Карпаты).— Вестник МГУ, 1967, № 1, с. 115—119.

Лукин А. Я. Вулканогенные осадки миоцена Предкарпатья.— ДАН СССР, 1952, т. 83, № 5, с. 739—740.

Луцицкий В. И. Петрография Крыма. М. Изд-во АН СССР, 1939. 97 с.

Ляшкевич З. М. Метасоматиты Восточного Приазовья. К., «Наук. думка», 1971. 203 с.

Максимов А. В. и др. К вопросу о генезисе кремнистых пород палеогенового флиша северного склона Восточных Карпат. М., «Недра», 1963 (Труды УкрНИГРИ, вып. 6), с. 176—179.

Максимов А. В., Рейфман Л. М. О вулканизме и маркирующих горизонтах олигоцена Украинских Карпат.— ДАН СССР, 1966, т. 171, № 4, с. 935—937.

Максимов А. В., Рейфман Л. М. О горизонте туфов с гематитом в олигоценых отложениях Украинских Карпат.— ДАН СССР, 1964, т. 158, № 6, с. 1327—1329.

Максимов А. В., Рейфман Л. М. Туфы и туффиты олигоцена Украинских Карпат.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, вып. 6. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1972, с. 83—90.

Макухіна Г. О. Петрография дайково-ефузивного комплексу Південно-Західного Донбасу. К., Вид-во АН УРСР, 1961. 143 с.

Малеєв Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964. 251 с.

Малеєв Е. Ф. Новые данные о проявлении вулканизма в Украинском Предкарпатья.— ДАН СССР, т. 207, № 6, с. 1420—1424.

Марков А. К. Некоторые новые данные о трассах Кара-Дага в Крыму.— Изв. Моск. геол.-разв. треста, 1934, т. II, вып. 3—4, с. 80—92.

Марковский В. М., Рейфман Л. М., Совчик Я. В. Про поліметалічне зруденіння в міоценових відкладах Передкарпатського прогину.— ДАН УРСР, 1967, № 5, с. 414—416.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967. 255 с.

Матковский О. И. Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты). Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1971. 224 с.

Махнач А. С., Корзун В. П. Вулканогенно-осадочные породы франского

яруса верхнего девона Припятского прогиба.— ДАН БССР, 1964, т. 8, № 12, с. 810—814.

Махнач А. С., Корзун В. П. Вулканогенно-осадочные породы верхней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба.— ДАН БССР, 1965, т. 9, № 3, с. 172—175.

Меловой вулканизм Равнинного Крыма. Авт.: Л. Г. Плахотный, М. Я. Апостолова, В. Г. Бондаренко, В. А. Гордиевич.— Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1971, вып. 4, с. 102—113.

Менілітові сланці Карпат. Авт.: В. Б. Порфір'єв, Й. В. Грінберг, М. Р. Ладженський та ін. К., Вид-во АН УРСР, 1963. 207 с.

Мерлич Б. В., Зайцева В. Н. Неогеновые вулканические жерловины Закарпатья.— Минер. сб. Львов. геол. о-ва, 1961, № 7—8, с. 107—129.

Мерлич Б. В., Славик Я. Цепь неогеновых погребенных вулканов в южной части Закарпатского Внутреннего прогиба.— Минер. сб. Львов. геол. о-ва, 1968, № 11, с. 3—21.

Мерлич Б. В. Эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 3, с. 46—58.

Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1960. 207 с.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран.— Тектоника СССР, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1949. 510 с.

Муратов М. В. Тектоника Равнинного Крыма и прилегающих частей дна Азовского и Черного морей. Основные тектонические элементы.— В кн.: Геология СССР, т. 8. М., «Недра», 1969, с. 397—399.

Некоторые особенности строения девона северо-запада Днепровско-Донецкой впадины и оценка ее нефтеносности. Авт.: Ф. Ф. Хмель, Н. И. Фещенко, Л. А. Довбуш, Н. И. Жиловский.— Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 2, с. 142—147.

