



**Е. Ф. МАЛЕЕВ**



**НЕОГЕНОВЫЙ  
ВУЛКАНИЗМ  
ЗАКАРПАТЬЯ**

МАШИНОСТРОИТЕЛЬНЫЙ ЦЕНТР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт вулканологии

557

18

551

М 18

Е. Ф. Малеев

# НЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАКАРПАТЬЯ

5425

Издательство «Наука»

МОСКВА—1964 г.

БИБЛИОТЕКА  
Института геохимии и физики  
минералов АН УРСР

УДК 551.782(551.21):477.68

Ответственный редактор  
*Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ*

## Введение

---

Вулканические процессы оказывают большое влияние на формирование земной коры, гидросферы и атмосферы. Во многих областях они создают мощные толщи вулканитов, влияют на формирование осадочных толщ, прямо или косвенно связаны с полезными ископаемыми, а часто и сами являются рудами или строительными материалами. Поэтому изучение вулканогенных образований имеет исключительно важное значение.

В последние годы наметилось новое направление в изучении вулканизма. Исследования вулканических областей не ограничиваются теперь описанием петрографического состава преимущественно эффузивных пород, а проводится комплексное изучение всех вулканогенных образований и пород, измененных поствулканическими процессами, с учетом тектонических структур, стратиграфии, геофизических данных, фациального анализа вулканогенных образований и вмещающих пород, с целью восстановления истории вулканизма и прогноза поисков полезных ископаемых.

Предлагаемая работа является результатом геологических исследований автора в области развития вулканогенных образований Закарпатья, проведенных в период 1947—1961 гг. Автор принимал участие в поисковых и разведочных работах на редкие и полиметаллические руды, геосъемочных, картосоставительских и в специальных научно-исследовательских работах в системе Украинского геологического управления, а затем Института вулканологии СО АН СССР<sup>1</sup>.

Проводившиеся нами в последнее время вулканологические исследования в областях современного вулканизма Камчатки и Курильских островов позволили объективно восстановить условия формирования вулканогенных образований. В частности, изучение в областях современного вулканизма таких фаций, как фации агломератовых потоков, раскаленных лавин, лахаровых, автохтонных и др. позволили нам выделить типы извержений, т. е. с полной уверенностью говорить об условиях формирования фаций вулканогенных образований. С другой стороны, в областях более древнего вулканизма, благодаря эродированности вулканических построек, появляются возможности для решения ряда дополнительных вопросов, которые не всегда можно решить в областях современного вулканизма. Так, например, различная степень эрозии экструзий позволяет судить об изменениях характера кристаллизации на различных глубинах; эрозия вулканических построек выявляет особенности распределения обломков пород фундамента в разрезах вулканов. Возможность изучения всего разреза вулканогенных

---

<sup>1</sup> За отмеченный период автор провел обследование всей Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряды (за исключением левобережья р. Тисы) и составил геологические карты средних и крупных масштабов и, как первый опыт, вулканологическую карту. Последние карты послужили главной основой для данной работы.

пород облегчает исследования химического состава магмы и позволяет судить об изменениях его в процессе развития фаз вулканизма. В таких областях появляется возможность сопоставлять различные типы вулканизма — геосинклинальный, орогенный, платформенный.

Геологический очерк дан в книге в краткой форме. Основное внимание в работе уделено истории вулканизма. Показаны особенности развития геосинклинального, орогенного и посторогенного (платформенного) циклов вулканизма, а также связь вулканизма с тектоникой, обусловленность петрохимических особенностей вулканогенных образований геологическими метасоматоза и рудообразования в каждом цикле и фазе вулканизма. На предложенных в книге вулканологических схемах Закарпатского прогиба показаны глубокие разломы, полигенные и моногенные вулканы различных типов, центры извержений, относящиеся к разным фазам вулканизма, предполагаемые магматические очаги, поля гидротермально измененных пород, лавовые потоки и направления их движения.

Составление вулканологических карт кажется нам полезным и для других областей развития вулканизма и сыграет большую роль в выявлении перспектив рудных и нерудных ископаемых, связанных с вулканогенными формациями.

В основу данной работы положены исследования, главным образом автора, но кроме того были использованы геологические материалы экспедиций, изучавших Закарпатье. Автор пользовался советами и помощью геологов И. С. Пивовара, С. В. и Н. С. Расточинских, В. Н. Зайцевой, М. М. Петрашкевич, С. С. Круглова и др. Автор приписит глубокую благодарность этим товарищам, а также В. И. Влодавцу, С. И. Набоко и другим вулканологам, всегда делившимся своим богатым опытом изучения областей современного вулканизма.

### История геологических исследований

История геологических исследований Закарпатья освещалась во многих работах, в том числе специально посвященных этому вопросу (Богданов, и др., 1954; Соболев и др., 1955; Костюк, 1961). Нами будут рассмотрены лишь наиболее важные из них.

До воссоединения Закарпатья с СССР изучению вулканогенных образований этой области уделялось очень мало внимания. Из более ранних исследователей следует указать на Ф. Рихтгофена (Richthofen, 1858), неправильно именовавшего многие вулканогенные породы трахитами. Ф. Крейц (Kreutz, 1871) уже выделил андезиты и подробно их описал. С. Рудницкий (1928), пользуясь главным образом геоморфологическим методом, выделил серию крупных вулканов. К более современным петрографическим исследованиям следует отнести работы по Черной горе А. Хеффера (Heffer, 1943) и по Береговскому холмогорью К. Кулгая (Kulháy, 1936).

Небольшие работы по геологическому картированию и изучению полезных ископаемых проводились чешскими, венгерскими и румынскими геологами.

М. Кутан (Kuthan, 1948), изучая вулканизм Восточных Карпат, коснулся и вулканогенных образований Закарпатья. Третичный вулканизм Восточных Карпат он впервые расчленил на три фазы и отметил, что перемещение вулканизма происходило с запада на восток, одновременно с омоложением его. Первая фаза, по М. Кутану, в пределах средней полосы Восточных Карпат (Черхат, Марта) начинается в эоцене излиянием андезитов и заканчивается извержениями продуктов кислого состава в олигоцене.

Вторая фаза также начинается излиянием андезитов в гельвете — тортоне и заканчивается образованием липаритов в тортон-сармате.

Третья фаза, как и две первые, начинается излиянием андезитов и заканчивается базальтами. Излияние андезитов началось в меотисе и закончилось в плейстоцене (на востоке).

Таким образом, до воссоединения Закарпатья с СССР, несмотря на слабую геологическую изученность, вулканогенные образования Закарпатья уже рассматривались как останцы крупных стратовулканов, формировавшихся в течение двух этапов; более ранние, выполнившие Закарпатский прогиб, и более поздние, слагавшие Выгорлат-Гутинскую гряду.

Среди вулканитов были выделены и описаны наиболее типичные эффузивы, липариты, дациты, андезиты и базальты.

Планомерные геологические исследования на территории Закарпатья были начаты в 1945 г., после воссоединения Закарпатья с СССР. Наряду с геосъемочными работами стали проводиться специальные геоморфологические, стратиграфические, тектонические, минералогические, петрографические и геофизические исследования и поисково-разведочные работы на различные полезные ископаемые.

Геоморфологические исследования в той или иной степени коснулись вулканических форм рельефа и в особенности форм рельефа Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряды, занимающей своеобразное положение (на западе она располагается на границе межгорного прогиба и складчатой области Карпат, а на востоке пересекает отложения, выполняющие прогиб). Вопросам геоморфологии вулканогенных образований посвящено много работ. Наиболее известные из них принадлежат следующим авторам: Г. П. Альферьеву (1948), В. Г. Боцдарчуку (1949, 1956), В. Буцуре (1956), Н. П. Ермакову (1948), Т. Ю. Пиотровской (1960), Г. И. Раскату (1957), А. И. Спиридонову (1952), П. Н. Цысю (1956, 1962) и др.

Изучение закономерностей развития вулканизма Закарпатского прогиба и взаимоотношений вулканических комплексов и сопоставление их с вулканитами смежных районов стало возможным только в последнее время, благодаря проведению специальных палеонтологических исследований, основанных на материалах детальных геологических съемок, сопровождавшихся бурением глубоких и опорных скважин.

Большой коллектив палеонтологов и стратиграфов исследовал молассы Закарпатского прогиба, благодаря чему в настоящее время получены достоверные сведения о возрасте и стратиграфическом соотношении свит и отдельных горизонтов, позволяющие увязывать разобщенные толщи вулканогенных образований. Наиболее важные работы принадлежат В. С. Бурову и В. Г. Шеремете (1959), О. С. Вялову (1953<sub>1, 2</sub>), О. С. Вялову, И. М. Петрашкевичу, Л. С. Пишвановой и Г. Н. Гришкевич (1961, 1962), Г. П. Гришкевич (1953), Г. Н. Доленко (1960), Н. П. Ермакову (1948), В. Н. Зайцевой (1948), И. Ф. Клиточенко и В. Н. Утробину (1955), И. А. Коробкову и И. Б. Плешакову (1947), Е. Ф. Малееву, В. Н. Зайцевой, Н. С. Расточинской (1962), Е. Ф. Малееву (1963<sub>2</sub>), М. И. Петрашкевич и др. (1961, 1962), Л. С. Пишвановой (1959, 1961), В. И. Славину и Н. С. Филимоновой (1953), В. Г. Шеремете (1958<sub>1, 2</sub>) и др.

Наряду со стратиграфическими и палеонтологическими работами, посвященными отложениям неогеновых моласс, следует отметить также ряд важнейших работ, касающихся области складчатых Карпат. Наиболее существенные из них работы следующих авторов: А. А. Богданова (1949), О. С. Вялова (1953<sub>1, 2</sub>), С. С. Круглова (1963<sub>1-3</sub>), Я. О. Кульчицкого (1958), Э. А. Лазаренко (1960), Е. М. Лазько и Д. П. Резвого (1962), М. В. Муратова (1949), М. В. Муратова и Н. И. Маслаковой (1950), В. И. Славина (1947, 1956) и др.

Большие работы проведены советскими геологами в области изучения тектоники Карпат. Благодаря детальным исследованиям удалось опровергнуть представления западно-европейских геологов о типично шарьяжном строении Восточных Карпат; были выделены тектонические зоны, слагающие Карпаты, и дана подробная характеристика каждой из них. В области изучения складчатых Карпат наиболее важны работы А. А. Богданова (1949), А. А. Богданова, Б. П. Высоцкого, Ю. М. Пущаровского (1954), А. А. Богданова, М. В. Муратова, В. Е. Хаина (1958), В. Г. Бондарчука (1962), М. М. Жукова (1961), С. С. Круглова (1961<sub>1-3</sub>), Я. О. Кульчицкого (1958, 1959), Е. М. Лазыко, Д. П. Резвого (1961), М. В. Муратова (1949), Ю. М. Пущаровского (1951), В. И. Славина (1947, 1956) и др.

Тектоника моласс и вулканогенных образований стала доступной изучению после проходки многочисленных скважин на площади Закарпатского прогиба с целью картирования нефте-газопосных структур. В этих работах принимали участие большие коллективы. Вначале предполагалось (Трусова, 1954), что вулканогенные образования Выгорлат-Гутинской гряды залегают в виде синклинали, но детальное картирование показало, что строение вулканогенных и осадочных отложений гораздо сложнее. Закарпатский прогиб ограничивается с севера и юга глубокими разломами, заложение которых сопровождалось накоплением вулканогенных образований, обусловивших формирование Чоп-Берегово-Баямарской и Выгорлат-Гутинской вулканогенных структурно-фациальных зон. Отложения моласс и вулканогенных образований смяты в пологие складки и разбиты сбросами. Оси складок имеют преимущественно субмеридиональное и северо-восточное простирание, не совпадающее с общекарпатским северо-западным простиранием складок мел-палеогенового возраста. Установлена также связь вулканогенных образований основного состава с глубокими разломами большой протяженности, преимущественно северо-западного простирания и кислых вулкаников с разломами небольшой протяженности, оперяющими глубокие разломы. Кроме большого количества рукописных работ, имеются и публикации по этому вопросу (Алферьев, 1948; Буров, 1958; Клиточенко и Утробин, 1955; Малеев, 1958, 1960<sub>а</sub>, 1963<sub>з</sub>; Мерлич, 1958<sub>з</sub>; Петрашкевич, 1961<sub>1-3</sub>; Славин и Филимонова, 1953; Трушкевич, 1960 и др.).

Тектонические процессы в пределах Закарпатского прогиба, надо полагать, продолжаются и в настоящее время, на что указывает значительная сейсмическая активность землетрясения силой 7—8 и даже 8—9 баллов. Эпицентры землетрясений располагаются на линии сочленения моласс и складчатой области мел-палеогена, в Солотвинской впадине вдоль Тисы, в области Анталовского вулкана (к востоку от Ужгорода и в районе г. Мукачево и г. Берегово), где расположены экстрезии кислого состава верхнеплиоценового и нижнесарматского возраста (Вялов, 1957; Гофштейн, 1963; Евсеев и др., 1961).

Большое количество работ опубликовано по минералогии Закарпатья. Это — минералогические обзоры (Е. К. Лазаренко, 1952, 1957), работы, в которых содержатся описания групп минералов (Э. А. Лазаренко, 1960; Пекун, 1956; Славская, 1957; Сидоренко, 1961, 1952; Смирнов, 1955; Соболев и др., 1947, 1954, 1955; Фишкин, 1958 и др.), отдельных минералов, породообразующих вулкаников, метасоматических, рудных жильных и др. (Барышников, 1953, 1957; Бобривич, 1952; Вартасевич, 1956; Вульчин, 1949; Золотухин, 1948; Костюк, 1958; Малеев, 1962; Малеева, 1954; Махинин, 1948; Мерлич и др., 1955, 1957; Наседкин, 1963; Пекун, 1951; Пиотровский, 1947, 1955; Сливко, 1953; Соболев и др., 1955; Соколов, 1951; Шашкин, 1954 и др.).

Наиболее детально изучены петрографические особенности вулканогенных образований. Академик В. С. Соболев в течение ряда лет с

группой сотрудников изучал различные комплексы эффузивных, гипабиссальных и в меньшей мере вулканокластических пород. Наряду с рукописными работами опубликованы крупные монографические исследования (Соболев и др., 1947; Соболев и др., 1955; Золотухин, 1960; Костюк, 1961). Следует также отметить наиболее крупные петрографические статьи (Ткачук и др., 1949; Трусова, 1954). Кроме того, опубликовано множество работ, касающихся описания отдельных пород и небольших групп (Бобриевич, 1954; Бобровник, 1957; Вильчин и Кульчицкий, 1958, 1959; Вялов, Ладыженский, Ткачук, 1951; Вялов, 1958; Гуржий, 1962; Данилович, 1960, 1961<sub>1,2</sub>; Золотухин, 1955, 1959, 1960; Корневский, 1954; Костюк и др., 1958, 1959; Круглов, 1961<sub>1,2</sub>; Малеев, 1948, 1961, 1962<sub>2</sub>, 1963<sub>3</sub>; Мерлич, 1958; Наседкин, 1963; Пискорская, 1953 и др.; Соболев и др., 1947; Ткачук и др., 1955, 1958; Фишкин, 1954 и др.).

В результате проведенных петрографических исследований были даны детальные описания вулканогенных пород Закарпатья с подробными определениями констант минералов, химическими анализами горных пород и отдельных минералов и другие исследования.

Наряду с петрографическими определениями горных пород проводилось стратиграфическое расчленение вулканогенных образований и устанавливались взаимоотношения между отдельными вулканогенными комплексами. Однако геологическое изучение вулканогенных образований значительно отставало от петрографических исследований.

В вулканогенных толщах Закарпатья пользуются значительным распространением метасоматически измененные породы. Их изучению посвящены монографии Э. А. Лазаренко (1960), А. Н. Славской (1957).

В работах В. Ф. Лесняка (1958), Е. Ф. Сидоренко (1952), Г. И. Смирнова (1955), В. С. Соболева и М. Ю. Фишкина (1953, 1958) и др. также находят свое решение ряд важных вопросов.

В результате проведенных работ для ряда районов установлены метасоматическая зональность, стадии гидротермального процесса, типы метасоматоза и выделен целый ряд метасоматических фаций. Вместе с тем относительно мало внимания было уделено связи метасоматических процессов с вулканизмом.

В пределах Закарпатского прогиба проводились систематические геофизические работы. Материалы геофизических исследований были использованы в процессе геологического картирования и помогли выделить контуры полей метасоматически измененных пород, кислых вулканитов (отрицательные аномалии) и экструзий и лавовых потоков эффузивов основного состава (положительные аномалии). В области развития осадочных пород Закарпатского прогиба геофизические данные помогли установить крупные зоны разломов. Геофизические исследования проводились большим коллективом под руководством академика АН УССР С. И. Субботина (О. А. Авраменко, А. Н. Балакай, А. С. Баженов, В. Я. Бендерский, Г. И. Бендерская, И. И. Бородатый, И. В. Гапак, П. Г. Гельберштейн, Г. В. Гомицкая, В. Д. Жерносеков, В. Е. Карабович, Г. И. Козак, Д. Д. Козельский, Г. М. Курек, Е. Н. Стоярова, А. В. Тесленко, Н. П. Ушакова, И. И. Хараз). Результаты геофизических исследований нашли свое отражение в работах С. В. Евсева (1958, 1960, 1961), Г. И. Кругляковой (1949, 1962), В. Г. Лизанца (1962), Г. Л. Наумчика (1955), С. И. Субботина (1949, 1955, 1960), В. И. Хоменко (1961).

С вулканогенными образованиями связаны месторождения различных полезных ископаемых, главную роль по выявлению и разведке которых сыграла Закарпатская экспедиция в составе Г. Ф. Грузенко, А. Ф. Доброноженко, В. И. Залесский, Н. П. Ермаков, В. Н. Зайцева, Н. П. Коростошевец, Э. А. Лазаренко, Е. Ф. Малеев, Б. В. Мерлич,

И. С. Пивовар, Н. С. Расточинская, С. В. Расточинский, Г. Г. Сасин, В. И. Чулочников, П. П. Шрамко и др. В результате проведенных работ были выявлены и разведены небольшие месторождения ртутных и полиметаллических руд, обнаружены рудопроявления редких металлов, мышьяково-сурьмяных и железных руд, разведаны месторождения барита, алунита, каолина, перлита, минеральных красок, бентонитовых глин, строительных камней, гидравлических добавок минеральных вод и других полезных ископаемых.

О полезных ископаемых вулканического происхождения Закарпатья имеется большое количество рукописных работ и относительно малое — опубликованных (Ермаков, 1957; Жуков и др., 1960; Зайцева, Новодержкин, Расточинский, 1963; Лазаренко, 1959; Лесняк, 1947; Малеев, 1949, 1959<sup>1</sup>, 1962<sup>3</sup>, 1963<sup>1</sup>; Мерлич, 1958, 1959; Солонинко, Чернявский, 1962, и др.).

В 1957—1959 гг. сотрудниками Закарпатской экспедиции были составлены геологические карты всего Закарпатского прогиба и прилегающей к нему области складчатых Карпат. В. Н. Зайцевой были обобщены материалы по неогеновым молассам, Е. Ф. Малеевым — по вулканогенным образованиям и Н. Н. Расточинской — по палеогеновым, меловым и юрским отложениям. В составленных геологических картах и объяснительных записках к ним обобщен весь геологический материал и приведены новые сведения о стратиграфии, тектонике, вулканизме и размещении полезных ископаемых.

Наряду с петрографическими исследованиями в той или иной мере решались вопросы истории вулканизма Закарпатья. Как было отмечено выше, впервые в Восточных Карпатах фазы вулканизма выделил М. Кутан (Kuthan, 1948), который к фазам вулканизма отнес комплексы вулканогенных образований изменяющегося состава — от основных продуктов к кислым. Эти фазы охватывают следующие возрастные диапазоны: I фаза — эоцен — олигоцен, II фаза — гельвет — сармат, III фаза — мэотис — плейстоцен.

В. С. Соболев, В. П. Костюк и др. (1955) указали, что мнощенные туфы Солотвинской впадины и туфы Береговского холмогорья отвечают, по существу, двум фазам, но условно отнесли Береговские туфы к первой фазе, выделив их в промежуточную между I и II фазами подфазу.

Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская (1958<sup>2</sup>) к первой фазе вулканизма отнесли образование спилитов эоценового возраста, развитых в области флиша Карпат и липаритовых (чечвинских) туфов олигоценного возраста. Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская выделили пять фаз третичного вулканизма.

В. П. Костюк (1961)<sup>1</sup> считает, что неогеновый вулканизм делится на четыре фазы. Первая начинается образованием спилитов в палеогене и заканчивается кислыми туфами солотвинской свиты (тортон). Вулканиды второй фазы начинаются андезитами Береговского холмогорья (тортон) и заканчивается туфами сарматского возраста. Третья и четвертая фазы те же, что и у предыдущих исследователей.

По данным более ранних определений, вулканогенные образования Выгорлат-Гутинской гряды относились к ланшону. В. С. Буров и В. Г. Шеремета (1959), на основании определения фауны остракод, установили возраст вулканогенно-осадочных пород ильницкой свиты, отнеся их к левантину. Они считают эту свиту одновозрастной вулканогенным породам Выгорлат-Гутинской гряды (гутинской свите), благодаря

<sup>1</sup> В. П. Костюк (1961) в своей монографии дает характеристику вулканогенным образованиям сопредельных стран, благодаря чему его работа приобретает большой интерес.

чему образование вулканитов, слагающих Выгорлат-Гутинскую гряду, стало возможным отнести к левантину.

Впоследствии нами (Малеев, 1958, 1960<sub>1</sub>, 1963<sub>2</sub>) было установлено, что вулканогенные комплексы Выгорлат-Гутинской гряды имеют двухъярусное строение, что свидетельствует о существовании еще одной фазы вулканизма.

Первоначально понятие о фазе вулканизма основывалось главным образом на данных петрографического состава. Под фазой подразумевался комплекс вулканогенных образований, развивавшихся гомодромно, от основных пород к кислым. В соответствии с этим, у М. Кутана и последующих авторов фазы охватывали обширные территории, переходя из одной тектонической структуры в другую. Так, например, по Б. В. Мерличу и С. М. Спитковской, первая фаза начиналась образованием спилитов, изливавшихся в период геосинклинального развития, а вторая — накоплением моласс в орогенный период развития геосинклинали. По В. П. Костюку, первая фаза начиналась формированием спилитов и офиолитов при геосинклинальном режиме и заканчивалась накоплением липарито-дацитовых туфов моласс уже на орогенном этапе.

Критерием для выделения вулканической фазы мы считаем не только наличие закономерного построенного комплекса вулканогенных образований, но и приуроченность последнего к определенному тектоническому этапу и к определенным глубоким разломам<sup>1</sup>, контролирующим процесс извержений, а следовательно и связь этого комплекса с той или иной структурой и структурно-фациальной зоной.

В соответствии с этим, вулканогенные образования были разделены нами на три цикла, в зависимости от тектонического режима: геосинклинальный, орогенный и платформенный, (посторогенный).

К геосинклинальному циклу нами отнесены вулканогенные образования, представленные главным образом лавами и пирокластами основного состава, накапливавшиеся преимущественно в водных условиях в период развития геосинклинали (мел — палеоген). В период замыкания геосинклинали (в олигоцене), происходило накопление туфов кислого состава.

В орогенную стадию развития геосинклинали, когда начинает воздыматься область складчатых Карпат и по глубоким разломам закладывается Закарпатский прогиб типа межгорной впадины, развивается совершенно особый тип вулканизма, характеризующийся образованием стратовулканов, резким преобладанием пирокластики над лавами, неоднократной сменой основных продуктов кислыми и широким развитием метасоматических процессов, когда возникают формации вторичных кварцитов. В пределах орогенного цикла для Закарпатья установлено четыре фазы, из которых две первые характеризуются преобладанием продуктов кислого состава, а две последние — основного.

В период, когда в пределах Восточных Карпат складчатые процессы завершились, и эта область начала раскалываться на глыбы, начинается следующий, новый посторогенный цикл вулканизма. Он характеризуется резким преобладанием лав над пирокластикой; возникают лавовые потоки, габиссальные тела, шлаковые конусы и трубки взрыва. Этому типу вулканизма присущи продукты только основного состава — базальты и андезито-базальты. Количество вулканических продуктов, по сравнению с последними фазами орогенного вулканизма, незначительное, порядка 1%. Этот тип вулканизма развивается, когда процесс

<sup>1</sup> В отличие от глубинных разломов (Пейве, 1956), связанных с заложением геосинклинальных трогов и контролирующих вулканизм циклов, нами выделяются глубокие разломы, сопряженные с вулканизмом отдельных фаз. Они, как правило, перекрыты вулканитами и устанавливаются по цепям вулканических построек.

Систематические схемы распространения вулканических образований Восточных Карпат

Таблица 1

Тектонический режим	Возраст	Цикл и фаза	Состав	Формы проявления	Тектологические структуры	Фазы								
						По В. С. Соболеву и др. (1955)	По В. В. Мерлинчу и С. М. Спитковскому (1958)	По В. П. Костюку (1959, 1961)	По Л. Г. Давидюку (1961)					
Завершенная складчатость	Четвертичный — верхний плиоцен	Вулканизм платформенного (построенового) цикла	Базальты, андезиты-базальты (бужорская свита)	Потоки, покровы, экструзии, шлаковые конусы, трубчатые впадины	Разломы, преимущественно северо-восточного и субмеридионального простирания	III	V	IV	IV					
						II	IV	III	III					
						I	III	II	—					
						—	I	I	—					
Орогенный или полуплатформенный (последняя стадия геосинклинального режима)	Миоцен — верхний плиоцен	Неогеновый цикл	Липариты, дациты, андезиты, андезиты-базальты и их туфы (туфническая свита)	Стратовулканы, потоки, покровы, купола, дамки	Выгордаг-Тупиенский гтубожский разлом северозападного простирания и оперяющие его разломы перпендикулярного направления	II	IV	III	III					
						II	IV	III	III					
						I	III	II	—					
						—	I	I	—					
						Пижмий сармат — верхний тортон	Липариты, дациты, андезиты, андезиты-базальты и их туфы	Стратовулканы, потоки, купола, горизонтальные туфовые конусы	Чон-Береговский гтубожский разлом северо-западного простирания и оперяющие его разломы	Ia	III	II	—	
										I	II	—	—	
										—	I	I	—	
						Низы верхнего тортона — бурдингал (?)	Первая фаза	Туфы дацита и липаритов-дацита, Роговообманковские андезиты (?) андезиты в Венгрии	Размытые вулканы, горизонтальные туфовые конусы	Солотвинский гтубожский разлом	I	II	—	—
											—	I	I	—
						Мел — палеоген	Мел — палеогеновый цикл	Не расчленен	Липаритовые туфы, андезиты и их туфы	Экструзии, потоки, дам, горизонтальные туфовые конусы	?	—	I	I
—	—	—	—											

складчатости уже завершен, и очень близок к вулканизму платформенного типа, широко развитому в Сибири, на Северо-Востоке СССР, в Приморье и Китае. Такой вулканизм, свойственный областям завершенной складчатости, нами несколько условно назван «платформенным»<sup>1</sup>.

К вулканизму «платформенного» типа относятся потоки лав бужорской свиты, выделенные В. С. Соболевым, В. П. Костюком и др. (1955). Однако детальные геосъемочные работы показали, что часть образований, отнесенных к бужорской свите, как, например, крупнопорфировые андезиты, в действительности относятся к более древним фазам вулканизма орогенного типа, поэтому объем бужорской свиты, в нашем понимании, резко сократился, по сравнению со схемами В. С. Соболева, В. П. Костюка и особенно Л. Г. Данилович (1960).

Развитые среди вулканогенных образований малые интрузии представлены микрогранитами, гранодиорит-порфирами, диорит-порфиритами и габбро-диабазами. По В. С. Соболеву, В. П. Костюку и др. (1955), малые интрузии связаны с вулканическими образованиями. Б. В. Мерлич и Н. С. Спитковская (1958) относят их к специфической группе малых интрузий, обособленных в хронологическом и тектоническом отношении. Они полагают, что образование их предшествовало накоплению вулканитов гутинской свиты.

Проведенные нами геосъемочные работы, показали, что малые интрузии представляют собой более глубоко эродированные экструзии и гипабиссальные тела. Петрохимические особенности их также аналогичны вулканогенным образованиям, и, таким образом, их нельзя отрывать от комплекса вулканогенных образований.

Полученные нами данные (Малеев, 1960, 1963) позволили расчленить вулканогенные образования неогена Закарпатья по типам и фазам вулканизма (табл. 1). Установлено взаимоотношение между различными комплексами вулканитов и точно установлен их возраст, за исключением наиболее молодых образований; дано детальное описание главнейших эффузивных и гипабиссальных пород, часто с химической характеристикой, и установлены основные петрохимические закономерности. Дальнейшее изучение вулканогенных образований должно было пойти по линии анализа их фаций, выявления центров извержения, установления типов вулканов и типов извержений, связи вулканизма с метасоматическими процессами и полезными ископаемыми, решения вопросов дифференциации магмы и др. Решению этих вопросов и посвящена настоящая работа.

### Краткий геологический очерк

Неогеновый вулканизм Закарпатья связан с заключительным этапом геосинклинального развития Карпатского геосинклинального прогиба. Этот прогиб был заложен в меловом периоде в пределах Альпийского складчатого пояса между Русской платформой и Венгерским средним массивом.

В начале неогена в пределах геосинклинального прогиба складчатость завершилась и началось воздымание Карпат. Одновременно на востоке образовался Предкарпатский передовой (или краевой) прогиб, а на западе — Закарпатский прогиб, которые по мере воздымания складчатой области Карпат погружались и заполнялись отложениями молассового типа. Прогибание Закарпатской впадины осуществлялось по глубоким разломам, которые одновременно служили путями для подъема магмы и обусловили интенсивный поверхностный вулканизм.

Из опубликованных в течение последнего пятидесятилетия несколь-

<sup>1</sup> Он также может быть назван «посторогенным» или «раннеплатформенным».

ких схем тектоники Карпат, наиболее широкой популярностью пользуются схемы А. А. Богданова (1949), В. Г. Бондарчука (1954, 1962), Д. С. Вялова (1953<sub>2</sub>), М. В. Муратова (1949), В. И. Славина (1958), Я. О. Кульчицкого (1958).

Складчатая область Восточных Карпат, сложенная отложениями палеозойско-палеогенового возраста, согласно А. А. Богданову и М. В. Муратову, разделяется на три крупные тектонические зоны, отличающиеся характером разреза меловых и палеогеновых отложений и типом дислокаций,— внутреннюю антиклинальную, центральную синклиналичную и внешнюю антиклинальную (рис. 1).

Ядром внутренней антиклинальной зоны является Мармарошский массив кристаллических пород палеозойского(?) возраста. Он характеризуется сложными, нарушенными разломами складками различной величины и ориентировки. Палеозойские отложения несогласно перекрывают интенсивно дислоцированными отложениями триасового и юрского возраста. Более молодые, преимущественно флишевые образования мела и палеогена мощностью до 7 км, образующие северное крыло внутренней антиклинальной зоны, смяты в складки северо-западного, общекарпатского направления. Они образуют серию удлиненных складок, осложненных сбросами и небольшими надвигами. Центральная синклиналичная зона сложена породами от верхнего мела до олигоцена. Они также интенсивно дислоцированы, причем антиклинали имеют гребневидную форму, а синклинали характеризуются уплощенностью очертаний. Внешняя антиклинальная зона («скибовая» зона польских геологов) представляет собой сильно дислоцированную полосу. Она расчленена на ряд чешуй, имеющих различное строение в разных ее частях. Внешняя антиклинальная зона по особенностям тектоники Ю. М. Пуцаровским (1961) разделяется на две поперечные части: северо-западную, где развиты крупные складки правильного строения и юго-восточную, характеризующуюся чешуйчатой структурой. Чешуи состоят из целого ряда антиклинальных складок с сорванными северо-восточными крыльями. Осевые поверхности складок падают на юго-запад, иногда довольно полого. Величина перемещения чешуй достигает 12—15 км, причем чешуи перекрывают миоценовые отложения Передового Карпатского прогиба.

Закарпатский прогиб, в пределах которого развиты вулканогенные образования миоценового возраста, разделяется на Чоп-Мукачевскую впадину, занимающую юго-западную часть Закарпатья, и Солотвинскую (или Верхне-Тисецкую) впадину в юго-восточной части. Солотвинская впадина выполнена отложениями миоцена мощностью более 2000 м. Они представлены песчано-глинистыми соленосными и вулканогенными образованиями, главным образом бурдигал-тортонского возраста и в незначительной мере отложениями сармата и паннона (на левобережье р. Тисы и правобережье р. Рики). Чоп-Мукачевская впадина также выполнена рыхлыми отложениями, но главным образом тортона и сармата. Они перекрыты осадками паннона и левантина. Тортона представлен преимущественно песчано-глинистыми, глинистыми и отчасти вулканогенными образованиями. Среди отложений сармата вулканогенные образования на юге впадины имеют большую мощность. Отложения паннона представлены главным образом песчано-глинистыми породами и в небольшой мере — вулканогенными. Наиболее сложно построены отложения левантина. Мы разделяем их на нижне- и верхнелевантинские. Нижнелевантинские отложения представлены в пределах впадины туфогенно-осадочными породами, носящими название «ильницкой свиты», а на северной и восточной окраинах Чоп — Мукачевской впадины — вулканогенными. Отложения верхнего левантина почти полностью вулканогенные и носят название «гутинской свиты».

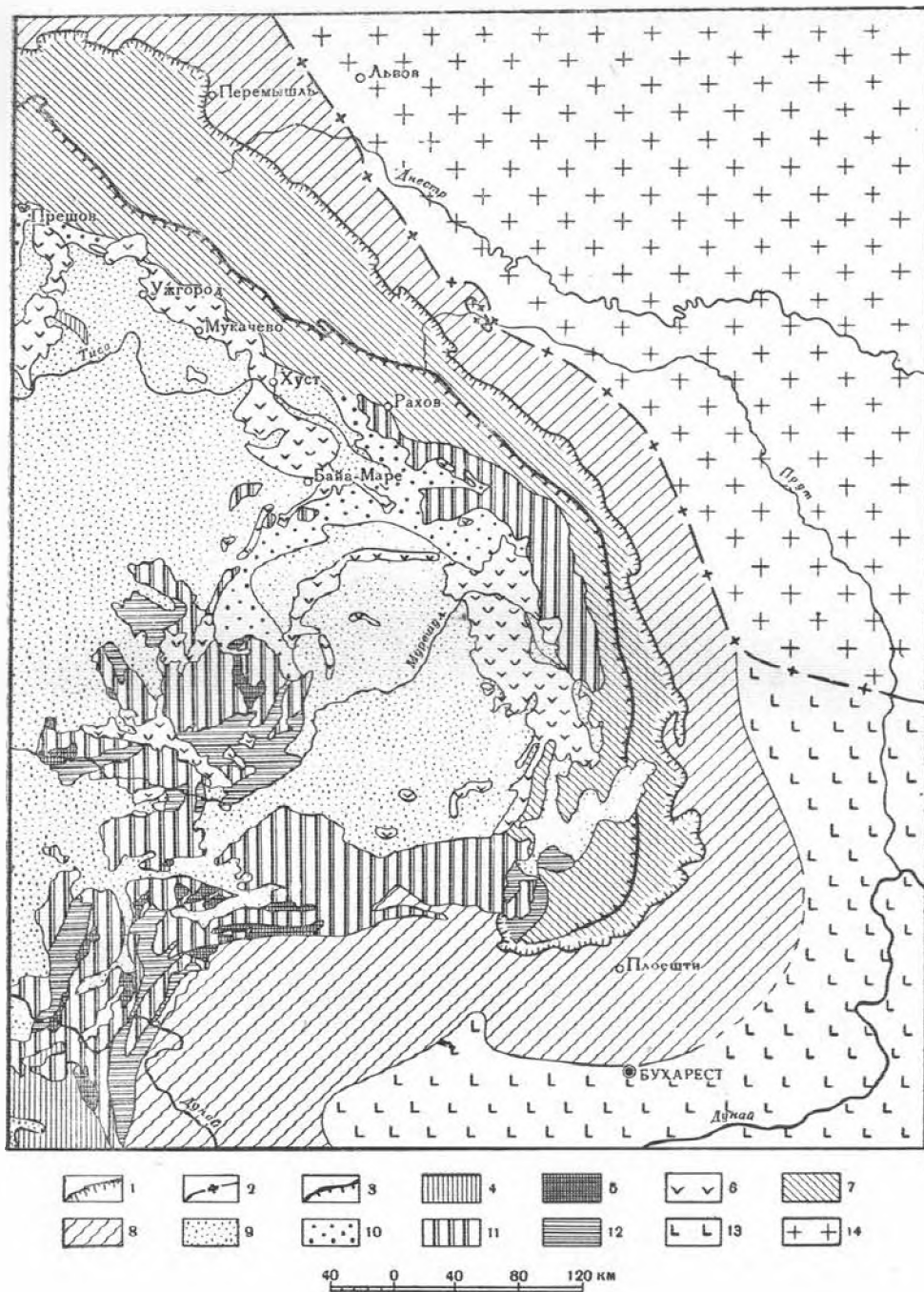


Рис. 1. Тектоническая схема восточных Карпат (Бондарчук, 1962):

1 — внешний край Карпат; 2 — край Русской платформы; 3 — Магурский надвиг; 4 — внекарпатские альпийские сооружения; 5 — гранитные массивы; 6 — вулканогенные образования; 7 — флишевые Карпаты; 8 — предкарпатский прогиб; 9 — неогеновые и раннечетвертичные отложения впадины и мульды; 10 — палеогеновые депрессии, выполненные флишем; 11 — приподнятые блоки фундамента герцинской субплатформы внутри Карпат; 12 — впадины на поверхности приподнятого фундамента герцинской субплатформы; 13 — структуры герцинской субплатформы внекарпатской области; 14 — докембрийская платформа.

Чоп-Мукачевская впадина, в отличие от Солотвинской, продолжала прогибаться в плиоцене и в четвертичное время, вследствие чего она выполнена в значительной мере и молодыми отложениями. Общая мощность миоцен-четвертичных отложений около 2500 м. Вулканогенные образования бурдигал-тортонского возраста Закарпатского прогиба имеют мощность, достигающую 1000 м. Максимальная мощность вулканогенных образований сарматского возраста наблюдается в южной части Чоп-Мукачевской впадины. Горизонты туфов имеют здесь мощность в несколько сот метров, тогда как в Солотвинской впадине она составляет лишь десятки метров. Верхнеплиоценовые вулканогенные образования слагают Выгорлат-Гутинскую гряду, которая окаймляет Чоп-Мукачевскую впадину с севера и востока, а Солотвинскую впадину — с юга и запада.

## Вулканизм геосинклинального цикла (мел — палеоген)

---

Вулканогенные образования мел-палеогенового возраста развиты среди морских песчано-глинистых флишевых пород. Несмотря на относительно интенсивное проявление тектонических процессов в меловом и палеогеновом периодах, вулканизм в это время проявился слабо. В соответствии с этим описываемые мел-палеогеновые отложения относятся к типичным миеосинклинальным. Однако, по мере проведения детальных геологических исследований, в области мел-палеогенового флиша устанавливаются все новые и новые участки развития вулканогенных образований, а в отдельных районах, где не обнаружены еще вулканогенные образования, выявляются ареалы рассеяния пироксенов, наличие которых указывает на еще не обнаруженные основные вулканогенные породы.

В пределах внутренней антиклинальной зоны вулканогенные образования сосредоточены в двух районах (Круглов, 1961). Южный район узкой прерывистой полосой тянется от гор Чивчин до бассейна р. Угольки, а Северный расположен к северу от Раховского кристаллического массива (массивные и миндалекаменные диабазы горы Петрос, прослой туфов по р. Лопушанке, лавы и туфы по ручью Тростяну и др.). В Южном районе (ручьи Квасной, Выгринский, безымянные притоки Тисы и др.) С. С. Круглов (1961) отмечает магматические образования различного типа: альбитовые базальты, альбитовые и роговообманковые диабазы, диабазовые порфириты и их туфы, габбро-диабазы, габбро-лабрадориты и серпентинизированные лерцолиты. В обоих районах отмечаются лавы, пирокластические образования и гипабиссальные тела.

По ключу Тростенцу, впадающему в р. Черная Тиса в 12 км к югу от г. Рахова, залегает толща вулканогенных образований мощностью около 250 м. Она имеет апт-альбский (Кульчицкий, 1959) или альб-сеноманский (Муратов, Маслакова, 1950) возраст. Наиболее детально изучена часть толщи мощностью 150 м. Здесь С. С. Кругловым (1961<sub>1,2</sub>) установлено десять лавовых потоков мощностью от 4 до 32 м, переслаивающихся с туфами диабазового и спилитового состава мощностью от нескольких сантиметров до 7 м. Несмотря на однообразие лавовых потоков, среди них отмечены лавы, обладающие шестигранной столбчатой отдельностью и реже шаровой отдельностью, обычно массивного или миндалекаменного строения. В верхних и нижних частях лавовые потоки имеют брекчиевидное строение. Туфы представлены псаммитовыми и гравийными разновидностями, литокластическими, кристаллокластическими и смешанными. Количество кремнезема в туфах колеблется от 47,98 до 56,80%. В разновидностях со вторичным кварцем содержание его возрастает до 62,4%. В некоторых породах содер-

жанне окиси натрия увеличивается до 5,48—6,24%, что свойственно спилитам.

В верховьях р. Косовской встречены меловые эффузивные породы диабазового состава с ксенолитами розовых известняков юрского возраста. В восточной части Закарпатья, юго-восточнее с. Ясиня, по р. Лопушанке Е. И. Вульчин и Я. О. Кульчицкий (1959) в песчаниках, перекрытых фаунистически охарактеризованными аргиллитами сенонского возраста, встретили несколько пластов андезитовых туфов и туффицитов мощностью 1—1,5 м. Они представлены псаммитовыми разновидностями кристаллокластическими и смешанными.

В юго-восточной части Закарпатья, в районе с. Большая Уголька в отложениях верхнего мела залегает массив лерцолита (Соболев, Беляков, 1947; Ткачук, и др., 1955). В районе с. Драгово среди пестроцветных сланцев верхнеэоценового возраста Е. И. Вульчин и Я. О. Кульчицкий (1959) отмечают наличие пластов туфов.

В пределах внутренней антиклинальной зоны Карпат, от правобережья р. Рики на северо-западе до р. Лужанки на юго-востоке, на протяжении 30 км отмечен ряд выходов спилитов, образующих среди пород эоцена пластообразные и трубообразные тела (Мерлич, Спитковская, 1957). В районе с. Горинчево спилиты залегают среди эоценового флиша в виде пластообразной пологопадающей залежи, размером 1000×800 м. Характер контактов спилитов с вмещающими породами не установлен. В 4 км к юго-востоку от описанной залежи отмечено несколько штокообразных тел, форма которых также не определена. В районе с. Драгово находятся два выхода спилитов, в виде вытянутых тел длиной 20—30 м с контактами, близкими к вертикальным.

На правом берегу р. Теребли среди верхнесенонских мергелей можно видеть несколько выходов спилитов. Наиболее крупный из них представляет собой дайку мощностью 10—15 м, прослеженную по простиранию на 750 м и падающую на северо-запад под углом 45°. В бассейне р. Лужанки, также среди меловых отложений, установлено несколько небольших выходов спилитов.

Надо полагать, что в процессе детальных геосъемочных работ будет выявлено значительно большее количество вулканогенных образований.

Спилиты существенно состоят из плагиоклаза (альбит), реликтов моноклинного и ромбического пироксенов хлорита, карбоната (кальцит и сидерит), халцедона, магнетита, гематита, и стекловатого мезостазиса. Спилит из района с. Горинчево содержит 57,000% кремнезема<sup>1</sup>.

Кроме спилитов во флише отмечались, вероятно, наземные излияния типа диабазов и андезитовых (?) порфиритов.

Среди мелилитовых сланцев олигоценового возраста выделяется горизонт туфов липаритового состава мощностью в несколько десятков метров (Вялов и др., 1951), отмеченный во многих пунктах Внешних Карпат (по р. Чечве, возле г. Болехова, пос. Небылова, пос. Долина).