Нечаев Г. А. Вулканические туфы у с. Розвалово на Днестре.— ДАН СССР, 1950, т. 75, № 4, с. 573—575.

Никитина С. С. К минералогии основных эффузивов Мармарошского массива.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1950, № 4, с. 163—167.

Няга В. И. Литолого-минералогическая характеристика разреза древних образований параметрической скважины 4-Р и их стратиграфическое положение.— В кн.: Геолого-литологические исследования в Молдавской ССР. Кишинев, «Штиинца», 1972, с. 37—52.

Петрашкевич М. И. Геологическое строение и нефтегазонасность Закарпатского Внутреннего прогиба. М., «Недра», 1968 (Труды УкрНИГРИ, вып. 21), с. 94—119.

Петрашкевич М. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазонасности Закарпатского Внутреннего прогиба.— Автореф. дис. Львов, 1968. 22 с.

Пистрак Р. М., Пашкевич Е. И. Литолого-фациальные комплексы фамена Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., «Наука», 1972, с. 104—113.

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. К., «Наук. думка», 1972, с. 211—221.

Попушой А. В. Новые данные по петрографии осадочно-эффузивной формации Среднего Приднестровья.— В кн.: Петрография осадочных, осадочно-эффузивных и метаморфических образований Молдавской ССР. Кишинев, Изд-во АН МССР, 1970, с. 34—43.

Пустовалов И. Ф. О проявлениях верхнетриасового эффузивного магматизма в Крыму.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 11, с. 97—105.

Рипун М. Б. К минералогии тортонских туфов юго-восточной части Предкарпатья.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 2. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1955, с. 204—208.

Рудаков С. Г. О древнейшем вулканизме в Советских Карпатах.— ДАН СССР, 1964, т. 155, № 2, с. 340—343.

Савченко Н. А., Крандиевский В. С. О силурийском вулканизме Припятского

вала, Вольно-Подолни и смежных участков.— ДАН СССР, 1967, т. 172, № 1, с. 172—174.

Саянов В. С. Петрография диабазово-спилитовых пород северо-восточной части Молдавской ССР.— Изв. Молд. филиала АН СССР, 1957, № 1 (34), с. 123—136.

Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И. Галицийская складчатая область рифей и каледонид и их предгорный прогиб.— Материалы VI съезда КБГА. К., «Наук. думка», 1965, с. 225—232.

Соболев В. С., Костюк В. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. К., Изд-во АН УССР, 1955. 248 с.

Слудский А. Ф. Гора Кара-Даг в Крыму и ее геологическое прошлое.— Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы, 1911, № 1—3, с. 366—376.

Слудский А. Ф. О происхождении валунов окрестностей г. Балаклавы.— Изв. Крым. отдела геогр. о-ва СССР, 1953, вып. 2, с. 39—47.

Сташук М. Ф. Літологічні особливості давньопалеозойських відкладів середнього Придністров'я. К., Вид-во АН УРСР, 1958 (Труди ін-ту геол. наук, сер. стратиграфія, вип. 21). 43 с.

Сташук М. Ф. К стратиграфии немой терригенной толщи нижнепалеозойских отложений Среднего Приднестровья.— Геол. журн., 1957, т. 17, вып. 2, с. 48—59.

Тарасенко В. Я. Об эффузивной горной породе из Липовецкого уезда Киевской губернии. К., 1898, с. 1—15.

Тектоническое районирование Молдавской ССР и юго-западной части Одесской области в свете новых данных. Авт.: А. В. Друмя, П. К. Иванчук, В. Н. Каниковский, К. Н. Негадаев-Никонов.— Изв. Молд. фил. АН СССР, 1959, № 12 (66), с. 19—35.

Ткаченко О. Ф. Вулканические туфы из нижнемиоценовых отложений Предкарпатья. М., Гостоптехиздат, 1959 (Труды УкрНИГРИ, вып. 1), с. 108—113.