В бассейне с. Жабье в «переходных слоях», залегающих на контакте типичных менилитовых и красненских отложений олигоценового возраста, установлена пачка пород мощностью 5 м, состоящая из переслаивающихся алевритовых витрокластических туфов липарита мощностью 3—5 см с прослоями алевролитов и аргиллитов. По составу туфы аналогичны отмеченным выше из мелилитовых сланцев Внешних Карпат.

<sup>1</sup> Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская (1957) возраст всех спилитов, даже тех, которые залегают среди верхнемеловых отложений, относят к эоцену. С этим выводом согласиться нельзя, так как известен ряд пунктов, где не только спилиты, но и туфы основного состава залегают среди отложений мелового возраста (Лазаренко, 1960).

В Солотвинской впадине опорной скажиной, пройденной возле с. Данилово, на глубине 2135—2143 и 2170—2176 м, в средней части пестроцветных отложений верхнеэоценового возраста встречены прослои туффитов. Туффиты в значительной степени разложены, однако, в них сохранилась реликтовая кристалловитрокластическая структура (Гуревич, 1960). Наличие биотита, обломков кварца и остроугольных фрагментов позволяет предположить липаритовый состав туфа.

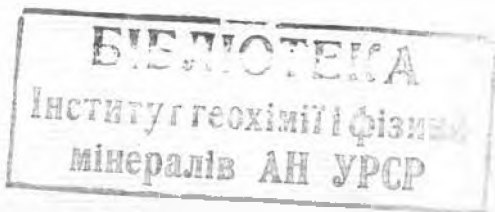
Таким образом, в период развития геосинклинального прогиба в меловое и палеогеновое время имела место вулканическая деятельность, характеризующаяся накоплением продуктов основного состава, относящихся к спилитам и офиолитам. Излияния были преимущественно подводного трещинного характера, в результате чего произошло переслаивание потоков лав с туфами (лавы преобладают над пирокластическим материалом, так как содержание последнего — менее 50%). В потоках лав отмечена шаровая отдельность. Метасоматические процессы — аргиллизация, алунитизация и образования вторичных кварцитов, здесь не отмечены.

Кроме излияний лав значительным распространением пользуются гишабиссальные тела, что также характерно для данного типа вулканизма.

В период замыкания геосинклинального прогиба в олигоцене, вероятно, когда уже преобладали восходящие тектонические движения как заключительный этап вулканической деятельности, происходили эксплозии продуктов кислого состава. В это время отдельные участки прогиба, возможно, превратились в сушу, образовались эруптивные центры, дающие пирокластический материал. Центры извержения пока не обнаружены, но, надо полагать, что это были не стратовулканы, ибо последние были бы уже выявлены в процессе детального геологического картирования. В типичных эвгеосинклиналях, а иногда и в миеосинклиналях, в эту стадию тектонического развития обычно внедряются гранитные интрузии.

Не исключена возможность, что на месте магматических очагов, давших продукты кислого состава, образовались интрузии, еще не вскрытые эрозией и поэтому не установленные.

Описываемые вулканогенные образования, развитые в области геосинклинального прогиба, представленные спилитами и офиолитами, образующими лавовые потоки с подчиненным количеством пирокластического материала, характерны для вулканизма геосинклинального типа (Малесв, 1960<sub>1</sub>, 1963<sub>2</sub>).



## Вулканизм орогенного цикла (неоген)

---

Вулканогенные образования неогенового возраста развиты в юго-западной части Закарпатья, на площади около 6 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет, примерно, половину территории Закарпатской области. Главными геоморфологическими элементами здесь являются Выгорлат-Гутинская гряда, представляющая собой сложное вулканическое сооружение, Чоп-Мукачевская равнина и в восточной части — низкогорное холмистое пространство — Солотвинская котловина.

Геоморфологии этой части Закарпатья посвящено много работ, из которых наиболее важные А. П. Алферьева (1948), В. Г. Бондарчука (1956), В. Буцуры (1946), Н. П. Ермакова (1948), Л. Г. Каманина и В. Г. Иванова (1954), Т. Ю. Пиотровской (1960), Г. И. Раскатова (1947, 1949), А. И. Спиридонова (1952), П. Н. Цыся (1954, 1957, 1962) и др.; в связи с этим нами будут изложены только наиболее важные сведения.

Выгорлат-Гутинская гряда на севере отделяется от горного складчатого сооружения Завыгорлатской продольной долиной, которая восточнее р. Рики продолжается вплоть до Солотвинской котловины. Общее простирание гряды северо-западное, но у г. Хуста она делает резкий изгиб к югу. Длина гряды на территории СССР около 120 км при ширине от 15 до 25 км. Она уходит на северо-западе в Чехословакию и заканчивается массивом Выгорлат, а на юго-востоке — в Румынию, к Гутинским горам (рис. 2).

Выгорлат-Гутинская гряда имеет сложную морфологию. Северные склоны ее крутые и короткие, а южные — пологие и длинные, осложненные террасами. Выгорлат-Гутинская гряда расчленяется реками Уж, Латорица, Боржава и Тиса на ряд хребтов. Более мелкие реки: Старая Визница, Обава, Матекова, Иршава начинаются на южных склонах водораздельных возвышенностей и текут на юг. Они расчленяют южные склоны хребтов на ряд отрогов и усложняют их рельеф. Преобладают высоты 700—800 м над ур. м., но отдельные горы несколько превышают 1000 м (тогда как прилегающая с юго-запада Чоп-Мукачевская равнина имеет абсолютную высоту около 120 м). Начиная с северо-запада, в пределах гряды располагаются следующие горы и хребты, сложенные вулканогенными образованиями: хребет Попричны (на правом берегу р. Уж), горы Анталовская Поляна<sup>1</sup>, Маковица (978 м), Погар, Плишка, хребет Большой Синяк, горы Бориллов Дил (горы Гомбушка и Дыхманов — 1022 м), к югу от них отчленена узкая удлиненная возвышенность, носящая название хребет Гат. Далее на

<sup>1</sup> Ее также называют г. Анталовская

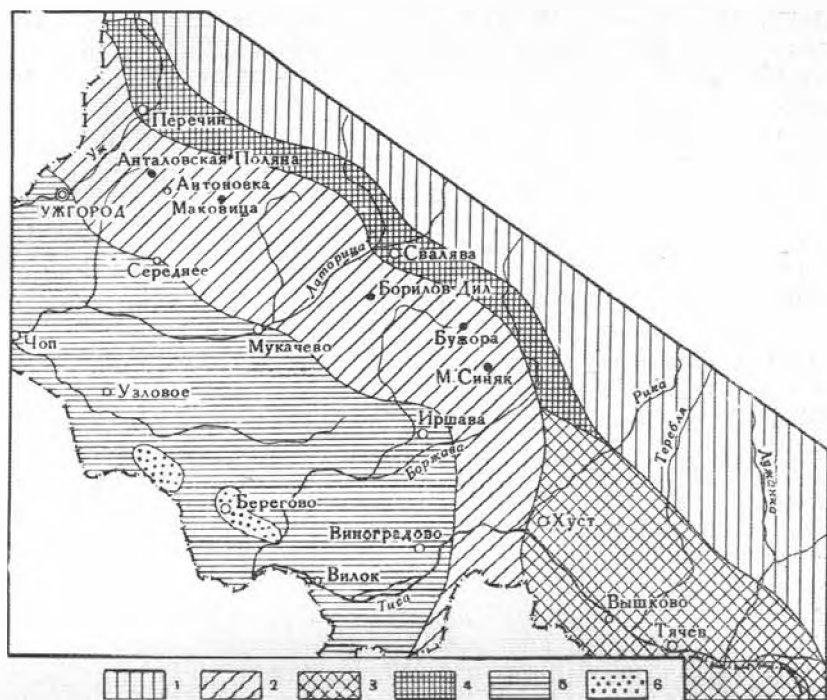


Рис. 2. Геоморфологическая схема Закарпатья:

1 — отроги Полонинского хребта; 2 — Выгорлат-Гутинская гряда; 3 — Солотвинская котловина; 4 — Закарпатская продольная долина; 5 — Чоп-Мукачевская равнина; 6 — Береговское холмогорье и Косино-Беганские возвышенности.

восток выделяются гора Бужора (1086 м), хребты Малый Сняк и Великий Шоллес (последний ориентирован меридионально), состоящий из гор: Тулая, Острая и Толстый Верх. На левобережье р. Тисы простирается меридионально хребет Аваш (Оаш), уходящий в Румынию.

Вершины гор, обладающих высотой 900—1000 м, плоские; склоны крутые, часто скалистые и густо залесенные. На юго-западных склонах гряды имеется ряд эрозивно-денудационных поверхностей и террас. Наиболее четко выражены следующие: 1) эрозивно-денудационная поверхность на абсолютных высотах 380—450 м (до 500 м); 2) эрозивно-денудационная поверхность, переходящая в аккумулятивную террасу, на абсолютных отметках 220—280 м; 3) вторая надпойменная терраса, развитая по бортам крупных рек, с относительной высотой 20 м и абсолютной — 180—200 м; 4) первая надпойменная терраса, сливающаяся с поверхностью Чоп-Мукачевской низменности, — 110—120 м.

Выгорлат-Гутинская гряда сформировалась в результате сложной вулканической деятельности. В пределах гряды возникали стратовулканы (высота их, видимо, достигала 2000 м), которые затем разрушались и вновь покрывались лавовыми потоками. Одновременно с этим имели место экзетрузии куполов, образование лавовых потоков и шлаковых вулканических конусов, относительно хорошо сохранивших до настоящего времени свои первоначальные формы. Таким образом, в пределах Выгорлат-Гутинской гряды наряду с сильно разрушенными крупными стратовулканами, среди которых только некоторые, как например, Анталовская Поляна и Дыхманов, не полностью утратили свои первоначальные формы, имеются хорошо сохранившиеся вулканические

постройки, связанные с вулканической деятельностью плиоцен-раннечетвертичного возраста (лавовые потоки, купола, шлаковые конусы).

Чоп-Мукачевская равнина занимает площадь около 2000 км<sup>2</sup>. На севере и на востоке она примыкает к Выгорлат-Гутинской гряде, а на юге соединяется с Венгерской низменностью, крайнюю северо-восточную часть которой она и представляет. В пределах Чоп-Мукачевской низменности находится ряд возвышенностей вулканического происхождения. Поверхность равнины плоская, слегка наклоненная на юго-запад. На территории Закарпатья она представлена высокой надпойменной террасой р. Тисы и ее левых притоков. Равнина возвышается над уровнем р. Тисы на 5—6 м. Абсолютные высоты здесь колеблются от 116 до 120 м — в полосе, прилегающей к Выгорлат-Гутинской гряде, и снижаются до 105 м у г. Чоп.

Небольшие массивы, разбросанные среди Чоп-Мукачевской равнины, являются останцами вулканитов различного возраста и генезиса. В районе г. Берегово, так называемое Берсеговское холмогорье (367 м абс. выс.) и отдельные холмы между г. Берегово и Чоп представляют собой остатки стратовулкана и относительно хорошо сохранившиеся купола липарита нижнесарматского возраста. В районе г. Виноградово находится самая высокая возвышенность — Черная гора (568 м) — останец крупного вулкана нижнелавантинского возраста. К этому же возрасту относится небольшой андезитовый моногенный вулкан — гора Шаланка (372 м), расположенный к северо-востоку от г. Берегово. Между г. Мукачево и Ужгородом находится ряд холмов (Поланок, Путка и др.), представляющих собой дацитовые купола нижнелавантинского возраста. К югу от г. Мукачево, в с. Дрисино находится небольшой холм — останец шлакового конуса плиоцен-раннечетвертичного возраста.

Солотвинская котловина расположена к востоку от г. Хуста и вытянута в широтном направлении. Длина ее 50 км, ширина — около 20 км. С запада и юга она окаймлена вулканическими горами Выгорлат-Гутинской гряды, а на севере и востоке котловины дугообразно поднимаются горы складчатых Карпат юрско-палеогенового возраста.

Солотвинская котловина сложена песчано-глинистыми и вулканогенными образованиями миоценового возраста. Рельеф ее сложный, он представляет собой сочетание остатков древних террас, куэстообразных водоразделов и расчлененных узких гребней. Превышения возвышенности над Тисой 100—150 м. В южной части котловины на участках, прилегающих к долине р. Тисы, хорошо прослеживаются террасы, относительные высоты которых 7—8 м, 15—18 и 25—30 м. Солотвинская котловина пересекается правыми притоками Тисы (реки Рика, Теребля и Тересва). На западе, через так называемые Хустские ворота, прорезанные в сложном андезито-дацитовом куполе, котловина соединяется с Чоп-Мукачевской равниной.

## Первая фаза орогенного вулканизма (средний миоцен)

Образование Закарпатского внутреннего прогиба и заполнение его молассовыми отложениями длилось в течение всего неогена, но происходило в несколько этапов. Каждый этап начинается заложением глубокого разлома, по которому магма поднималась к поверхности. Таких разломов в настоящее время установлено четыре. С каждым из них связана вспышка вулканизма, в результате которой происходило накоп-

ление вулканических продуктов. Сначала извергались основные разновидности, а в конце — кислые. Каждую такую вспышку вулканизма мы выделяем как фазу (Малеев, 1960<sup>1</sup>, з. 4, 1963<sup>1</sup>, 2, 5). Как будет показано ниже, для Восточных Карпат характерны четыре фазы неогенового вулканизма. Наиболее ранняя, первая фаза началась в бурдигале(?) и закончилась в тортоне; вторая фаза развивалась начиная от верхнего тортона до паннона (наиболее интенсивны были вулканические проявления в нижнем сармате); третья фаза происходила в течение нижнего левантиня и четвертая охватывает отрезок времени верхнего левантиня.

### Условия залегания вулканогенных образований

Вулканогенные образования, сформировавшиеся в первую фазу, залегают среди песчано-глинистых соленосных отложений; почти на всей площади Закарпатского прогиба они погребены под более молодыми отложениями и только кое-где выходят на поверхность в пределах Солотвинской впадины. Они стали доступны изучению только в последние годы (1959—1962 гг.), благодаря скважинам, пробуренным до глубины 2500 м (рис. 3).

Правильное понимание истории вулканизма стало возможным также только в последнее время, после проведения специальных стратиграфических работ, позволяющих увязать отдельные выходы туфов и установить взаимоотношение и возраст различных горизонтов туфов в Закарпатье и за его пределами.

Наиболее обоснованными являются стратиграфические схемы, составленные по данным систематических геологосъемочных поисковых и специальных тематических работ, которые проводились после воссоединения Закарпатья с СССР.

Первые стратиграфические схемы были предложены Н. П. Ермаковым (1948) и И. Б. Плешаковым (1948). В дальнейшем большой вклад в изучение миоцена Закарпатья сделали В. С. Буров (1958), Л. В. Бурьндина (1958), И. В. Венглинский (1962), О. С. Вялов (1961), В. Н. Зайцева (1962), И. Ф. Клиточенко и В. Н. Утробин (1955), К. Я. Гуревич (1960), М. И. Петрашкевич (1961), Л. С. Пишванова (1959), В. И. Славин и Н. С. Филимонова (1953) и др. Из многочисленных стратиграфических схем последней является схема (табл. 2), составленная в 1961 г. (Вялов и др., 1961).

Исследованиями последних лет установлено, что молассовые отложения миоценового возраста несогласно залегают на палеогеновом флише и более древних отложениях. Миоценовые отложения обнаружены как в пределах Солотвинской впадины, где они выходят на поверхность, так и в Чоп-Мукачевской котловине, где они перекрыты более молодыми осадками.

Таким образом, развитие их фиксируется почти на всей площади Закарпатского прогиба. Молассовые отложения несогласно залегают на породах палеогена, имеющих здесь относительно небольшую мощность; последние, в свою очередь, подстилаются породами мезозоя, а возможно и более древними. В основании молассовых отложений залегают песчано-глинистые породы буркаловской свиты, отнесенные к бурдигалу (Петрашкевич, Гуридов, 1961). Мощность свиты в Солотвинской впадине 60—80 м. Выше залегает терещульский горизонт конгломератов, относимый к вышележащей новоселицкой свите; возраст этого горизонта И. В. Венглинский считает гедьветским, а Л. С. Пишванова (1961) — тортонским.

На конгломератах несогласно залегает новоселицкая свита, пред-

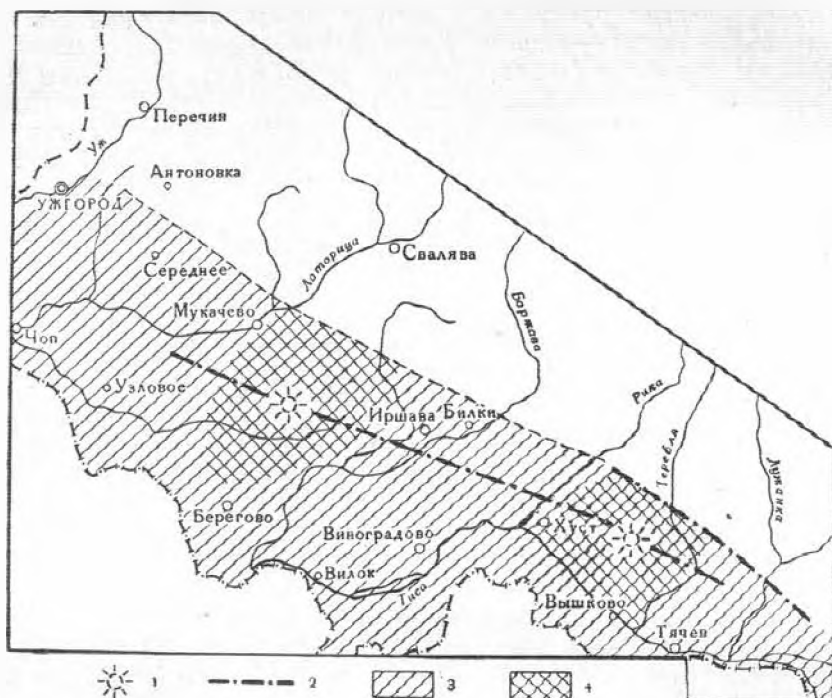


Рис. 3. Схематическое расположение вулканогенных образований I фазы орогенного вулканизма миоценового возраста:

1 — предполагаемое местоположение вулканов; 2 — предполагаемое расположение глубоких разломов; 3 — области распространения туфов; 4 — области максимальной мощности туфов.

ставленная преимущественно пелловыми туфами липарито-дацита. В пределах Солотвинской впадины новоселицкие туфы выходят на поверхность вдоль северного борта впадины, на сочленении складчатой области Карпат и флиша. Они прослеживаются от левобережья р. Боржавы на западе до с. Водица на востоке, на протяжении более чем  $60 \text{ км}^1$ . Мощность их неравномерная и изменяется от 25 до 250 м. В бассейне р. Апшицы у с. Водины новоселицкие туфы разделяются на два горизонта толщей осадочных пород, представленной в нижней части карбонатными глинами и туффитами мощностью 6—7 м, а выше — конгломератами мощностью 8—10 м. Новоселицкие туфы, залегающие вдоль северного склона Солотвинской впадины, вместе с осадочными породами падают под углом  $20\text{--}40^\circ$  в сторону впадины.

В районе с. Данилово опорная скважина в интервале 1200—1920 м прошла свиту новоселицких туфов, которые вначале были выделены в даниловскую свиту (Гуревич, 1956, 1960). Поскольку Даниловская скважина пересекает свиту на участке ее наибольшей мощности и хорошо обнаруживает многократное переслаивание туфов с осадочными породами, мы приводим сокращенное описание ее в стратиграфической интерпретации О. С. Вялова и др. (1962)<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> К описываемой свите относятся также клубукские туфы, развитые в районе гор Клубуков на левобережье Боржавы и апшинские туфы, относившиеся В. И. Славиным и Н. С. Филимоновой к нижнему миоцену.

<sup>2</sup> Вследствие соляной тектоники в верхней части скважины повторяются нижележащие слои, поэтому разрез скважины приводится с глубины 345 м, где начинается солотвинская свита.

Таблица 2

Схема подразделения миоцена Закарпатья  
(по О. С. Вялову, Л. С. Пишвановой, М. П. Петрашкевич, Г. Н. Гришкевич, 1962)

Возраст	Свита	Подсвита и горизонт	Микрофаунистический горизонт	Зона (по моллюскам)	
Низы среднего сармата	Алмашская	—	<i>Prosononion subgranosus</i>	<i>Cardium finitima</i>	
Нижний сармат (волянский горизонт)	Луковская	—	<i>Quinqueloculina reussi</i>	<i>Cardium transearpaticum</i>	
Нижний сармат (бугловский горизонт)	Доробратовская	Перегудская, Стрембинская	<i>Cibicides badenensis</i>	<i>Cardium inopinatium</i>	
Верхний тортон	Даролинская	Басхевская, Башкиурская, Терновская	<i>Streblus beccarii</i>	<i>Cardium taurinum</i> <i>Cardium praeplicatum</i>	
	Нересницкая	—	<i>Cassidulina crista</i>	<i>Pecten eini</i>	
	Тячевская	—	Подгоризонт с <i>Cyclamina</i>		
		Ньяговский конгломерат			
	Шандровская	—	Песчаные фораминиферы и буламинны		
	Ньяковская туфовая	—			
	Солотвинская	Глодская	Глодская	<i>Globigerina bulloides</i>	Одиночные находки моллюсков
			Банская	Обедненный комплекс	
Затонская					
Тереблинская				Фауна не найдена	
Нижний тортон	Талаборская		<i>Uvigerina asperna</i>	<i>Pseudoamussium cornutum desudatum</i>	
	Новоселинская туфовая	Тершульский конгломерат	<i>Candorbulina universa</i>	Фауна не найдена	
Бурдигал-гельвет	Буркаловская		<i>Cristellaria</i> , <i>Nodosia</i>	<i>Pecten burdigalensis</i>	
Олигоцен-бурдигал	Негровская				

## Солотвинская свита

	Глубина, м
1. Туфы и туффиты голубовато-зеленые, темно-серые с незначительным содержанием прослоев глины . . . . .	345—400
2. Алевролитовые аргиллиты темно-серого цвета известковистые, слоистые, плотные с редкими прослоями туффитов . . . . .	400—450
3. Аргиллиты . . . . .	450—570
4. Туфы светло-серые, голубоватые . . . . .	570—575
5. Чередование аргиллитов и алевролитов . . . . .	575—600

## Гереблинская и талаборская свиты

6. Соль с прослоями глин . . . . .	600—770
7. Глины соленосные с прослоями туффитов мощностью не более 10 см, сильно насыщенные солью (толща сильно перемята и раздроблена; местами породы залегают вертикально) . . . . .	770—935
8. Соль порошкообразная с ангидритом . . . . .	935—1015
9. Аргиллиты с пропластками туфов и туффитов . . . . .	1015—1090
10. Чередование аргиллитов и алевролитов с большим количеством прослоев туфов и туффитов серого, светло-серого и реже зеленоватого цвета . . . . .	1090—1200

## Новоселицкая свита

11. Витрокластические туфы с пропластками аргиллитов . . . . .	1200—1230
12. Туфы, преимущественно кристалловитрокластические . . . . .	1230—1250
13. Алевролиты . . . . .	1250—1255
14. Туфы измененные, местами карбонатизированные, серые, зеленоватые, такситовой текстуры, иногда слоистые за счет развития вторичных минералов . . . . .	1255—1320
15. Туффиты зеленовато-серые . . . . .	1320—1337
16. Туфы кристалловитрокластические и кристаллокластические, светло-серые с зеленоватым оттенком, плотные, однородные, слабоизвестковистые . . . . .	1337—1382
17. Туффиты зеленовато-серые, косослоистые . . . . .	1382—1387
18. Туфы кристалловитрокластические зеленовато-серые, плотные, однородные, иногда слоистые с редкими кристаллами пирита. В основании толщи имеются пропластки песчаника и аргиллита . . . . .	1387—1450
19. Аргиллиты темно-серые . . . . .	1450—1463
20. Чередование туфов с туффитами. Присутствуют изредка прослой аргиллита . . . . .	1463—1473
21. Туфы в основном литокластические с примесью обломков полевых шпатов и кварца (размер обломков до 5 мм) . . . . .	1473—1497
22. Чередование туфов с песчаниками и аргиллитами . . . . .	1497—1520
23. Чередование витрокластических туфов с кристаллокластическими и смешанными. Вся толща сильно перемята и раздроблена . . . . .	1520—1697
24. Туфы с прослоями аргиллитов и алевролитов . . . . .	1697—1750
25. Туфы кристаллокластические. В верхней части прослой туффита мощностью 5 м . . . . .	1750—1783
26. Чередование мергелей, аргиллитов и туффитов . . . . .	1783—1800
27. Туфы и туффиты серые с зеленоватым оттенком, с жилами кварца и прослоями кремней . . . . .	1800—1820
28. Туфы в верхней части кристаллокластические, в нижней — литокристаллокластические, серые с зеленоватым оттенком в связи с наличием монтмориллонитизированных участков. В породе преобладают обломки эффузивных пород темного цвета. Присутствуют кристаллы полевых шпатов и кварца . . . . .	1820—1920

Новоселицкая свита имеет углы падения 5—20°, в единичных случаях 25—30°. Вышележащие отложения, вследствие соляной тектоники, интенсивно смяты. Ниже с угловым несогласием залегают отложения палеогенового возраста.

Суммарная мощность новоселицкой свиты (с учетом углов падения) 600 м. Туфы залегают не в виде одного горизонта, а представляют собой весьма сложную толщу, переслаивающуюся с туффитами и нормально-осадочными породами.

В 8 км к востоку от скважины Данилово-1 заложена скважина Теребля-2, которая, по данным Р. Г. Ивановой (устное сообщение), встретила метровые прослой туффитов и туфопесчаников, содержащих пирокластический материал в виде свежих обломков андезита и свежих угловатых кристаллов основных плагиоклазов. Кислые туфы новоселицкой свиты встречены не были. Последнее свидетельствует о неравномерном распределении туфов в пределах Солотвинской впадины.

В Чоп-Мукачевской впадине новоселицкие туфы не выходят на дневную поверхность, но к востоку от г. Мукачево, в районе с. Залуж пройдено шесть опорных скважин, и все они пересекли туфы. Мощность

туфов новоселицкой свиты в этом районе колеблется от 120 до 622 м (табл. 3).

Уменьшение мощности туфов от 622 до 210 м (скв. 20 и 4) произошло на расстоянии менее 8 км, а по скважинам 1 и 6 — соответственно от 435 до 120 м — на еще меньшем расстоянии. Нарастание мощности туфов происходит в юго-восточном направлении.

Т а б л и ц а 3

Распределение мощностей туфов по скважинам (1—20)  
Залужской площади

Глубина, м	1	2	3	4	6	20
Кровля . . . . .	1907	1268	2220	1910	1585	1430
Почва . . . . .	2036	1620	2365	2125	2030	2052
Мощность туфа, м*	120	352	145	210	435	622

\* Мощность туфа определена с учетом углов наклона.

Скважины, пробуренные в районе Ужгорода, показали отсутствие туфов новоселицкой свиты, тогда как в районе г. Берегово — мощность их около 350 м.

Таким образом, и в пределах Чоп-Мукачевской впадины мощность новоселицких туфов распределяется неравномерно.

Состав туфов Чоп-Мукачевской впадины, крупность слагающего их материала и агрегатное состояние такие же, как и у туфов Солотвинской впадины. Они также относятся к липарито-дацитовым, представлены преимущественно непловыми разновидностями, главным образом псаммитовыми и алевритовыми, преобладают витрокластические и смешанные — кристалловитрокластические.

Из приведенного описания разреза скважины Данилово-1 видно, что, кроме массового развития вулканокластических пород в новоселицкой свите, туфы и туффиты встречаются в солотвинской и тереблинской свитах. Наиболее мощный горизонт вулканокластических пород залегает в верхней части солотвинской свиты, в интервале от 345 до 400 м. В этой толще туфов и туффитов мощностью 55 м встречаются прослои глин.

Наиболее мощный, третий<sup>1</sup> горизонт липарито-дацитовых туфов отмечен во многих пунктах Солотвинской котловины, где он выходит на поверхность в районе сел Крайниково, Александровка и Данилово, Нанково, Вышково (ключ Ковачский) и Солотвино. Этот горизонт туфов И. В. Венглинским (1962) назван александровским (это название применяется и нами), В. Н. Зайцевой — ковачским; И. Б. Плешаков (1948) объединял его с новоселицким, О. С. Вялов (Вялов и др., 1961) назвал его нанковским. В районе с. Нанково разрез этих туфов менее полный. Наиболее полные разрезы имеются в районе сел Крайниково, Данилово и Александровка, где мощность их достигает 200 м. Хорошо обнажены туфы также в районе с. Вышково по Ковачскому ключу, где в настоящее время они и разрабатываются.

Туфы александровской свиты между селами Крайниково и Данилово сложены наиболее грубообломочным материалом. Отдельные пласты туфов представлены гравийным материалом, представляющим собой

<sup>1</sup> Мы не выделяем в качестве горизонтов отдельные пласты туфов относительно небольшой мощности.

главным образом обломки тонковолокнистой пемзы размером до 3 см в поперечнике. В этом же туфе встречаются обломки аргиллита размером до 20 см (Малеев, 1951), поверхность которых часто ожелезнена. Такие ожелезненные корочки обычно характерны для обломков чуждых пород, образующихся во время эксплозий. Можно думать, что обломки аргиллита относятся к чуждому материалу, выброшенному во время извержения вулкана.

В районе сел Крайниково и Данилово преобладают псаммитовые туфы. Здесь обнажается горизонт псаммитовых смешанных туфов мощностью 8 м, обладающих шаровой текстурой. Шары имеют диаметр от 8 до 15 см. Расстояние между шарами от 5 см до 1—2 м. На отдельных участках шары имеют эллипсоидальную форму, когда два шара как бы срастаются, образуя эллипсоид; иногда срастаются одновременно несколько шаров. Поверхность их шероховатая. Шары выделяются из общей массы и создается впечатление, что они имеют иной состав. Однако массовое изучение шаров показало, что слагающий их материал лишь несколько больше уплотнен за счет более интенсивного окремнения. В центральной части подавляющей массы шаров наблюдается наиболее интенсивная силицификация или ожелезнение. Здесь обломки стекла, полевые шпаты и цементирующая масса замещаются мелкими агрегатами халцедона или бурыми окислами железа (Малеев, 1963<sub>3</sub>).

К северу от с. Крайниково, в районе с. Данилово туфы этого же горизонта приобретают желваковую текстуру. Создается впечатление, что в этой породе во множестве центров также зародились шары, но вследствие того что они не могли развиться в хорошо обособленные крупные шары (из-за скученности их), получилась желваковая текстура.

Наряду с псаммитовыми и гравийными туфами в меньшем количестве присутствуют алевроитовые, залегающие в виде прослоев мощностью в несколько сантиметров. К востоку и западу от с. Данилово пласты гравийного туфа исчезают. Наряду с псаммитовыми туфами значительную роль начинают играть алевроитовые туфы, иногда составляющие здесь основную часть разреза. Мощность прослоев пелитовых туфов также значительно увеличивается.

Общая мощность горизонта туфов, несколько превышающая 200 м в районе сел Данилово и Крайниково, в районе сел Александровка и Наиково уменьшается до 100 м. Наряду с этим появляется примесь терригенного материала и исчезают обломки чуждого материала. Таким образом, на расстоянии порядка 8 км на восток и на запад от сел Данилово и Крайниково наблюдается уменьшение мощности туфов и крупности слагающего их материала, исчезновение обломков чуждого материала и появление примеси терригенного материала.

В пределах Чоп-Мукачевской впадины соленосные отложения также перекрываются туфами, но мощность их значительно меньше туфов Солотвинской впадины. Здесь преобладают мелкообломочные витрокластические разновидности; широко распространены туффиты.

Верхний горизонт туфов выражен еще слабее, вероятно соответствует александровскому. Здесь, среди глинистых отложений, присутствуют прослои туфов и туффитов, мощность которых колеблется от одного сантиметра до одного метра. Однако наряду с тонкообломочными витрокластическими кислыми туфами, здесь присутствуют псаммитовые литокластические туфы, содержащие обломки андезита. Не исключена возможность, что их образование относится уже к следующей фазе вулканизма, т. е. ко времени возникновения горизонта вулканитов основного состава, развитых в районе г. Берегово.

На основании изучения условий залегания туфов среднего миоцена в пределах Закарпатского прогиба можно выделить три наиболее мощные толщи туфов:

1) нижняя — новоселицкая, несогласно залегающая на палеогеновых и более древних (маломощных) отложениях миоцена, относимая к среднему миоцену<sup>1</sup>;

2) средняя — солотвинская, маломощная (изучена слабо), залегающая в верхней части солотвинской свиты, относящаяся к низам верхнего тортона;

3) верхняя — александровская, залегающая несколько выше солотвинской свиты и также относимая к верхнему тортону<sup>2</sup>.

Нижняя толща туфов отделена от средней соленосной толщей, что отмечается не только в Закарпатском прогибе, но и в Предкарпатье. Поскольку две верхние толщи туфов относительно маломощные и разделены небольшой толщиной осадочных пород, мы их условно рассматриваем как продукты одного вулканического этапа, наступившего в период после накопления соленосных отложений.

Увеличение массы глубоководных форм фораминифер с накоплением новоселицкого и александровского горизонтов туфов, Л. С. Пишванова (1959) связывает с трансгрессией, имевшей место в это время. Это вполне согласуется с нашими представлениями, поскольку активизация вулканической деятельности связана с образованием глубоких разломов и отрицательными движениями в Закарпатском прогибе во время накопления мощных масс туфов. В период, предшествующий вулканической деятельности, обычно происходят восходящие движения, что влечет за собой регрессию и осолонение отшнуровавшихся соленых водоемов.

*Судя по большой (600—700 м) мощности туфов новоселицкой свиты в районе с. Данилово и в южной части Залужской площади, можно полагать, что вблизи этих пунктов находились центры извержения вулканов. Центр извержения, продуктом которого явились туфы александровской свиты, находился вблизи сел Крайниково и Данилово, именно там отмечена максимальная мощность туфов, наибольший размер их фрагментов и присутствие обломков чуждых пород, обычно встречающиеся вблизи центров извержения.*

За пределами Закарпатья, во внутренней зоне Карпат везде отмечаются туфы кислого состава. В Румынском Марамуреше, прилегающем к Закарпатья, по данным Д. Патрулиуса, И. Мотан и М. Бляху (1960), разновозрастные туфы проявляются в аналогичных условиях. Горизонт зеленоватых туфов, сопоставляемый этими авторами с туфами Деж-Трансильванского бассейна, относится к нижнему тортону и несогласно залегает на размытых породах эоцена. Мощность туфов там 70—80 м. Выше залегает толща соленосных глин с прослоями песчаников и туфов, перекрываемых толщей слабосцементированных песчаников, переслаивающихся с мергелями, расланцованными глинами и туфами. Микро- и макрофауна там аналогична закарпатской и предкарпатской, с которой и проводят сопоставление румынские геологи.

На территории Венгрии, почти примыкающей к Закарпатья с юга (в области Чоп-Мукачевской впадины), кислые туфы тортоновского возраста широко распространены. Наиболее детально неогеновые туфы Венгрии изучены Г. Панто (Pantó, 1962). Он выделяет три горизонта туфов: нижний — гельветский, средний — тортоновский и верхний — сарматский. Нижние липаритовые туфы развиты на ограниченной площади (6000 км<sup>2</sup>) в северной части Венгрии. Мощность их 50—100 м. На тер-

<sup>1</sup> В связи с тем, что некоторые исследователи (Славин и Филимонова, 1953; Ткачук и др., 1958), по ранним определениям палеонтологов, относили туфы новоселицкой свиты к аквитану или бурдигалу, невозможно было сопоставить закарпатские туфы с предкарпатскими, где возраст толщ был установлен более правильно, поскольку там туфы залегают среди фаунистически охарактеризованных толщ.

<sup>2</sup> Нижняя и верхняя толщи туфов стратиграфами выделены в особые туфовые свиты; среднюю можно назвать туфовым горизонтом солотвинской свиты.

ритории Закарпатья аналоги их не встречены. Средний горизонт липаритовых туфов развит в восточной и западной части Венгрии на обширной площади (40 000 км<sup>2</sup>). Область развития среднего горизонта туфов близко подходит к границам Советского Союза, но не переходит их; мощность его 20—500 м. Этот горизонт туфов, вероятно одновозрастный новоселицким туфам, однако очаги извержения, судя по контурам распространения туфов, находились на территории Венгрии и, вероятно, связаны с другими глубокими разломами. Кроме того, вулканогенные образования Венгрии отличаются от закарпатских широким развитием игнимбригов, отсутствующих в Закарпатском прогибе. Наличие игнимбригов указывает на относительную близость очага извержения. Вместе с тем, надо полагать, что часть пеплового материала, (вероятно небольшая) во время накопления пирокластики Венгрии осаждалась в Закарпатском прогибе, но выделить ее в настоящее время невозможно. Аналогичные туфы тортонского возраста отмечены также на территории Чехословакии<sup>1</sup>.

На обширной территории Предкарпатья, в пределах Предкарпатского передового прогиба и западной части Русской платформы, вулканические туфы липарито-дацитового состава залегают среди нижнетортонских подсолоненных отложений и в породах, перекрывающих солоненные отложения, относящиеся к низам верхнего тортона. Описываемые осадочные отложения детально изучены и хорошо охарактеризованы фаунистически. Они распространены в пределах западных областей Украины вплоть до г. Тернополя, а также в Предкарпатье Польши и Румынии. Обобщенные материалы по предкарпатским туфам на территории СССР, Польши и Румынии приводятся С. М. Корневским (1954), Л. Г. Ткачуком и др. (1958). Мощность туфов колеблется от 25 м в с. Красном и 10 м в с. Буневичи Дрогобычской обл. до тонких прослоек, измеряемых сантиметрами. Залегают туфы в виде пластовых линз. Уменьшение их мощности наблюдается с запада на восток. Крупность материала и количество кристаллов в туфе также уменьшаются в этом направлении. В Предкарпатье преобладают алевритовые туфы с примесью псаммитового материала, и часто встречаются псаммитовые туфы, а в западной части Русской платформы развиты только алевритовые и пелитовые туфы. Во многих пунктах туфы подвержены разложению с образованием главным образом монтмориллонита (Пекун, 1956).

Таким образом, вулканокластические породы, связанные с первой фазой вулканизма (нижний тортон) широко распространены за пределами Закарпатья, и мощность их здесь значительно меньше. Исключение составляет Венгрия, где мощность их достигает 500 м, но там они связаны, вероятно, с другими вулканическими очагами.

### Петрографическая характеристика вулканогенных образований<sup>2</sup>

Вулканогенные образования в пределах Закарпатского прогиба представлены туфами и туффитами. Макроскопически они светло-серого, иногда почти белого цвета. Часто приобретают зеленовато-голубой оттенок, вследствие окраски их водными алюмосиликатами, образующимися в результате разложения вулканического стекла. Сложены они преимущественно псаммитовыми разновидностями, в меньшей мере але-

<sup>1</sup> В. П. Костюком (1961) проводилась специальная работа по сопоставлению вулканогенных образований Закарпатья и сопредельных стран.

<sup>2</sup> Среднемиоценовые туфы новоселицкой, александровской свиты и других горизонтов и прослоев весьма близки между собой, поэтому описание их дается вместе.

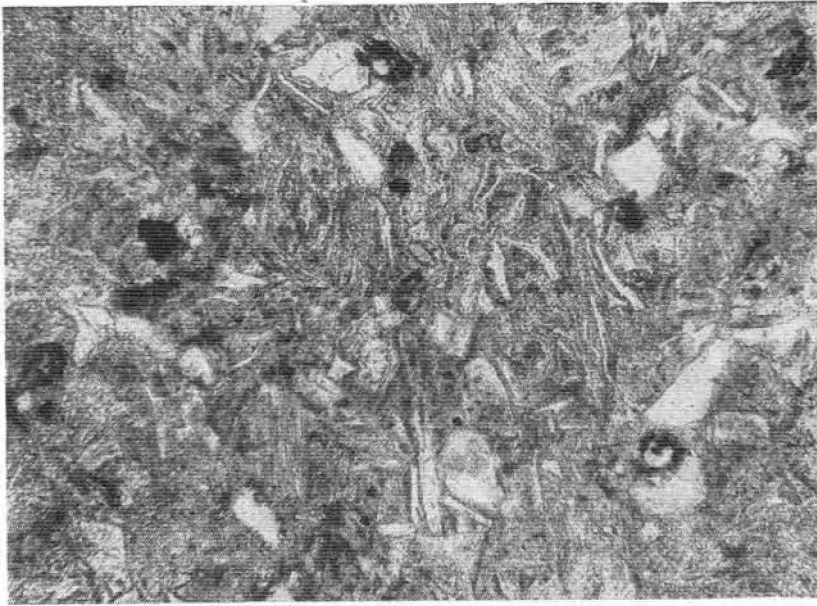


Рис. 4. Псаммитовый витрокластический туф липарито-дацита I фазы вулканизма (с. Крайниково). Обломки стекла полуразложены. Шл. 141. Свет простой.  $\times 40$ .

критовыми и еще в меньшей — гравийными и пелитовыми. Обычно туфы имеют слоистую текстуру, вследствие переслаивания материала различной крупности, но иногда встречаются массивные туфы мощностью до 10 м. Кроме отмеченных текстур, как было сказано выше, имеются шаровая и желваковая текстуры.

В общей массе туфов преобладают обломки витрокластических с примесью обломков кристаллов.

Гравийные туфы развиты в районе с. Данилово. Они сложены главным образом обломками пемзы размерами до 3 см в поперечнике, вследствие чего обладают пемзокластической структурой. Обломки пемзы имеют тонковолокнистое строение. В них преобладают линзообразные и эллипсоидальные поры, отделенные тонкими стенками бесцветного стекла. В гравийных туфах присутствует около 15—20% обломков кристаллов кварца, кислого плагиоклаза и биотита. Цементом туфа является кремнисто-глинистая масса, прочно связывающая породу и образованная за счет разложения мелких обломков стекла.

Наиболее распространены псаммитовые туфы. В основном они представлены смешанными разновидностями и, в меньшей степени, витрокластическими и кристаллокластическими разновидностями.

Витрокластические псаммитовые туфы содержат около 70—80% обломков вулканического стекла различных сложных форм, представляющего собой дробленую пенистую лаву (рис. 4).

Почти во всех витрокластических туфах Закарпатья присутствует примесь обломков кристаллов. Даже в наиболее чистых разновидностях их не менее 5%. По мере увеличения количества обломков кристаллов, туф постепенно становится смешанным. Среди обломков кристаллов присутствуют кварц, полевой шпат, биотит, иногда рудные минералы. Кристаллокластические туфы не бывают без примеси обломков стекла, и если примесь стекла составляет 50% и более, мы относим такие туфы к смешанным. Максимальное количество обломков кристаллов достигает 65%. Состав их такой же, как и в вышеописанных витрокластических

туфах: кварц, полевой шпат, биотит, иногда небольшая примесь обломков чуждого или терригенного материала. Полевой шпат обычно преобладает над кварцем. Биотит присутствует в небольшом количестве.

Обломки кварца и полевого шпата имеют угловатую форму, многим из них свойственны кристаллографические формы, а кварц иногда сохраняет оплавленную форму. Для чешуек биотита часто характерна форма многоугольников. Проявление первичных форм кристаллов указывает на то, что дробление материала происходило в период, когда лава находилась в полупластичном состоянии и дезинтеграция ее происходила по контактам стекла и кристаллов.

Наряду с кристаллографическими формами минералов наблюдаются также их угловатые и остроугольные обломки, чешуйки биотита, как правило, изогнуты, расщеплены или перекручены. Такая деформация материала происходит при исключительно сильных взрывах. В смешанных туфах присутствуют обломки стекла и кристаллов, иногда обломки пемзы или липарито-дацита. Структура обломков липарито-дацита порфирая с микрофельзитовой или микропйкелитовой основной массой.