Ткаченко О. Ф., Лисовенко Л. Ф., Пилипчук А. С. Покутская опорная скважина. М., «Недра», 1967 (Труды УкрНИГРИ, вып. 18). 69 с.

Ткачук Л. Г., Жовинський Е. Я. Петрография домезозойских осадочных пород Поділля. К., «Наук. думка», 1972. 128 с.

Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Иванова Г. Н. Петрография Береговского вулканогенного холмогорья. Львов, 1949 (Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, № 2, вып. 6), с. 3—31.

Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив (Карпаты). К., Изд-во АН УССР, 1957. 126 с.

Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Кривин А. Л. Новые данные о диабазах и серпентинитах Раховского кристаллического массива (Карпаты).— ДАН СССР, 1955, т. 104, № 6, с. 912—916.

Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Рипун М. Б. Литология миоценовых отложений Черновицкой и юго-восточной части Станиславской областей. К., Изд-во АН УССР, 1956. 132 с.

Ткачук Л. Г., Кудрин Л. Н., Рипун М. Б. Неогеновые вулканические туфы западных областей УССР.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 5. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958, с. 126—141.

Топор Н. Д., Костюк Г. Е. Вулканический пепел в миоцене северо-восточной части Молдавской ССР.— Тр. МГРИ, 1958, т. 33, с. 145—149.

Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы. Авт.: В. И. Гоньшакова, В. О. Ружицкий, М. Д. Бойчук и др.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1967, с. 31—47.

Фишкин М. Ю. О липаритовых куполах Береговского района Закарпатской области.— Бюлл. вулканологической станции АН СССР, 1954, № 23, с. 54—62.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.

Хижняков А. В., Витрик С. П. О древних немых толщах и глубине залегания кристаллического фундамента в Львовском палеозойском прогибе.— Тр. УкрНИГРИ, 1964, вып. 9, с. 26—33.

Черняк Н. И., Бунич С. Ф. Новые данные о пирокластических породах из альбских отложений Тарханкутского полуострова.— ДАН СССР, 1962, т. 146, № 1, с. 192—195.

Шакин В. А. Стратиграфия и литология олигоценых отложений юго-восточной части Советских Карпат.— Автореф. канд. дис. Львов. политехн. ин-та, 1960. 17 с.

Шалимов А. И. Новые данные по стратиграфии верхнетриасовых и нижне- и среднеюрских образований юго-западной части Горного Крыма.— ДАН СССР, 1960, т. 132, № 6, с. 1407—1411.

Шала А. А. О возрасте и происхождении туфогенных песчаников в нижнемеловых отложениях Крыма.— Тр. Моск. геологоразв. ин-та, 1963, т. 39, с. 28—35.

Шейманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с.

Щербатов Д. И. Материалы по петрографии Крыма. I. Лименский выход

изверженных пород.— Изв. СПб. политехн. ин-та, 1914, т. 21, вып. 2, с. 637—660.

Эдельштейн А. Я. Рифейские отложения Молдавии.— Сов. геол., 1957, № 59, с. 185—188.

Яшкин Ю. К. Верхнепротерозойские монтмориллонитовые глины Среднего Приднестровья.— Сов. геол., 1967, № 2, с. 122—128.

Aianasiu J. Cineritel din neogenul Romanes si varsta eruptilor vulcanice co-respunzatoare. Annaz. Geolog., vol. 25, Bucuresti, 1953.

Wieser T. Nouveaux horizons de tufe dans ies Carpates Polonaises et leur importance stratigraphique.— Asoc. geol. Carpato — Balkan. 5-lea, 1961, Bucuresti, v. 3, 1963, p. 2.

Kamienski M. O tufach wulkanicznych przedgorza Karpat.— Arch. mineral. tow. nauk. Warszawskiego XII, 1936.