Терригенная примесь присутствует в туфах в виде зерен или глинистого материала. По мере увеличения массы терригенной примеси туфы переходят в туффиты. На участках, удаленных от предполагаемых центров извержения, туффиты иногда становятся преобладающими в разрезе. По мере увеличения примеси осадочного материала к пирокластическому, туффиты переходят в пирокласто-осадочные породы — туффолесчаники и туффалевролиты.

В даниловской опорной скважине в туфах иногда наблюдалась хемогенная примесь соли, и туфы переходили в своеобразные туффиты. Аналогичные туфы с примесью соли были встречены в Прикаспийской низменности (Западный Арзгир) среди соленосных отложений (Лобанова, 1959).

Поскольку минералогический состав вулканокластических пород более или менее одинаковый, мы даем общее их описание.

Литокластические обломки. К ним, в первую очередь, относятся обломки пемзы. Преобладающие их размеры — 1 см в среднем поперечнике; на отдельных участках длинная ось вытянутых обломков достигают 3 см. Пемза тонкопористая и тонковолокнистая. Свежая пемза встречается очень редко. Как правило, она затронута процессом разложения и замещена желтым и зеленым водным алюмосиликатом (бейделлит и монтмориллонит?). Скопления вторичных минералов образуют лепешкообразные тела, отчего порода становится пятнистой. Одновременно с развитием водных алюмосиликатов образуется опал, переходящий в халцедон, по внешнему виду напоминающий микрофельзит. В небольшом количестве присутствуют обломки плотного липарито-дацита микрофельзитовой и гиалопилитовой структуры, значительно каолинизированного и карбонатизированного.

Обломки стекла. Форма обломков стекла зависит от их крупности. Обломки размером 1—2 мм имеют наиболее сложные остроугольные формы и, вероятно, представляют собой раздробленную пузыристую лаву. Форма обломков стекла соответствует сложным контурам пор пемзы. Обломки более крупного материала (мелкопсаммитового и алевритового) имеют более простую форму, так как здесь крупные остроугольные обломки дробятся на угловатые и только часть их, образованная за счет дробления наиболее тонких стенок пемзы, имеет остроугольную форму. Поэтому форма пелитовых обломков, как правило, угловатая.

Стекло бесцветное или слегка желтоватого оттенка, кристаллы в нем встречаются очень редко. Преломление стекла туфов Закарпатья и

Предкарпатья, по данным многих исследователей (Бобровник, 1950; Гуржий, 1951; Кореневский, 1954; Костюк, 1961; Малеев, 1963<sub>5</sub>), колеблется в пределах 1,482—1,504. Наиболее часто преломление стекла туфов Закарпатья колеблется в пределах 1,486—1,489, что соответствует содержанию 75% кремнезема; иногда снижается до 1,483 или увеличивается до 1,504<sup>1</sup>.

Обломки кристаллов. В туфах Закарпатья, как уже было сказано, количество обломков кристаллов колеблется в широких пределах — от нескольких процентов (обычно не менее 5%) до 65%. Представлены они плагиоклазом, кварцем и биотитом. Из них плагиоклаза — 60—70%, кварца — 15—25%, биотита — 5—15%.

Состав плагиоклаза, как показали многочисленные измерения, колеблется в пределах: № = 30—42, иногда снижаясь до 26 или увеличиваясь до 56. В среднем он соответствует кислому андезину. Форма обломков угловатая или остроугольная. В наиболее крупных кристаллах сохранились первичные грани. В измененных туфах плагиоклазы замещаются каолинитом и кальцитом. Форма их угловатая и остроугольная, но в крупных обломках наблюдаются первичные грани кристаллов или первичная оплавленность.

Биотит присутствует в виде шестиугольных и вытянутых пластинок буро-зеленого цвета, с резким плеохроизмом от темно-коричневых цветов (по Ng) до светло-желтых (по Np). Показатель преломления Ng (N<sub>111</sub>) = 1,680—1,683, но иногда снижается до 1,674, что соответствует 75—82 мол.% общей железистости. Для Предкарпатья Л. К. Ткачук и др. (1958) приводят показатель преломления N<sub>111</sub> = 1,658.

Очень редко в туфах новоселицкого горизонта встречается эгирин (акмит) — Ng = 1,782 и Np = 1,755 ± 0,002 (Костюк, 1961). Прежде в одновозрастных отложениях эгирин был отмечен в туффите Предкарпатья (Соболев, Горбачевская, 1951).

Обломки чуждого материала, представлены, кроме описанного выше аргиллита, видимого макроскопически, также обломками измененного андезита, залегающего в новоселицком туфе в районе с. Апшицы (Костюк, 1961). К ним же, вероятно, относятся обломки измененного пироксена, развитого в туфах центральных частей Солотвинской впадины, мелкие обломки аргиллита и кристаллы выветрелого полевого шпата железистого по периферии зерен. Общее количество чуждого материала не превышает 5%.

Терригенная примесь представлена окатанными зернами кварца и полевого шпата, причем последний сильно серицитизирован или деформирован (раздавлен), в то время как ювенильные обломки плагиоклаза свежие. Зерна кварца обладают мозаичным погасанием и содержат прожилки халцедона. Часто отмечаются обломки кремнистых сланцев и редкие зерна глаукогнита. Кроме того, иногда присутствуют обломки аргиллита. В зависимости от количества примеси терригенного материала образуются туффиты или пирокласто-осадочные породы.

Акцессорные минералы изучались в шлихах протоочных проб. Здесь преобладают рудные минералы — главным образом пирит, меньше граната, циркона, барита. Распределение их, по данным К. Я. Гуревич (1960) и В. П. Костюка (1961), представлено в табл. 4. Из рудных присутствует преимущественно пирит, особенно его много на Залужской площади, в скв. 6, в интервале 1795—1708 м, где он встречается вместе с авкеритом. Общей закономерностью является увеличение содержания пирита в туфогенных отложениях, что, вероятно, связано с насыщением серы водоемов во время извержений и последующее отложение пирита осадочным путем. Кроме того, встречается пирит гидротермального про-

<sup>1</sup> Особняком стоят данные С. М. Кореневского (1954) для г. Калуша, где N = 1,471 ± 1,480 и Г. А. Нечаева (1950), по которому N = 1,512.

Т а б л и ц а 4

Содержание акцессорных минералов в туфах среднемиоценового  
возраста, %

Минералы	Новоселицкая свита по скв. Давилово-1		Александровская свита		
	Витрокла- стический туф	Кристал- ловитро- кластиче- ский туф	с. Теребля	с. Дави- лово	Поток Тячевец
Рудные . . . . .	—	—	34,0	6,0	41,1
Гранат . . . . .	ед. з.*	до 6,6	29,1	3,0	21,4
Гиперстен . . . . .	—	—	19,4	—	21,4
Циркон . . . . .	до 1,8	11,6	11,6	1,5	25,3
Блотит . . . . .	до 4,0	0,2—5,2	—	89,5	—
Барит . . . . .	до 30	до 46 **	—	—	8,2
Турмалин . . . . .	ед. з.	ед. з.	—	—	—
Рутил . . . . .	ед. з.	ед. з.	—	—	—
Шпинель . . . . .	ед. з.	—	—	—	—
Роговая обманка	—	ед. з.	—	—	—

\* ед. з. — единичные зерна.

\*\* Единичный случай барита — до 95%.

исхождения, ассоциирующий с баритом. В шлихах протоочных проб обнаружены галенит, сфелерит, халькопирит и золото (последнее только в шлихах). Интересно отметить большое количество граната, вероятно, магматического происхождения.

Из вторичных минералов наиболее распространены монтмориллонит, бейделлит, каолинит, серицит, кальцит и опал.

Проведенные многочисленные химические анализы туфов Закарпатья и Предкарпатья показывают высокое содержание в них кремнезема, что позволяет отнести их к липарито-дацитам (табл. 5). Однако необходимо отметить, что материал туфов нижнего миоцена в значительной степени дифференцирован. В пределах Закарпатского прогиба он обогащен кристаллической частью, темноцветными и рудными минералами, в то время как в Предкарпатье и на Русской платформе развиты преимущественно витрокластические туфы. Для общей характеристики приводим также химические анализы измененных туфов (табл. 6).

Для начального этапа каждой фазы вулканизма характерно развитие вулканогенных образований основного состава. В пределах Закарпатского прогиба вулканы основного состава среднемиоценового возраста пока не встречены. Однако, надо полагать, что они существуют, но пока не выявлены. На это указывают встречающиеся обломки андезита и, возможно, андезито-базальта в туфах новоселицкой свиты.

На междуречьи Боржавы и Рики, восточнее с. Приборжавское (бывш. Заднее), на продолжении линии сочленения Карпат с моласса-ми, где отмечен ряд глубоких разломов, расположено семь куполов и дайкообразных тел амфибол-пироксеновых андезитов. Они прорывают породы палеогена, но не перекрываются более молодыми отложениями. Возраст их до сих пор точно не установлен<sup>1</sup>. Три купола, представ-

<sup>1</sup> В. П. Костюк и В. В. Золотухин (1961) образование амфибол-пироксеновых куполов отнесли к плиоценовому вулканизму на том основании, что поблизости находятся аналогичные купола, прорывающие отложения нижнего сармата. Необходимо отметить, что купола, прорывающие сармат, вытянуты в меридиональном направлении, так же как и вулканический хребет Великий Шоллес плиоценового возраста, в то время как

Таблица 5

Химический состав лаварито-дацитовых туфов первой фазы вулканизма, %

Оксиды	47	2	40	164	41	220	43	48	46	10
SiO <sub>2</sub>	65,54	67,45	68,14	70,04	70,10	70,95	72,43	72,64	75,65	78,65
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,13	0,12	0,27	0,04	0,44	0,04	0,43	0,30	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,13	15,97	11,72	13,54	13,10	13,02	11,19	13,57	12,22	11,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,95	3,15	1,85	3,19	3,85	3,47	3,27	1,02	1,71	1,30
FeO	0,18	—	0,34	0,04	0,21	0,04	0,13	0,33	0,26	—
MnO	0,04	0,07	0,01	Сл.	0,03	Сл.	0,05	0,13	—	0,03
MgO	0,55	0,78	0,28	1,01	1,06	0,75	0,46	0,36	0,41	0,34
CaO	1,59	3,50	3,58	1,56	2,26	1,09	1,78	1,26	0,60	1,30
Na <sub>2</sub> O	4,29	3,62	1,81	3,30	3,38	2,98	3,50	3,99	1,32	3,11
K <sub>2</sub> O	0,96	2,08	0,84	1,80	0,56	2,54	0,82	2,00	3,63	1,03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,07	—	4,07	—	1,12	1,87	1,23	0,44	1,91	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,08	—	7,40	1,22	4,54	—	4,61	4,11	2,33	—
SO <sub>2</sub>	—	0,54	—	—	—	—	—	—	—	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,24	—	0,27	—	—	—	—
П. п. п.	—	0,72	—	3,96	—	2,58	—	—	—	0,51
Сумма	99,45	98,01	100,16	100,17	100,19	100,00	99,51	100,45	100,43	98,04

Примечание. Место взятия проб: 47 — район пос. Иршава, с глубины 945 м; 2 — Даниловская скв., интервал 1418—1422 м; 40 — район с. Апшицы; 164 — урочище Черные воды; 41 — поток Буркало; 220 — у с. Буштино; 43 — район с. Теремля; 48 — район с. Буштино, с глубины 324,4 м; 46 — район с. Приборжавское; 10 — Даниловская скв., интервал 1342,5—1350 м.

Пробы 2, 40, 41, 43, 46 — туфы даниловской свиты; 164, 220, 48 — туфы александровской свиты.

Анализы 47, 40, 41, 43, 48, 46 — заимствованы из работы В. П. Костюка (1961); 2, 164, 220 и 10 — переданы автору М. И. Петрашкевичем.

ляющие собой конусообразные холмы, носят название клубуков (Клубук Большой, Клубук Малый и Клубучек). Купола амфиболпироксеновых андезитов изучались В. С. Соболевым и др. (1947, 1955) и последнее время В. П. Костюком и В. В. Золотухиным (1961).

Купола и дайки амфибол-пироксеновых андезитов представляют собой экструзивные тела размером от 50—100 м до 0,5 км в поперечнике. Характерной особенностью андезитов является наличие порфировых выделений роговой обманки до 3 см длиной. Структура породы порфировая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (№ 53—83), роговой обманкой, гиперстеном и моноклинным пироксеном. Основная масса имеет андезитовую, пилотакситовую и гиалопилитовую структуру. В краевых частях экструзий встречаются андезиты витрофировой структуры. Основная масса андезита состоит из плагиоклаза, иногда моноклинного пироксена, магнетита и стекла. Из аксессуарных отмечен апатит.

Химический состав амфибол-пироксенового андезита следующий: SiO<sub>2</sub> — 51,40; TiO<sub>2</sub> — 1,22; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 17,22; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 3,73; FeO — 5,35; MnO — 0,05; MgO — 2,82; CaO — 7,40; Na<sub>2</sub>O — 2,30; K<sub>2</sub>O — 1,60; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,24%. П. п. п. — 1,30; сумма — 99,58 (Соболев, и др. 1947)<sup>1</sup>.

купола в области палеогенового флиша вытянуты в субширотном направлении и находятся на продолжении глубокого разлома, с которым, вероятно, связан вулканизм среднемиоценового возраста.

<sup>1</sup> Судя по химическому анализу, порода ближе подходит к андезит-базальту.

Таблица 6

Химический состав измененных горных пород первой фазы вулканизма, %

Оксиды	88	50	51	44	52	42	45
SiO <sub>2</sub>	60,38	61,82	67,31	68,11	69,58	71,01	77,02
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,38	1,10	0,16	0,47	0,06	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,88	12,75	16,64	12,62	15,95	8,35	11,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,68	1,39	5,50	1,95	9,07	4,00	1,58
FeO	1,46	—	0,38	0,19	1,15	0,31	0,12
MnO	0,03	0,04	0,05	0,02	—	0,03	0,02
MgO	0,60	1,50	0,77	0,51	0,63	1,31	0,22
CaO	3,98	1,30	4,13	2,90	2,37	3,62	2,22
Na <sub>2</sub> O	2,21	5,00	0,71	0,48	0,37	3,16	0,47
K <sub>2</sub> O	0,49	1,89	0,21	0,93	0,32	0,40	1,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,43	4,85	1,94	4,26	5,44	1,25	1,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,97	9,49	0,85	7,53	5,40	5,87	4,66
SO <sub>3</sub>	—	0,15	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,46	100,56	99,54	99,06	99,39	99,37	100,36

Примечание. Место взятия проб: 88 — район пос. Иршавы, глубина 500 м; 50 — район с. Камянки, глубина 720 м; 51 — район с. Липши, 52 — район долины р. Малая Осавя; 42 — поток Малый Тячевец; 45 — район с. Дрогово.

Анализы заимствованы из работы В. П. Костюка (1961).

В пользу плиоценового возраста описываемых андезитов говорит наличие аналогичных андезитов, прорывающих миоценовые отложения. Однако в них существенных контактовых изменений аргиллитов не наблюдается, за исключением слабого уплотнения и окремнения у самого контакта, что в некоторых случаях может быть связано и с экзогенными процессами. Вместе с тем некоторые тела роговообманковых андезитов, по данным В. П. Костюка и В. В. Золотухина (1961), явно прорывают нижнемеловые отложения. Учитывая, что купола андезитов расположены на продолжении линий разломов, с которыми связан среднемиоценовый вулканизм и вытянуты в субширотном направлении, перпендикулярном общему направлению плиоценового хребта Великий Шоллес, можно условно отнести их образование к этапу среднемиоценового вулканизма<sup>1</sup>.

### Условия формирования вулканогенных образований

Приведенный выше фактический материал о залегании, возрасте и составе вулканогенных образований позволяет наметить закономерности развития вулканизма в среднемиоценовое время более полно, чем это делалось прежде (Костюк, 1961).

Вулканическая деятельность в пределах Закарпатского прогиба началась в бурдигал-гельвете, на что указывает наличие обломков туфов

<sup>1</sup> Химизм роговообманковых андезитов, как будет показано в главе «Петрохимические особенности», также более близок к вулканическим образованиям среднемиоценового возраста.

в базальном конгломерате моласс<sup>1</sup>. Первые вулканические продукты, вероятно, имели андезитовый состав; об этом свидетельствует присутствие обломков андезита в туфах новоселицкой свиты. Возможно, в этот же период имели место экструзии амфибол-пироксеновых андезитов в междуречье Боржава — Рика. Надо полагать, что продуктов основного состава было гораздо меньше, чем кислых липарито-дацитового состава. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность эксплозивного характера развивалась в нижнем тортоне, вследствие чего образовался мощный (на некоторых участках до 600 м) горизонт новоселицких туфов. Пирокластический материал в пределах Закарпатского прогиба содержит большое количество ювенильных обломков кристаллов, а отдельные горизонты сложены кристаллокластическими туфами, в то время как туфы Предкарпатского прогиба и западной части Русской платформы в основной массе сложены витрокластическим материалом с небольшой примесью обломков кристаллов. Аналогичное распределение пирокластического материала наблюдалось после известного катастрофического извержения вулкана Суфрнер на о-ве Сен-Винсет в 1902 г. В областях, прилегающих к вулкану, пирокластита содержит до 60% кристаллокластического материала, а за сотни километров от эруптивного центра отлагались пеплы, состоящие преимущественно из вулканического стекла (Нау, 1959). Вероятно, извержения нижнемиоценового времени в Закарпатье имели катастрофический характер, и вулканический пепел уносился по воздуху на расстояния до 300 км.

Приведенные факты позволяют выделить следующие особенности туфов новоселицкой свиты: 1) уменьшение обломков пирокластического материала от псефитового до псаммитового и алевритового на расстоянии 8—10 км; 2) уменьшение мощности туфов в 4—5 раз на расстояниях 7—10 км, если сравнить мощность туфов в скважине Данилово-1 (600 м) с мощностями на сочленении моласс и флиша (50—100 м); то же самое наблюдается и на Залужской площади, где на расстоянии 6—10 км мощность туфов уменьшается от 600 до 120 м; 3) наличие чуждых обломков аргиллита с окисленной корочкой размерами до 20 см в поперечнике, которые могли быть только выброшенными при извержении, иначе при водной транспортировке слабосцементированный аргиллит мгновенно бы разрушился.

Все это говорит о том, что центры извержения находились в пределах Закарпатского прогиба. Вероятно, их было несколько.

Один из таких центров находился где-то поблизости от с. Данилово. В этом пункте новоселицкий туф имеет мощность около 600 м. Следует также оговориться, что в настоящее время мы не располагаем данными о мощностях новоселицких туфов к югу от с. Данилово, однако в Румынии, в пределах продолжения Закарпатского прогиба аналогичные среднемиоценовые туфы имеют мощность 60—70 м. В Венгрии, на границе с СССР тортонские туфы отсутствуют (Pantó, 1962). Так как в районе сел Данилово и Крайниково отмечен наиболее крупный пирокластический материал и наибольшая мощность туфов, не исключена возможность, что здесь был один центр извержения, действовавший периодически.

Второй центр извержения находился где-то к югу от с. Доробратово, в Чоп-Мукачевской впадине.

Отмеченные два предполагаемых центра извержения находятся в центральной части Закарпатской впадины и, вероятно, здесь проходил глубокий разлом, по которому магма поднималась к поверхности. Второй глубокий разлом, вероятно, находился на сочленении складчатой

<sup>1</sup> Трудно допустить, что так хорошо сохранившиеся обломки андезита принадлежали к размываемым вулканогенным породам палеогена.

области Карпат и Закарпатских моласс. Контакт между этими образованиями тектонический, на отдельных участках породы мезозоя и палеогена надвинуты на песчано-глинистые отложения моласс (Лазаренко, 1960). Среди развитых здесь туфов новоселицкой свиты отмечаются агломератовые туфы и брекчированные лавы (по р. Вульховичек), а терешульские конгломераты местами сцементированы дацитовой лавой (Славин и Филимонова, 1953). На продолжении упомянутых разломов располагаются купола амфибол-пироксеновых андезитов. Вдоль зоны глубокого разлома Тами и Н. С. Расточинской, прослежена зона свинцово-цинкового оруденения протяженностью более 50 км.

Таким образом, можно высказать предположение, что вулканизм среднемиоценового времени Закарпатского прогиба связан с двумя глубокими разломами, залеженными в начале миоцена и расположенными: один — на сочленении складчатых карпат и Закарпатских моласс, а второй — по линии с. Данилово — с. Доробратово. Учитывая, что на территориях, прилегающих к Закарпатыю (пограничные районы Румынии, Восточной Венгрии и Чехословакии), мощность среднемиоценовых туфов измеряется всего десятками метров, можно предполагать, что центры извержения, связанные с Закарпатским прогибом, располагались на территории Советского Закарпатья. Максимальная мощность туфов новоселицкой свиты в Солотвинской впадине 600 м, а туфов, залегающих выше соленосной свиты, — около 150 м. Общая мощность туфов около 750 м. В Чоп-Мукачевской впадине максимальная мощность туфов 620 м. Среднюю мощность туфов для всего прогиба можно принять равной 300 м.

Таким образом, при площади Закарпатского прогиба на территории СССР, равной 3500 км<sup>2</sup>, объем пирокластического материала составит 1050 км<sup>3</sup>. Однако надо при этом учитывать, что пирокластический материал осадкался вокруг центров эрупции на площади, радиусом не менее 300 км.

Мощность пирокластического материала в прилегающих к Закарпатыю странах измеряется десятками метров, в Предкарпатье — 28 м, а в западной части Русской платформы — 0,1—0,15 м. Приблизительный подсчет показывает, что на территорию Закарпатского прогиба приходится  $\frac{1}{4}$  или  $\frac{1}{5}$  часть пирокластики, остальной же материал развезен на площади более чем 70 тыс. км<sup>2</sup>. Пепел частично вошел в осадочные отложения в неизмененном состоянии, частично подвергся разложению, и только устойчивые минералы, такие как гранат, сохранились и отмечаются во всех осадочных толщах данного района.

Таким образом, общее количество пирокластического материала, полученного в результате вулканической деятельности в среднемиоценовое время, составит около 4000—5000 км<sup>3</sup>.

В пределах Закарпатского прогиба за период бурдигал-тортона накопилась толща осадков, имеющая мощность около 2000 м в Солотвинской впадине и около 1000 м — в Чоп-Мукачевской.

Таким образом, объем пирокластики (включая пирокластический материал, выпавший за пределами прогиба), примерно, равен объему впадины, образование которой сопровождалось заполнением осадочным и пирокластическим материалами.

Описанный комплекс вулканогенных образований бурдигал-тортонского возраста, связанный с глубокими разломами Закарпатского прогиба, залеженными в начале миоцена, является результатом развития первой фазы орогенного вулканизма.

*Тектонические движения  
в период развития первой фазы вулканизма.*

С развитием первой фазы вулканизма связаны резкие дифференциальные движения. По образовавшимся глубоким разломам, секущим тектонические структуры палеогена, началось образование Закарпатского прогиба и одновременное воздымание складчатой области Карпат. Опускание прогиба, вероятно, происходило по отдельным блокам, вследствие чего осадки и пирокластический материал осаждались неравномерно. В связи с общим и, в то же время, неравномерным прогибанием отдельных участков происходило смятие осадочных и вулкано-генных образований в пологие складки, сопровождавшееся разрывными нарушениями.

## Вторая фаза орогенного вулканизма (тортон — паннон)

Верхнеплиоценовые вулканогенные образования широко распространены в пределах Закарпатского прогиба. Они входят в состав осадочных образований, развитых на всей территории Чол-Мукачевской впадины и, частично, Солотвинской (главным образом по ее периферии) <sup>1</sup>. Однако максимальное развитие вулканогенных образований наблюдается в южной части Закарпатья в районе Береговского холмогорья и прилегающих к западу от него небольших возвышенностей (рис. 5).

Наиболее древние вулканогенные образования описываемого комплекса не выходят на поверхность и установлены буровыми скважинами, главным образом в восточной части Береговского холмогорья и частично за его пределами. Мощность их колеблется от нескольких десятков метров до 200 м и более. Они представлены вулканокластическими породами и лавами, андезито-базальтами, двупироксеновыми андезитами, лейкократовыми андезитами, андезито-дацитами и дацитами. Наибольшим распространением на Береговском холмогорье пользуются андезито-базальты и двупироксеновые андезиты. Особенно детально изучены вулканыты по скважинам 12, 13 и 14, пробуренным в 1961 г., и скважинам 135, 137, 142, 148, 150 и др., пробуренным в 1951—1953 гг.

Вулканокластические породы представлены грубообломочными, часто глыбовыми агломератовыми туфами. Иногда крупность материала уменьшается до гравийного. Пласты туфов переслаиваются с лавами. Мощность лавовых потоков и горизонтов туфов 10—20 м; как правило, вулканокластический материал преобладает над лавами <sup>2</sup>. Лавы и вулканокластические породы в значительной мере пиритизированы и частично аргиллизированы. Иногда наблюдается низкотемпературная пропилитизация.

Наиболее характерный разрез получен в скв. 12, расположенной в районе с. Доброселье.

- |   |                    |
|---|--------------------|
| 1. Измененные туфы липарита; аргиллизированы и ожелезнены . . . . .   | Глубина, м<br>0—33 |
| 2. Разрушенный и выветрелый агломератовый туф, состоящий из глыб андезито-базальта до 0,5 м в поперечнике. Промежутки между крупными глыбами выполнены более мелким материалом. Форма глыб и обломков угловатая и округлая. Степень разложения обломков различная, что, вероятно, зависит от их пористости. При выветривании андезито-базальт приобретает в одних случаях коричневый цвет, а в других — серо-фиолетовый. Часть глыб (около 5%) не затронута выветриванием и имеет черный цвет . . . . . | 33—58,3            |

<sup>1</sup> Описываемая вторая фаза вулканизма началась в конце тортон (в верхах среднего миоцена), но главный этап ее развития отвечает нижнему сармату, условно эта фаза относится к верхнему миоцену.

<sup>2</sup> На Береговском холмогорье имеются глыбовые агломератовые туфы с размером глыб до 3 м в поперечнике. Прежде они принимались за лавовые потоки.

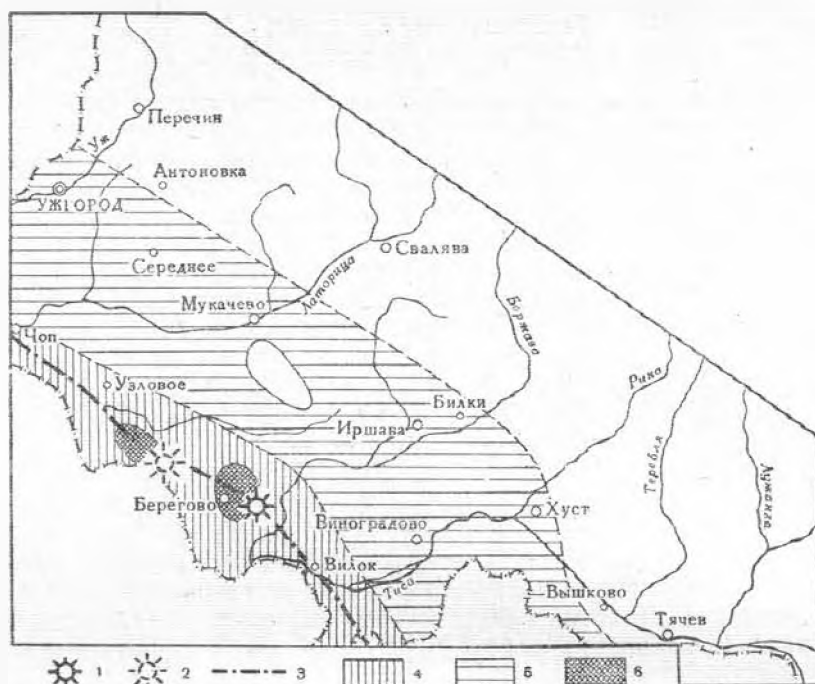


Рис. 5. Схематическое расположение вулканогенных образований II фазы орогенного вулканизма тортон-сарматского возраста:

1 — Береговский вулкан; 2 — предполагаемый Бегашский вулкан; 3 — предполагаемое положение глубокого разлома; 4 — область развития максимальных мощностей вулканогенных образований; 5 — область распространения небольших мощностей туфов; 6 — области развития кислых экструзий.

	Глубина, м
3. Разложенный пиритизированный туф, превращенный в глиноподобную массу зеленовато-серого цвета. На отдельных участках сохранились полуразложенные обломки андезито-базальта, по которым устанавливается туфовая природа породы	58,3—59,0
4. Агломератовый туф с глыбами черного плотного андезито-базальта диаметром до 1 м	59,0—62,3
5. Разложенный туф, обеленный на отдельных участках	62,3—76,0
6. Полуразложенный агломератовый туф с глыбами плотного свежего андезито-базальта до 1 м в поперечнике	76,0—83,0
7. Глыбовый агломератовый туф на отдельных участках значительно разложенный. Встречаются глыбы более 3 м в поперечнике	83,0—106,5
8. Гравийный туф с отдельными глыбами до 0,5 м в поперечнике. Форма глыб преимущественно угловатая	106,5—116,5

Скважина не вышла из туфов андезито-базальта.

Отсутствие слоистости в туфах и сортировки материала, а также угловатая и округлая форма обломков позволяют предположить, что накопление вулканогенных образований происходило в условиях, близких к условиям отложения агломератовых потоков. Наряду с агломератовыми туфами андезито-базальтов некоторые скважины прошли по плотным андезито-базальтам. Генезис указанных пород не установлен. По имеющимся данным, описанные вулканогенные образования залегают в виде мощного горизонта (порядка 200—300 м), вытянутого в северо-западном направлении, т. е. примерно, в том же, что и вулканические холмы Береговского холмогорья. Возможно, они представляют сложный комплекс пород околожерловых фаций, в виде переслаивающихся потоков лав и пластов туфов, даек, экструзий и т. д.

Под микроскопом андезито-базальты обладают порфировой структурой с основной массой гиалопилитовой или реже интерсертальной

структуры<sup>1</sup>. Порфиновые выделения составляют около 50% породы, из них плагиоклазы — около 30% и пироксены с примесью магнетита — 20%. Иногда плагиоклазы и пироксены образуют гломеропорфиновые выделения размером до 8 мм в поперечнике. Плагиоклаз представлен изометричными зернами, иногда сплавленными, размером до 2—3 мм. Часто он зонален и содержит большое количество включений стекла, располагающихся по зонам. Номер плагиоклаза (по 11 измерениям) колеблется от 52 до 66 при среднем значении 57. Выделения моноклинного пироксена имеют размеры 1—2 мм, они часто разбиты трещинами, выполненными бурими окислами железа;  $2V = +51^\circ$ . Ромбический пироксен-гиперстен преобладает над моноклинным с  $2V = -61^\circ$ . Основная масса состоит существенно из микролитов плагиоклаза, небольшого количества моноклинного пироксена, рудной пыли и стекла обычно коричневого цвета.

Характерной особенностью описываемых андезитов-базальтов является малое количество пироксена в основной массе при значительном количестве его во вкраплениях.

Под действием метасоматических процессов андезитов-базальты разлагаются с образованием водных алюмосиликатов, карбоната, опала, переходящего в халцедон, и пирита.

Ниже приводится химический состав андезитов-базальта (табл. 7).

Таблица 7

Химический состав андезитов-базальта, %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O*	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
12/2	55,90	1,10	12,21	2,25	4,93	0,16	3,93	8,00	2,63	1,41	0,20	0,85	1,95	100,52
14/2	55,80	1,12	17,36	2,39	5,93	0,21	4,14	8,04	2,60	0,93	0,16	0,25	1,14	100,04

Анализик Л. Д. Еришова.

В небольшом количестве присутствуют двупироксеновые андезиты и гиалоандезиты, описанные прежде Соболевым и др. (1955).

В пределах Чоп-Мукачевской впадины, в ряде пунктов под мощными толщами верхнеплиоценовых и четвертичных отложений скважинами были встречены андезиты, андезитов-дациты и дациты. Прежде они сопоставлялись с береговскими андезитами, однако, поскольку возраст их точно не установлен, мы не приводим здесь их описания.

Описанные в районе Береговского холмогорья андезитов-базальты перекрываются липаритовыми туфами, а в некоторых районах аргиллитами, в которых встречены фораминиферы *Cyclammina deflata* Vengl, являющиеся руководящими формами верхнего тортона (Венглинский, 1962). Таким образом, накопление вулканогенных образований основного состава в пределах Береговского холмогорья относится к верхнему тортопу. В районе с. Залуж в отложениях верхнетортонского возраста (в опорных скважинах) отмечены пласты андезитовых туфов мощностью около 1 м, которые, надо полагать, одновозрастны береговским. Таким образом, андезитовые туфы, имеющие верхнетортонский возраст, распространены не только в районе Береговского холмогорья, но входят в состав осадочных толщ в виде пластов небольшой мощности.

Выше вулканогенных образований основного состава и осадочных отложений верхнетортонского возраста в пределах Береговского холмо-

<sup>1</sup> Андезитов-базальты в данном районе отмечены впервые.

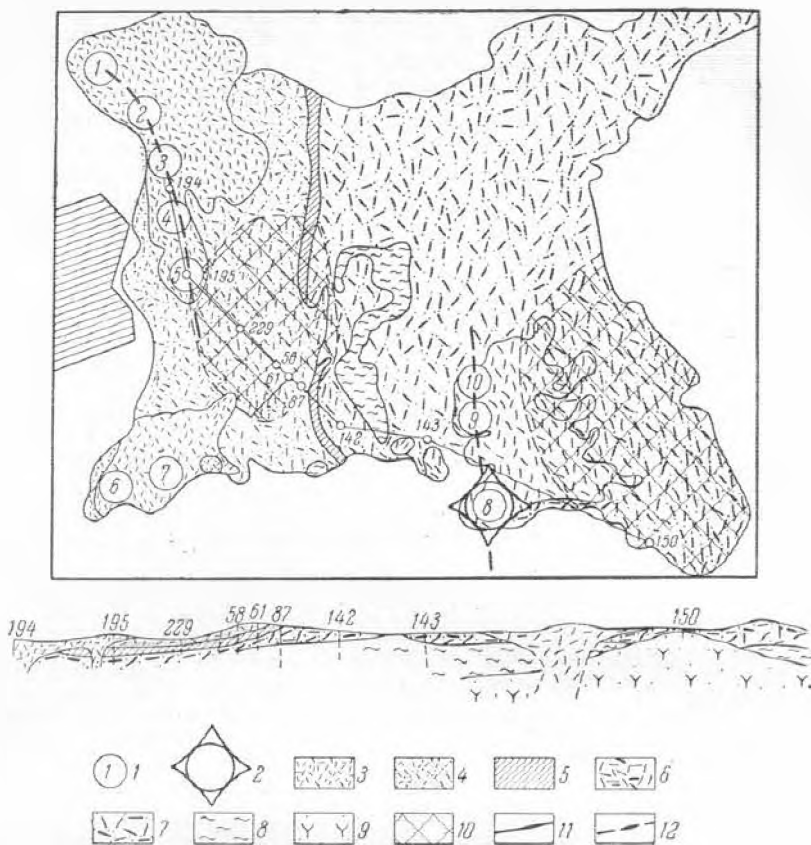


Рис. 6. Схема расположения куполов на Береговском холмогорье.

1 — купола; 2 — предполагаемый центр Береговского вулкана (Хом); 3 — лавариты верхние; 4 — туфы верхнего горизонта; 5 — верхняя осадочная толща; 6 — лавариты нижние; 7 — туфы нижнего горизонта; 8 — нижняя осадочная толща (верхний торшон); 9 — вулканогенные образования основного состава; 10 — поля метасоматических пород; 11 — разрывные нарушения; 12 — предполагаемые направления разломов, по которым поднималась магма кислого состава.

горья залегают два мощных горизонта липаритового туфа и липаритовые купола (рис. 6). Нижний горизонт туфов имеет мощность более 250 м и сложен туфами, туффитами и ксенотуфами различной крупности фрагментов — от пелитовых до агломератовых. Горизонт туфов обладает хорошо выдержанной слоистостью, обусловленной чередованием пластов туфов, сложенных материалом различной крупности. Мощность пластов и пропластков измеряется от сантиметров до нескольких метров. Цвет туфов обычно светло-серый и реже белый или серый. Слагающий их обломочный материал весьма разнообразен. Преобладают псаммитовые и гравийные литокластические разновидности, сложенные обычно пемзовидными обломками. В меньшем количестве присутствуют витрокластические туфы, псаммитовые, алевритовые и пелитовые. Кристаллокластические туфы, псаммитовые и алевритовые встречаются редко. Иногда в туфах присутствует примесь терригенного материала в виде окатанных обломков метаморфических сланцев, кремней и кварца. Примесь их достигает 10%. В центральной части Береговского холмогорья (с. Мужиево) в туфах присутствуют обломки фундамента и стенок вулкана. Туф с примесью чуждого материала состоит из пористых обломков липарита или пемзы. Преобладающий размер

обломков 3—8 мм; форма их округлая, цвет белый. Наличие в породе около 10% обломков фундамента вулкана позволяет отнести их к ксенотуфам (Малеев, 1959). Размеры обломков колеблются от 5 мм до 25 см в поперечнике. Форма обломков преимущественно угловатая; большинство их имеют ожелезненные каймы. Обломки представлены преимущественно андезитом-базальтом ( $\frac{2}{3}$  чуждого материала) и различными метаморфическими породами.

В результате детального изучения распределения туфов установлено, что наиболее крупнообломочные туфы, вплоть до агломератовых с глыбами размером 0,3 м, находятся в восточной части с. Мужиево и в районе липаритового купола Хаеш. По мере удаления от этого района крупность пирокластического материала постепенно уменьшается. В этом же районе развиты ксенотуфы. Несколько восточнее туфы подстилают вулканогенные образования основного состава.

Тонкая слоистость туфов, наличие примеси терригенного материала и морской фауны в подстилающих и перекрывающих осадочных породах и в самих туфах свидетельствуют о накоплении вулканогенных образований в морских условиях.

Эксплозии, приведшие к накоплению туфов нижнего горизонта, завершились экструзиями липаритовых куполов. Стратиграфическое положение куполов, расположенных к востоку от г. Берегово, установлено точно, так как они прорывают нижний горизонт туфов, а отходящие от них потоки перекрывают туфы в районе с. Мужиево и в других пунктах.

Верхний горизонт туфов, в свою очередь, перекрывает липаритовые купола. В других районах липариты прорывают верхний горизонт туфов. К ним, в первую очередь, вероятно, относятся купола, расположенные к северу и югу от г. Берегово. Таким образом, можно считать, что экструзии липаритовых куполов являются заключительными этапами эксплозий, давших нижний и верхний горизонты туфов<sup>1</sup>.

Туфы нижнего горизонта перекрываются верхней осадочной толщей, имеющей в пределах Береговского холмогорья мощность от 2 до 170 м, а к западу, в районе с. Косино мощность ее возрастает до 350 м. Осадочные отложения, представлены преимущественно аргиллитами, среди которых присутствует большое количество примеси туфогенного материала, встречающегося в виде отдельных прослоев и рассеянной примеси. Это позволяет сделать вывод, что вулканическая деятельность в период накопления осадков была только ослаблена, но полностью не прекращалась. В описываемых аргиллитах встречены представители руководящей нижнесарматской фауны (Гришкевич, 1953), что позволяет точно определить возраст вулканогенных образований<sup>2</sup>.

Верхний горизонт туфов развит преимущественно в центральной части Береговского холмогорья, где он перекрывает верхнюю осадочную толщу. Мощность туфов этого горизонта возрастает с востока на запад от 170 до 250 м, а в районе сел Великая Бегань и Заставное она увеличивается еще больше. В пределах Береговского холмогорья туфы верхнего горизонта подверглись весьма сильным метасоматическим изменениям (аргиллизация, алуинитизация и образование монокварцитов), поэтому очень трудно судить о первичном агрегатном состоянии материала и изменениях его крупности в пространстве. Однако можно отметить, что основная масса туфов (там, где это можно установить), сложена псаммитовым и более мелким материалом. Гравийных туфов здесь гораздо меньше. В районе с. Великая Бегань туфы более крупнообломочные. Основная масса их сложена обломками 5—10 мм в поперечнике, а отдельные обломки достигают 2—3 см; форма обломков преимущественно округлая. Сложены они пористым пемзовидным липа-

<sup>1</sup> В связи с этим описание их дается вместе.

<sup>2</sup> Впервые нижнесарматская морская фауна встречена нами в 1947 г.

ритом. В породе присутствует около 10% терригенного материала (окатанные обломки кварца), что позволяет отнести их к туффитам. В туфах верхнего горизонта на Большой Береговской горе также встречены прослой туффитов и сарматская морская фауна.

Таким образом, накопление туфов верхнего горизонта также происходило в морской среде, но в значительной степени опресненной. Мощность верхнего горизонта липаритовых туфов и крупность туфового материала увеличиваются с юго-востока на северо-запад, по направлению к области развития липаритовых куполов, расположенных в районе с. Косино. Западнее косинских куполов мощность горизонта липаритовых туфов снова уменьшается.

Нижнесарматские осадочные отложения, как было отмечено выше, повсеместно распространены в пределах Чоп-Мукачевской впадины и в южной части Солотвинской впадины, к которым также приурочены туфы липаритового состава. Однако здесь туфы представлены горизонтами, пластами, прослоями и линзами мощностью 5—7 м. В южной части Солотвинской впадины, в районе с. Вышково также известны два горизонта липаритовых туфов: нижний — мощностью 40—60 м и верхний — 20—30 м. Туфы здесь слоистые. Мощность слоев колеблется преимущественно в пределах 20—30 см, редко достигая 3 м. Иногда они переслаиваются с прослоями аргиллитов, песчаников и туфо-песчаников. Крупность материала в туфах (в пределах горизонтов) увеличивается по разрезу сверху вниз. В нижней части горизонта залегают алевритовые и псаммитовые разновидности туфов, а выше — псефитовые. Крупнообломочный материал представлен преимущественно монтмориллонитизированной пемзой. Таким образом, по мере движения на север, от Береговского холмогорья к г. Мукачево, мощность туфов уменьшается от десятков метров до 5—7 м, в то время как на большем удалении от Береговского холмогорья, в районе с. Вышково, расположенном ближе к линии глубокого Чоп-Берегово-Баямарского разлома, мощность туфов значительно больше.

Из приведенного материала видно, что максимальные мощности вулканогенных образований наблюдаются в районе Береговского холмогорья и Косино-Беганьских возвышенностей. Здесь мощности горизонтов измеряются сотнями метров, в то время как на остальной части Закарпатского прогиба они редко достигают десятков метров. В пределах самого Береговского холмогорья также отмечается неравномерное распределение материала. Участки с максимальной мощностью каждого более молодого горизонта туфов смещены к западу от участков с максимальной мощностью подстилающего горизонта, что, вероятно, связано с перемещением центра извержения с востока на запад.

В пределах Береговского холмогорья находится три группы куполов и одна группа расположена в районе сел Косино и Заставное<sup>1</sup>. Первое сообщение о липаритовых куполах в пределах Береговского холмогорья и о наличии трех пунктов излияния лав было сделано нами (Малеев, 1949). Впоследствии М. Ю. Фишкин (1954) более детально описал эти купола. Им отмечено шесть куполов на Береговском холмогорье и один на Косино-Беганьских возвышенностях. В последние годы, в связи с поисковыми и разведочными работами, на перлиты, появилось много новых данных о строении липаритовых куполов. В настоящее время нами установлено десять куполов на Береговском холмогорье и два на Косино-Беганьских возвышенностях.

Липаритовые купола описываемого района имеют относительно простое веерообразное строение, но иногда усложнены отходящими от

<sup>1</sup> Липаритовые купола, образовавшиеся после накопления нижнего и верхнего горизонтов липаритовых туфов описываются вместе, так как строение их в общих чертах сходно.