Koszarski L., Wieser T. Bentonotozed tuffs in the complex of menilite silex rocks in the flisch Carpatians.— Bull. Acad. pol. sci. geol., 1963, v. 9, N 1.

Koszarski L., Wieser T. Nowe horysonty tufowe w starazym paleogenie Karpat fliszowych.— Kwart. geol., 1960, N 3.

Lesko B., Durcovic T., Cicel B. Stopy paleogenneho vulkanizmu na vychodnom Slovensku.— Geol. prace, spravy, 1959, N 16.

Lesko B., Samuel O. Geologia vychodoslovenskeho flysu. Vyd. Slovenskej Akad. Vied., Bratislava, 1968.

Skora W. et al. Tuff horizons in the menilite-krosno series of the flisch.— Bull. Acad. pol. sci., Ser. sci. chim., geol. et geogr., 1959, v. 7, N 7.

Tokarski J. et al. Pasma gor Czywczynskich. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. 10, Krakow, 1934.

Tokarski J. Tufity w przekrojach Karpat Jaselskich.— Acta geol. pol., 1957, N 2.

Tokarski J. et al. Pasma gor Czywczynskich. Roczn.— Pol. tow. geol., t. X, Krakow, 1934.

Tokarski J. Aus der Petrographie der tuffogenen Elemente der subkarpatischen Salzformation in Polen.— Bull. Intern. acad. pol. sci., ser. A, N 1—3, 83, Cracovie, 1939.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Л. Г. Ткачук)	3
Пирокластические породы Карпатского региона (Л. Г. Ткачук, П. Ю. Лозыняк, Л. М. Рейфман, С. М. Спитковская, Ю. Р. Данилович)	4
Пирокластические породы доальпийского этапа развития Украинских Карпат	5
Пирокластические породы альпийского этапа развития Украинских Карпат	13
Пирокластические породы неогена Предкарпатского прогиба	30
Пирокластические породы неогена Закарпатья	39
Пирокластические породы юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (Б. Я. Воловник, Э. Я. Жовинский)	69
Пирокластические породы Вольни (Б. Я. Воловник)	70
Пирокластические породы Подолии (Э. Я. Жовинский)	84
Пирокластические породы Крыма (В. И. Лебединский)	98
Пирокластические породы Горного Крыма	98
Пирокластические породы Равнинного Крыма	116
Пирокластические породы Днепровско-Донецкой впадины (З. М. Ляшкевич)	120
Вулканокластические породы юго-западного Донбасса (Л. П. Кириченко)	132
Пирокластические послелембрийские породы Украинского щита (С. С. Быстревская)	139
Заключение (Л. Г. Ткачук)	143
Литература	147

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ УКРАИНЫ

Печатается по постановлению ученого совета Института геохимии и физики минералов Академии наук УССР

Редактор *Чехович Н. Я.*

Оформление художника *Комяховой И. А.*

Художественный редактор *Слепцова Н. Ю.*

Технический редактор *Морозова В. А.*

Корректор *Семенова С. Д.*

Информ. бланк № 688.

БФ 01699 Сдано в набор 8. X. 1976 г. Подписано в печать 22. II. 1977 г. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типогр. № 1. Усл. печ. л. 10,75. Учетно-изд. л. 11,42. Тираж 1000. Изд. № 109. Заказ № 6—2508. Цена 1 руб. 88 коп.

Издательство «Наукова думка», 252601, Киев-601, ГСП, ул. Репина, 3.

Изготовлено Нестеровской городской типографией Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров, ул. Горького, 8) с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР (г. Киев, Довженко 3), зак. 2806.