них лавовыми потоками. К северу от г. Берегово в северо-западном направлении протянулась цепочка из пяти холмов: Керек, Длинная, Шарок, Чепка и Ардо. Высота их 100—150 м, контуры сглаженные. Липариты, слагающие холмы, обладают хорошо выраженной флюидалностью и своеобразной полосчатостью, обусловленной чередованием пористых и плотных зон. Направление флюидалности и полосчатости совпадают с направлением движения лавы. Почти все купола в плане имеют овальное очертание с ориентировкой длинной оси субмеридионального и северо-западного направления, совпадающей с направлением цепочки холмов. Простираение флюидалности почти во всех куполах совпадает с ориентировкой длинной оси холмов. Исключением составляет купол горы Длинной, расположенной в середине цепочки куполов. Флюидалность в центральной его части ориентирована в широтном направлении.

Строение куполов, как было показано выше, веерообразное. В центральной части каждого купола падение флюидалности и полосчатости вертикальное; по мере удаления от центральной части купола к периферии флюидалность приобретает наклон в виде воронки, а там, где от куполов отходят потоки, углы наклона флюидалности приближаются к горизонтальным. Размеры куполов колеблются от нескольких сот метров в среднем поперечнике до 1 км.

Из группы липаритовых куполов Ардо — Керек, наиболее хорошо изучены северные купола Ардо и Чепка, с отходящим от них лавовым потоком (в пределах этих вулканических образований сосредоточены крупные запасы перлита). В плане купол Ардо имеет эллипсоидальную форму. Длинная ось его составляет около 800 м и вытянута в северо-западном направлении, короткая ось равна 600 м. Высота купола около 150 м. С юга к нему примыкает купол Чепка. Его форма в плане приближается к кругу. Диаметр купола около 500 м, высота около 100 м. От куполов Ардо и Чепка в восточном направлении отходят лавовые потоки, сливаясь в единый сложный поток. Длина потока к северо-востоку от купола Ардо 250 м, а к востоку от купола Чепка — около 1 км. Верхняя часть лавового потока эродирована. Мощность потока колеблется от 90 до 20 м, на отдельных участках поток прерывается. Строение куполов и лавового потока сложное. По периферии куполов, где происходило расползание лавы и более быстрое ее охлаждение, образовались своеобразные кластолавы, по мере удаления от контакта сменяющиеся перлитами. Далее идет зона пород, переходных от липаритов к перлитам, а в удалении от контактов находятся типичные липариты. Строение купола Ардо в поперечном разрезе асимметричное. Углы падения флюидалности пород от западного края купола к центру равны 60—80°, а восточного — 35—45°. В лавовом потоке, отходящем от купола, флюидалность приближается к горизонтальной. В северной части купола по ориентировке флюидалности проявляется «дуковичное» строение, однако в целом оно для купола не характерно.

Образование куполов Ардо и Чепка, по-видимому, было одновременным, так как они окружены сливающейся кластолавой и перлитами. Мощность кластолавы, перлита и пород переходной зоны колеблется в широких пределах от нескольких десятков метров (редко до метров) до 100 м и более. Перлиты и перлитовая кластолава в западной части куполов Ардо и Чепка опоясывают плотные липариты в виде потока шириной порядка 500 м. Перлиты и переходные породы развиты не только по периферии купола Ардо, но и с северной стороны вершинной его части. Лавовый поток, отходящий от куполов на восток, сложен перлитом и перлитовой кластолавой.

Несмотря на то, что купол Чепка имеет круглую форму, флюидалность в нем ориентирована также преимущественно в северо-западном

направлении, как и в куполе Ардо и один как бы служит продолжением другого.

Купол Шарок, расположенный к югу от купола Чепка, имеет форму, близкую к округлой. Диаметр его около 800 м, высота около 110 м. К юго-востоку от купола отходит лавовый поток длиной более 600 м. Под потоком залегают липаритовые туфы верхнего горизонта. В центральной части купола Шарок флюидалность вертикальная с простиранием по азимуту 300—320°, в западной части азимут падения ее 30—50°,  $\angle 50—90^\circ$ , в восточной части азимут падения ее 190—270°,  $\angle 40—65^\circ$  и, наконец, в северной части — 350°,  $\angle 15—30^\circ$ . Ярко проявляется куполообразное строение тела холма с общей ориентировкой флюидалности в северо-западном направлении. В центральной части купола карьером вскрыты частично каолинизированные липариты.

Купол горы Длинная имеет длину около 1000 м и ширину 400—500 м, высота купола порядка 90—100 м. На севере он примыкает к куполу Шарок. В юго-западной части купола горы Длинная вскрыты контакты его с подстилающими туфами. На контактах липарит переходит в кластолаву и перлит. Контакт с туфом имеет угол наклона 10—12° на восток и северо-восток. На юго-восточном склоне азимут падения флюидалности липарита 240—270°,  $\angle 30—40^\circ$ , в центральной части купола, на вершине горы, обнаженной карьерами, падение флюидалности вертикальное по азимуту простирания 60—100° или выполаживается до 75° на север. Таким образом, и здесь по флюидалности устанавливается куполообразное строение тела, при общей ориентировке его в меридиональном направлении. В центральной части купола, вероятно в результате местного загиба, флюидалность располагается в широтном направлении. Скважины, пробуренные в горе Длинная, подтверждают ее куполообразное строение. На вершине купола проходит сброс, вблизи которого брекчированные липариты на отдельных участках алуитизированы, каолинизированы или иногда окремнены.

Самый южный купол Керек имеет округлую форму, диаметр его около 500 м, высота около 90 м. Обнажен он плохо и поэтому отнесен к куполам условно. По небольшому количеству обнажений, по замерам флюидалности липарита можно судить о его куполообразном строении, однако, скв. 195, пробуренная на вершине горы, подсказывает следующие туфы.

Отмеченные пять куполов, расположенные в виде цепочки субмеридионального направления, имеют такое же преобладающее субмеридиональное направление флюидалности и вытянутости куполов, что позволяет связывать их с общей зоной разлома субмеридионального направления. Западные части куполов имеют более крутые углы падения флюидалности, чем восточные, что, вероятно, связано с наклоном плоскости разлома на восток.

К югу от г. Берегово расположены горы Малая и Золотистая, сложенные липаритом и представляющие собой значительно эродированные купола. В карьере горы Малая, вскрывающем нижнюю часть купола, хорошо видно, как вертикальная флюидалность выполаживается. Азимут простирания флюидалности в северо-западной части карьера 120—140°,  $\angle 20—90^\circ$ , а в юго-восточной — 310°,  $\angle 80^\circ$ ; общая ориентировка флюидалности северо-восточная.

Липаритовый купол, слагающий гору Золотистая, изучен слабо. В южной части купола падение флюидалности — 350°,  $\angle 30—80^\circ$ , в северной — 160—170°,  $\angle 30—55^\circ$ , что показывает общее направление флюидалности, близкое к широтному. Следовательно, общая зона разлома, по которой поднималась лава, имела субширотное направление.

В 8 км к востоку от г. Берегово расположен третий район липаритовых куполов Береговского холмогорья. Липариты слагают ряд возвы-

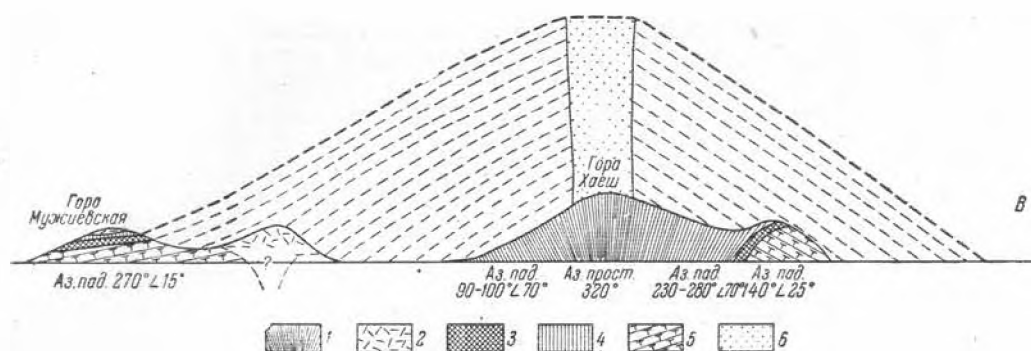


Рис. 7. Предполагаемое строение Береговского вулкана:

1 — липариты купола Хаеш; 2 — липарит; 3 — кластолава перлитовая; 4 — перлит; 5 — туфы липарита; 6 — предполагаемый нект.

шенностей: Хаеш, Виноградная, Великая Варна, Пеликан. Геологическое строение этого района хорошо изучено благодаря вскрытию южного склона горы Хаеш карьерами и проведенным поисковым работам на полиметаллы и перлиты. В западной части района развиты неизменные липариты. Они образуют купола Хаеш, Варна и Пеликан. В восточной части района вершины гор сложены липаритом, залегающим в виде потока и на отдельных участках превращенным во вторичные кварциты.

В плане купол Хаеш имеет форму, близкую к округлой с диаметром около 700 м. Центральная часть купола, обнаженная в большом карьере, сложена липаритом коричневого цвета, в котором едва различима флюидалность, совпадающая с трещиноватостью, ориентированная вертикально с простиранием по азимуту  $320^\circ$ . Вертикальные трещины разбили липарит на столбы со средним поперечником 0,8 и более метров. По мере удаления от центральной части купола, трещины сгущаются (расстояние между ними здесь 0,2—0,1 м) и появляется флюидалность. В 250 м восточнее центра купола карьером вскрыты липариты, разбитые трещинами на тонкие (5—10 см) плитки с флюидалностью по азимуту падения  $230-280^\circ$ ,  $\angle 70-50^\circ$ . К западу от центральной части купола карьером обнажен тонкоплитчатый липарит с флюидалностью по азимуту падения  $90-100^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$ . В 350 м на восток от центральной части купола обнажениями вскрыт контакт купола липарита с туфами нижнего горизонта. Поверхность контакта в верхней части имеет угол падения  $35^\circ$ , постепенно увеличивающийся к низу до  $70^\circ$ . На контакте залегает толща перлитовой кластолавы; как показало бурение, мощность ее 80 м. Эта кластолава прежде принималась за грубообломочные туфы, прорываемые липаритом (Фишкин, 1954). Купол Хаеш является одним из крупнейших; его поперечник около 1 км. Купол возвышается на 100 м над равниной и вершина его значительно эродирована. Купол расположен в центральной части вулкана, о чем будет сказано ниже (рис. 7). В 1 км западнее купола Хаеш, на горе Мужиевской с небольшим угловым несогласием залегает поток липарита, имеющий наклон к западу. В настоящее время трудно решить вопрос, принадлежит ли этот поток куполу Хаеш, или соседняя возвышенность, расположенная к востоку от него и сложенная тоже плотным липаритом, представляет собой самостоятельный небольшой купол липарита.

В 1 км на север от купола Хаеш (по азимуту  $340^\circ$ ) расположен двухглавый холм. Западная вершина его носит название Варна, а восточная — Шипой. Проведенные в этом пункте детальные геологические

работы позволили установить здесь наличие купола липарита<sup>1</sup>. Высота купола порядка 80 м. Он вытянут в широтном направлении, форма его в плане приближается к эллипсу, длинная ось которого составляет 600—500 м. Несмотря на некоторую вытянутость купола в широтном направлении, общее направление флюидалности в нем субмеридиональное (азимут 320°). Строение купола асимметричное. Падение флюидалности его восточной вершины (гора Шинной) близко к вертикальному, западной — приближается к горизонтальному (рис. 8).

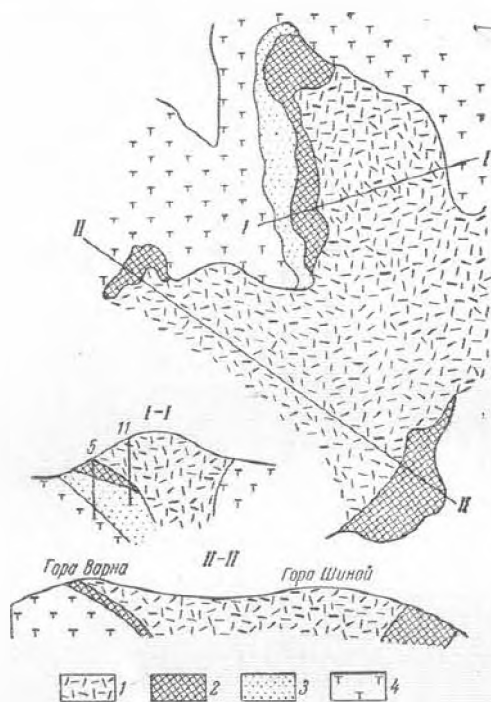


Рис. 8. Схематическое строение куполов Пеликан и Варна:

1 — липарит; 2 — перлит; 3 — кластолава перлитовая; 4 — туфы липарита.

пологая, западная — более крутая. Для западной части купола наиболее характерны перлиты и перлитовая кластолава, мощность которой более 100 м.

Таким образом, три купола — Хаеш, Шинной, Варна и Пеликан — находятся, примерно, на одной прямой линии субмеридионального простирания. Флюидалность во всех трех куполах также имеет общее субмеридиональное простирание. Это позволяет предполагать, что описываемые купола связаны с общей зоной разлома такого же направления. Следует отметить, что купола группы Хаеш и Ардо имеют асимметричное строение: у куполов группы Ардо — крутые западные борта, а у куполов группы Хаеш — восточные. Это позволяет высказать предположение, что купола группы Ардо связаны с разломами, наклоненными на восток, а группы Хаеш — на запад. Разломы должны сходиться на глубине порядка 15—20 м. Не исключена возможность, что на этой глубине находился магматический очаг. Следует также обратить вни-

В центральной части купола скважин нет, однако наклоны флюидалности в восточной части купола на запад, а в западной — на восток позволяют предполагать, что здесь, в центральной части, сложенной наиболее хорошо раскристаллизованным липаритом, падение флюидалности будет вертикальное, субмеридионального направления.

По периферии купола, в особенности с западной и восточной стороны, липариты сменяются перлитами и строение его здесь напоминает строение куполов группы Ардо — Керек.

К северу от горы Шинной расположен небольшой холм Пеликан, представляющий собой небольшой, самый северный в этой группе купол липарита. Высота его около 70 м. В плане он вытянут в субмеридиональном направлении, размеры его 350 × 200 м (см. рис. 8).

Строение купола асимметричное: западная часть более

западной части купола наиболее

<sup>1</sup> И. С. Солоненко и П. Н. Чернявский (1962), проводившие здесь разведку, принимали данный массив липарита и северный холм Пеликан за останец потока липарита.

мание на то, что область максимального метасоматизма приурочена к этому же району между куполами липарита.

В районе с. Косино расположена гора Косино, вытянутая в меридиональном направлении; длина ее 400, ширина 200 и высота 80 м. В карьере по хорошо выраженной флюидалности обнаруживается куполообразное строение массива липарита. В осевой части возвышенности флюидалность падает вертикально при меридиональном направлении, в восточной части купола углы падения флюидалности 50—90° на запад, а в западной части 30—90° на восток. Здесь так же, как на куполе Ардо, перлитовая кластолава развита не только в периферических частях купола, но на его вершине. Основная масса кластолавы алуинитизирована и опалитизирована. Наличие кластолавы на поверхности купола указывает на относительно слабую эрозию его.

В районе с. Заставное расположена гора Запсонь, также сложенная липаритом. Гора Запсонь представляет собой купол, имеющий в плане форму, близкую к округлой; диаметр его основания около 700 м, высота 70 м. В восточной части купола флюидалность липарита имеет азимут падения 270°,  $\angle 30^\circ$ , а в западной — 20°,  $\angle 30^\circ$ .

Меридиональное направление флюидалности в куполах Косино и Запсонь позволяет сделать предположение, что они связаны с разломом меридионального простирания.

Из краткого описания куполов липарита видно, что они группируются цепочками, причем направление цепочек совпадает с общим направлением флюидалности. Это позволяет сделать вывод, что они контролируются разломами, имеющими северо-западное или субмеридиональное простирание, хотя и приурочены к общей субширотной зоне.

### Петрографическая характеристика липаритов

Липариты различаются по текстурным и структурным признакам, обусловленным условиями их образования. Нами выделяются следующие разновидности липаритов: а) плотные, б) полосчатые, в) стекловатые, г) эвтакситовые (переходной зоны сложного состава).

Плотные липариты развиты в центральной части купола Хаеш. Цвет их коричневый или серовато-коричневый. Они разбиты вертикальными трещинами, образующими призматическую отдельность. На коричневом фоне основной массы хорошо видны порфиновые выделения плагиоклаза, имеющие до 2 мм в поперечнике. Флюидалность в них различается с большим трудом, но по мере удаления от центральной части купола появляется сначала флюидалность, а затем и пористость; вытянутые полости совпадают с флюидалностью.

Полосчатые липариты распространены в пределах северной группы куполов Ардо — Керек и южной (гора Малая). Липариты обычно серого или сиренево-серого цвета. Для них характерна полосчатость, обусловленная чередованием зон плотных и пористых. Расстояние между зонами максимальной пористости колеблется в пределах от 0,15 до 0,5 м. В центральной части пористых зон в породе содержится 30—40% пор, и порода приобретает шлаковый облик. Форма пор шаровая или эллипсоидальная. Длина пористых зон иногда достигает 50 м; по достижении этого предела, пористость постепенно уменьшается и плотные участки сливаются. Пористые зоны, как наиболее доступные для проникновения гидротермальных растворов, более интенсивно подвергаются слабой аргиллизацией, вследствие чего выделяются более светлой окраской.

В плотных разновидностях полосчатых липаритов иногда развивается шестигранная столбчатая отдельность, обычно свойственная андезитобазальтам. В западной части горы Ардо столбы имеют диаметр 20—30 см и ограничены 4—6 гранями. Ширина граней варьирует от 10 до



Рис. 9. Перлит Ардовского месторождения. В породе видны волосовидные кристаллиты и трещины, создающие перлитовую отдельность. Шл. 38. Свет простой.  $\times 40$ .

20 см. Длина столбов определяется мощностью полос плотного липарита и обычно измеряется дециметрами, редко достигая 2 м. Наличие столбчатой отдельности в липарите между пористыми зонами указывает на то, что охлаждение липарита шло в направлении от пористых зон к плотному липариту, т. е. так же, как это происходит в лавовых потоках, где охлаждение идет от их поверхностей.

В описываемых липаритах очень хорошо заметна флюидальность, совпадающая по простиранию с полосчатостью.

Стекловатые липариты широко распространены в пределах Береговского холмогорья и специально изучались, как сырье для вспученного перлита (Малеев, 1959; Жуков и др., 1960; Солошишко, 1962). Они слагают периферические части куполов, иногда верхнюю часть их (Ардо) и лавовые потоки. В одних случаях они полностью слагают лавовый поток (у с. Затышее), в других — только нижнюю часть его (гора Мужиевская). Обычно же они занимают промежуточное положение между кластолавой, контактирующей с вмещающей или подстилающей породой, и переходной зоной, представленной чередованием прослоев стекловатого и фельзитового липарита. Цвет стекловатых липаритов черный, зеленоватый, иногда почти бесцветный. На темном фоне четко вырисовываются порфиновые выделения плагиоклаза. Стекловатые липариты обладают четко выраженной перлитовой отдельностью, благодаря чему получили название перлитов.

Породы переходной зоны эвтакситовой текстуры обычно залегают между стекловатыми и фельзитовыми липаритами. Они представляют собой породу, состоящую из чередующихся полос стекловатого и фельзитового липарита. Толщина полос измеряется от миллиметров до метров.

Петрографическое описание липаритов дано Л. Г. Ткачуком и др. (1949), В. С. Соболевым и др. (1955), В. В. Наседкиным (1963) (последним описывались только стекловатые липариты). В связи с этим мы коснемся только некоторых петрографических особенностей их. Липариты восточных куполов Хаеш и Пеликан, образовавшиеся после накопле-

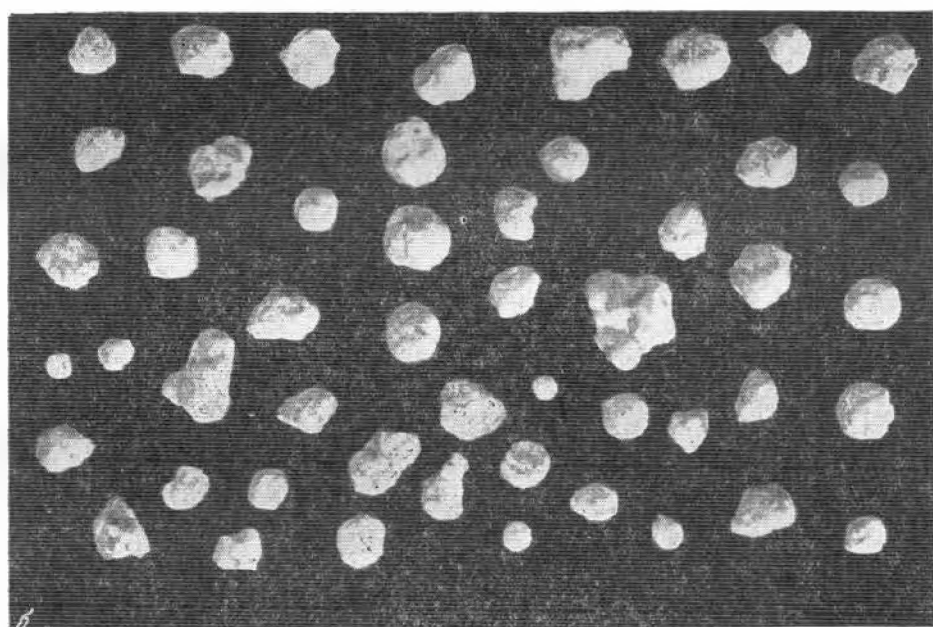
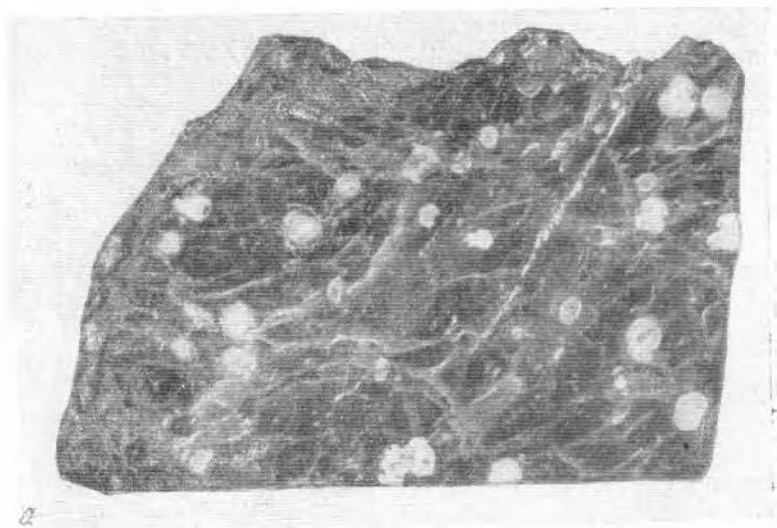


Рис. 10. Сферические выделения в перлите месторождения Пеликан,  
возле г. Берегово:  
а — в породе; б — извлеченные.