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКОВА ДУМКА»
В 1977 ГОДУ ВЫЙДЕТ В СВЕТ КНИГА:**

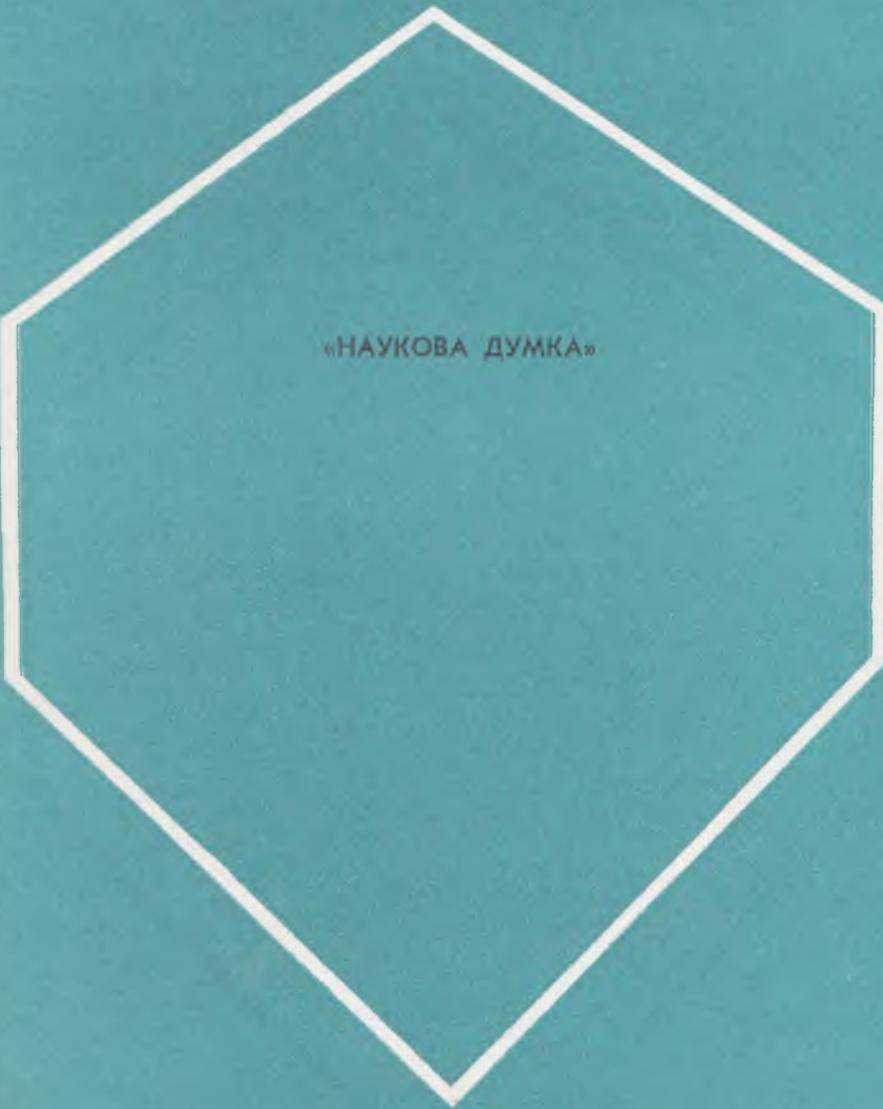
Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Язык русский. 17 л. Цена 2 руб. 94 коп.

На основании уточнения структур амфиболов различного состава и генезиса развиваются представления о структурной изменчивости, устойчивости и приспособляемости амфиболов к физико-химическим условиям минералообразования. По результатам исследований разработана структурная классификация и выделен ряд структурно-типоморфных признаков, позволяющих разграничивать минералы, образовавшиеся в условиях тех или других генетических процессов и фаций магматической или метаморфической кристаллизации.

Расчитана на минералогов, петрографов, кристаллографов и кристаллохимиков.

Наиболее продолжительное время заказы на эту книгу принимает магазин издательства «Наукова думка» (252001, Киев-I, ул. Кирова, 4), который после выхода книги из печати вышлет ее иногородним заказчикам наложенным платежом.

1 руб. 88 коп.



«НАУКОВА ДУМКА»