ния нижнего горизонта липаритовых туфов, отличаются от липаритов западной части Береговского холмогорья (Ардо, Керек, гора Малая), образовавшихся после накопления липаритовых туфов верхнего горизонта. Липариты восточных куполов не содержат порфирировых выделений кварца, а липариты западных куполов содержат 6—10% кварца. Из темноватых в последних присутствуют единичные зерна гиперстена, а в халеских липаритах развиты роговая обманка и биотит.

Общее количество порфирировых выделений колеблется в широких пределах — от 10 до 30%, причем, в липаритах восточных куполов их не-

сколькo меньше, чем в западных. Среди порфировых выделений преобладает плагиоклаз. Его размеры колеблются от 0,2 до 2 мм. Обычно он корродирован, иногда имеет зональное строение. Состав плагиоклазов колеблется от № 30 до № 54, преобладают № 38—40. Количество порфировых выделений в липаритах восточных куполов 20—25%, а в западных — 15—20%. Кварц обычно оплавлен, часто имеет включения стекла. Гиперстен, как правило, призматического габитуса с  $N_g = 1,730$ ;  $N_p = 1,722$ , что соответствует содержанию 55% железистого компонента. Роговая обманка бурого цвета встречается очень редко ( $N_g = 1,688$ ). Иногда присутствует магнетит. Из аксессуарных отмечены циркон и апатит.

Основная масса в стекловатых липаритах обладает витрофирировой структурой, в раскристаллизованных разновидностях — фельзофирировой. Липарит с витрофирировой основной массой содержит волосовидные кристаллиты, которые составляют от 5 до 30% (рис. 9). Для пористых перлитов характерен сферолитовый тип кристаллизации. В. В. Наседкин (1963) отмечает, что сферолиты размерами 0,008—0,005 мм состоят из калиевого полевого шпата и тридимита, количество их колеблется от 10 до 64%. В более раскристаллизованных разновидностях кроме сферолитов присутствуют микролиты плагиоклаза, фиксирующие флюидальность породы. Показатель преломления стекла в перлитах колеблется от 1,492 до 1,500. Фельзофирировая основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, сферолитов и стекла. Кроме того, в липаритах присутствует кристобалит с  $N = 1,484$  в основной массе и с  $N = 1,486$  в пустотах, а также тридимит с  $N_g = 1,480$ ;  $N_p = 1,476$  и  $2V = +63^\circ$ .

В стекловатых перлитах купола Пеликан наблюдались своеобразные шаровые обособления стекла в виде сферолитов белого цвета, выделяющихся на черном фоне породы (рис. 10, а). Такие разновидности перлитов обнаружены в северо-западной части купола в виде горизонта мощностью несколько дециметров. По простиранию они не прослежены. Размеры сферолитов колеблются от 2 до 6 мм, преобладающие размеры 4—5 мм. Форма их близка к шаровой, но иногда два или несколько шариков срastaются в почкообразные тела (рис. 10, в). Поверхность их слабошероховатая, распределение в породе неравномерное. На отдельных участках они сгущаются, не сливаясь, однако, в общую массу, на других — распределяются более редко. Общее количество их в породе порядка 10%. Химический состав стекловатого базиса и сферолитов дан в табл. 8.

Таблица 8  
Химический состав стекловатого базиса и сферолитов в перлите, вес. %

Окислы	Стекловатый базис	Сферолиты	Окислы	Стекловатый базис	Сферолиты
SiO <sub>2</sub>	72,40	78,40	CaO	1,01	0,40
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,19	Na <sub>2</sub> O	0,21	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,20	10,84	K <sub>2</sub> O	3,07	1,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,25	0,77	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,80	6,34
FeO	0,67	0,17	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,55	
MnO	0,03	Н опр.	S	0,26	Не опр.
MgO	1,30	0,80			
			Сумма	99,94	99,05

Аналитик Е. П. Рябичкина.

Показатель преломления стекла  $N = 1,511$ , а сферолитов —  $N = 1,528$ . Образование сферолитов В. И. Лебединский и Мо Кэ-минь (1958) в аналогичных липаритах калганского комплекса Китая объясняют ликвиацией.

## Петрографическая характеристика вулканокластических пород тортон-нижнесарматского возраста

Вулканокластические породы описываемой фазы вулканизма весьма разнообразны. Они разделяются по вещественному составу на андезитобазальтовые, андезитовые и липаритовые. (О первых двух разновидностях упоминалось при описании основных вулканогенных образований). По условиям цементации и по характеру и составу примесей липаритовые вулканокластические породы разделяются на кластолавы, туфы, ксенотуфы и туффиты<sup>1</sup>. По крупности материала кластолавы относятся к агломератовым и реже глыбовым агломератовым разновидностям; туфы весьма разнообразны — от агломератовых до пелитовых разновидностей, ксенотуфы — лапиллевых и гравийных разновидностей, а туффиты — от лапиллевых до алевритовых. Преобладающими среди туфов, ксенотуфов и туффитов являются гравийные, псаммитовые и затем алевритовые разновидности. Однако в пространственном отношении распределение разновидностей по крупности материала не равномерное. В пределах Береговского холмогорья и Косино-Беганьских возвышенностей, как уже говорилось, преобладают разновидности, сложенные наиболее крупным материалом.

Кластолавы, как уже, было сказано выше, залегают по периферии куполов и в нижней части лавовых потоков. По внешнему виду это грубообломочная порода, состоящая из угловатых обломков перлита размерами до 0,3 м в поперечнике, а на отдельных участках и до 1 м. В породе много обломков различной крупности, вплоть до фрагментов размером в несколько миллиметров. Обломки, как правило, плотные, но некоторые обладают слабой пористостью. Цементом породы является пористая лава такого же липаритового состава витрофировой структуры, светло-серого или белого цвета, с реликтовой обломочной структурой (рис. 11). Цементирующей лавы в породе около 20—30%. Детальное изучение кластолавы производилось в многочисленных обнажениях Береговского холмогорья. Детальные микроскопические исследования позволяют нам высказать мнение, что цементирующая лава образовалась за счет расплавления мелких обломков стекла с вспучиванием его до тонкопористой массы. При этом произошло расплавление микролитов, в результате чего увеличился показатель преломления стекла. Наряду с полным переплавлением мелких обломков лавы, более крупные обломки ее только частично оплавлены по периферии. Таким образом, наблюдается сваривание обломков как между собой, так и с вторичной лавовой массой. В обнажениях и в шлифах можно наблюдать постепенные переходы от типичных кластолав, в которых обломки цементируются пористой вторичной лавой светлого цвета, до брекчиевых лав, где наблюдается спекание обломков между собой в общую массу без цемента и вторичной пористой лавы<sup>2</sup>.

Образование описанных кластолав произошло, вероятно, в результате дробления выпирающей лавовой стекловатой массы по периферии куполов и в нижних частях лавовых потоков и вторичного разогрева.

<sup>1</sup> Краткое описание туфов и частично туффитов приводилось ранее в работах Л. Г. Ткачука и др. (1949) и В. С. Соболева и др. (1955).

<sup>2</sup> В. П. Петровым (1961) описываемые породы названы «купольной брекчией», и этот термин иногда применяется и другими исследователями (Наседкин, 1963). Нам кажется, что такой термин не удобен, потому что эта порода образуется не только по периферии куполов, но и в основании лавовых потоков и, следовательно, геологически не является купольной брекчией. Поскольку в ней есть лавовый цемент, отличный по своей структуре от структуры обломков, постольку согласно «Классификации вулканогенных обломочных пород» (Влодавец, Малеев, Петров и др., 1962) ее следует относить к кластолавам.



Рис. 11. Кластолава липарита Хаешского месторождения к востоку от г. Берегово.

вероятно, в результате воздействия теплового потока из центральных частей куполов и лавовых потоков.

В отличие от кластолав, залегающих вблизи липаритовых куполов, туфы, ксенотуфы и туффиты слагают мощные горизонты и закономерно распределяются в пределах этих горизонтов. Ксенотуфы преобладают в нижних частях нижнего горизонта туфов, образуя мощные пласты, туффиты — в верхней части нижнего горизонта туфов и в пределах верхней осадочной толщи. Кроме того, терригевная примесь почти повсеместно присутствует в туфах нижнего горизонта, иногда в значительном количестве.

Описание вулканокластических пород как нижнего, так и верхнего горизонта затруднено, вследствие значительной переработки их метасоматическими процессами (каолинизацией, алунилизацией и окремнением). Туфы в пределах как верхнего, так и нижнего горизонта залегают в виде пластов и линз, мощность которых изменяется от сантиметров до нескольких метров. Тонкообломочные туфы — пелитовые и алевритовые — обычно образуют прослои в несколько сантиметров и редко дециметров.

Агломератовые туфы, сложенные обломочным материалом размерами более 30 мм, встречаются редко и только в пределах Береговского холмогорья, Косино-Беганьских возвышенностей и левобережья р. Тисы. Они сложены пемзовидными обломками липарита светло-серого или белого цвета с примесью более мелкого материала, обычно смешанного состава. Обломки пемзы состоят из бесцветного стекла с редкими порфирированными выделениями плагиоклаза и кварца. Цементом туфа служит опалово-глинистая масса, образованная за счет разложения мелких обломков стекла.

Лапиллевые туфы<sup>1</sup>, сложенные пемзовидными обломками липарита размером от 10 до 30 мм в поперечнике, также пользуются небольшим распространением. Они отличаются от агломератовых только крупностью материала.

Гравийные (крупнообломочные) туфы, сложенные обломочным материалом от 2 до 10 мм в поперечнике, являются преобладающей раз-

<sup>1</sup> Лапиллевые и гравийные туфы можно объединять в группу псефитовых туфов.

новидностью в пределах Береговского холмогорья и других пунктов, где туфы обладают значительной мощностью. Кроме того, они присутствуют в виде прослоев в отложениях Чоп-Мукачевской и частично Солотвинской впадин.

Преобладающая масса обломков липарита обладает пористостью и переходит в пемзу. Среди общей массы обломков размерами 3—6 мм или 5—10 мм в поперечнике иногда встречаются обломки размером в 2—3 см и более, которые, как правило, обладают повышенной пористостью. Форма их округлая, реже угловатая. Кроме обломков липарита в небольшом количестве присутствуют обломки плагиоклаза, кварца и биотита и магнетита. Почти повсеместно как в туфах нижнего, так и верхнего горизонта присутствует примесь терригенного материала, представленная окатанными обломками кварца, кремней, серицитовых сланцев и других метаморфических пород.

Псаммитовые туфы также как и гравийные, встречаются довольно часто. Среди них наиболее распространены смешанные туфы, реже витрокластические и еще реже кристаллокластические.

Псаммитовые смешанные туфы состоят из обломков стекла, кристаллов липарита, обычно пористого, витрофировой структуры. Обломки прозрачного стекла имеют остроугольную форму; показатель преломления около 1,55. Обломки кристаллов представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом. Кварц, обычно дипиримидального габитуса или в виде оплавленных зерен, обладает прямым углом погасания. Обломки плагиоклаза (№ 28—45), часто встречаются как в виде кристаллов с хорошей окантовкой, так и в виде угловатых обломков. Биотит встречается очень редко. Обычно это — изогнутые пластинки с  $Nm = 1,689—1,693$ . Примесь терригенного материала представлена обломками кварца окатанной формы, с прожилками халцедона и мозаичным угасанием, обломками метаморфических сланцев (в небольшом количестве) и глинистым материалом. Последний, распределяясь среди продуктов разложения мелкого вулканического стекла, цементирующего туфы, диагностируется с большим трудом.

Витрокластические туфы обладают типичной псаммитовой витрокластической структурой. Они содержат небольшое количество обломков кристаллов и примесь терригенного материала<sup>1</sup>.

Кристаллокластические туфы, в которых ювенильные обломки кристаллов составляют около 50%, встречаются очень редко. Присутствующие в туфах (иногда в большом количестве) обломки кристаллов, кварца, часто оказывались терригенной примесью<sup>2</sup>.

Алевритовые и пелитовые туфы обычно представлены витрокластическими разновидностями иногда с примесью обломков кристаллов.

Ксенотуфы тяготеют к району купола Хаеш. Их можно наблюдать в восточной части с. Мужиево. Здесь, в слоистой толще туфов ниж-

<sup>1</sup> М. Ю. Фишкин (Соболев и др., 1955) указывает на наличие игнимбритов среди туфов Береговского холмогорья: «несомненно наблюдается в некоторых туфах спекание пепла и стекловатых частиц вплоть до явлений вторичного течения, т. е. образования игнимбритов». Необходимо отметить, что отложение пирокластического материала все время происходило в водной среде, что, вследствие быстрого охлаждения пепла, исключает возможность спекания пепловых частиц. Однако интенсивные процессы окремнения иногда настолько изменяют породы, что они могут быть приняты за спекшиеся. Вместе с тем, процесс спекания мелкого обломочного материала имеет место при образовании кластолав, но хотя этот процесс до некоторой степени и напоминает образование игнимбритов, генезис кластолав и игнимбритов различен. Однако, следует отметить, что Береговский вулкан переживал стадию кальдерообразования, которой свойственно образование игнимбритов.

<sup>2</sup> М. Ю. Фишкин (Соболев и др., 1955) характерной особенностью туфов считает преобладание кварца над полевым шпатом, в отличие от липаритов, где кварца мало или он совсем отсутствует. Не исключена возможность, что здесь терригенный кварц отчасти принимался за ювенильный.

него горизонта залегают пласты псефитового туфа белого цвета, сложенного в основном обломками пористого и плотного липарита размером до 3—8 мм в поперечнике. На белом фоне породы отчетливо выделяются чуждые обломки темного цвета, угловатой и округлой формы. Размеры их колеблются от 5 мм до 25 см. Большинство обломков оторочено ожелезненной каймой. Общее количество чуждого материала колеблется в пределах 8—15%. Он представлен обломками пород предыдущих извержений и метаморфическими породами фундамента вулкана. Среди них обломки андезита и андезито-базальта и их туфов составляют 60%, обломки липарита — 10%, обломки метаморфических пород — 30%. Последние представлены кремнистыми сланцами, яшмовидными породами и метаморфическими сланцами, среди которых преобладают серицитовые.

Поскольку описываемые обломки имеют угловатую форму и оторочены ожелезненными каймками<sup>1</sup>, есть все основания отнести их к эруптивным обломкам.

Наличие чуждых обломков метаморфических пород позволяет сделать вывод, что в фундаменте вулкана залегают метаморфические породы, а породы палеогенового флиша здесь отсутствуют. Следовательно, извержению предшествовали в этом месте поднятия, в результате чего породы палеогена и отчасти нижнего миоцена были смыты. Глыбы андезита больших размеров (до 25 см в поперечнике) указывают на близость эруптивного центра.

В восточной части Береговского холмогорья в основании нижнего горизонта липаритовых туфов, в ксенотуфах обломки андезита, размерами до 5 см, составляют около 50%. Наличие их было отмечено также В. С. Соболевым и др. (1955), которые образование их связывали с извержениями типа направленных взрывов<sup>2</sup>.

Туффиты. Примесь терригенного материала отмечалась в туфах нижнего и верхнего горизонтов. По мере увеличения такой примеси туфы постепенно переходят в туффиты. Как правило, количество терригенной примеси не превышает 10% и только в прослоях среди верхней осадочной толщи и особенно в ее верхней части количество примеси варьирует в широких пределах; соответственно туфы переходят в туффиты, а туффиты — в пирокласто-осадочные породы. Крупность терригенного материала различна, но преобладает примесь песчаного и гравийного материалов.

Анализ приведенных материалов показывает, что вулканогенные образования верхнетортон-нижнесарматского возраста распространены повсеместно в пределах западной части Закарпатского прогиба и на юго-восточной его части. Однако максимальные мощности вулканогенных образований ограничиваются относительно небольшой площадью, вытянутой в виде полосы от г. Чоп, через Косино-Беганьские возвышенности к Береговскому холмогорью. Далее на юго-восток эта зона уходит в район Бая-Маре (Румыния), где также развиты мощные толщи вулканогенных образований, одновозрастные береговским. В Чехословакии вулканогенные образования нижнесарматского возраста тоже широко распространены. Они слагают мощные толщи в Восточной Чехословакии. Токайские горы в Венгрии также сложены аналогичными нижнесарматскими вулканогенными образованиями. Основная масса венгерских и чехословацких вулканитов тортон-сарматского возраста, как, например,

<sup>1</sup> Такие каймы характерны для обломков чуждого материала, испытывающих окисление по периферии во время выбросов из вулкана.

<sup>2</sup> Наличие обломков чуждого материала характерно для извержений типа направленных взрывов, но не только этот тип извержений дает примесь чуждого материала.

Таблица 9

Схема сопоставления наиболее мощных свит и горизонтов вулканических туфов в пределах Восточных Карпат и юго-западной окраины Русской платформы

Возраст	Закарпатский прогиб	Предкарпатский прогиб	Юго-западная окраина Русской платформы	
Нижний сармат	Луковская, доробратовская	Вольнский, бугловский	Вольнский, бугловский	
Верхний тортон	Александровская (нанковская)	Черновицкий	Верхний тортон	Верхний горизонт, нижний горизонт
Средний тортон	Новоселницкая	Богордчанская	Нижний тортон	

в пределах Прешов-Токайского вулканического массива, вероятно, связана с особым местным глубоким разломом, в отличие от румынских (баямарских) вулканогенных образований, расположенных в пределах одной зоны с береговскими.

Сходство вулканогенных образований по составу и по возрасту позволило нам связывать их с общим Чоп-Берегово-Баямарским глубоким разломом (Малеев, 1959, 1960). На территории Предкарпатья и западной части Русской платформы также известны вулканогенные образования нижнесарматского возраста. Они представлены маломощными пластами и линзами липаритовых туфов и туффитов, в значительной мере разложенных и превращенных в бентонитовые глины. В сводных работах С. М. Кореневского (1954), Л. Г. Ткачука и др. (1958), В. П. Костюка (1961) приводится ряд пунктов нахождения витрокластических алевритовых и пелитовых туфов. Они приурочены к бугловскому горизонту, соответствующая нижнему горизонту береговских липаритовых туфов, и к вольнскому горизонту нижнего сармата, соответствующая верхнему горизонту липаритовых туфов Закарпатья (табл. 9). Наибольшую мощность туфы имеют в Мединицком районе Предкарпатского прогиба. Здесь, на глубине 560 м скважиной встречен пласт туфа мощностью 1,6 м (вероятно, соответствует верхнему горизонту в Закарпатье), а на глубине 570 м — мощностью 2,2 м. Туфы витрокластические с примесью обломков кристаллов (до 10—20%), они представлены плагиоклазом, кварцем и биотитом. Аналогичный состав имеют туфы многих других пунктов. Но по мере удаления от Карпат к платформе мощность и крупность материала уменьшаются. В отличие от нижнетортонских, сарматские туфы развиты преимущественно в пределах Предкарпатского прогиба и очень редко встречаются на платформе. Удаленность областей распространения туфов от Береговского холмогорья в Предкарпатье определяется в 200 км, однако отдельные районы развития туфов на Русской платформе удалены на 250 км.

В пределах Береговского холмогорья вулканогенные образования заканчиваются верхним горизонтом липаритовых туфов, так как более молодые отложения в этом районе эродированы. Однако на территории Чоп-Мукачевской и Солотвинской впадин в отложениях нижнего сармата (луковская свита), перекрывающих туфы верхнего горизонта липаритовых туфов (доробратовская свита), а также в отложениях низов среднего сармата (алмашская свита) имеются прослои главным образом пепловых туфов липарита. Количество прослоев туфов в луковской свите, по сравнению с доробратовской, гораздо больше, но не везде одинаковое. Мощность прослоев колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Наиболее выдержанный горизонт туфов в районе

Химический состав горных пород второй фазы вулканизма, %

Окислы	150	1	7	6	11	4	9	8	87	3	2	84	1-Т	14	452	83	12	130-а
SiO <sub>2</sub>	61,28	70,80	70,88	71,04	72,70	72,72	72,78	72,80	72,94	73,20	73,70	74,03	74,34	74,50	74,50	74,91	74,58	75,92
TiO <sub>2</sub>	2,60	0,25	0,25	0,17	0,16	0,15	0,08	0,07	0,15	0,08	0,08	0,90	0,08	1,04	0,21	0,22	0,19	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,37	15,26	15,25	15,84	14,69	14,98	13,43	13,28	13,94	13,08	14,89	13,71	13,98	14,00	14,21	13,29	13,02	13,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,73	0,73	1,92	3,0	1,04	2,78	3,09	1,79	2,21	1,82	0,90	1,56	0,90	1,50	0,88	0,43	0,94
FeO	3,24	0,56	0,56	—	0,12	—	0,19	0,05	0,72	0,12	0,12	0,56	0,26	0,39	0,12	0,56	0,80	0,12
MnO	0,41	Сл.	Сл.	0,02	0,01	0,03	Сл.	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	—	0,07	0,06	0,02	0,02
MgO	1,80	0,55	0,55	0,06	0,13	0,06	0,36	0,25	0,22	0,26	0,27	—	0,39	0,14	0,22	—	0,19	0,18
CaO	5,55	1,70	1,70	3,16	1,82	2,04	2,22	2,04	2,21	2,04	0,76	1,03	1,10	2,04	1,50	1,14	1,27	1,60
Na <sub>2</sub> O	1,71	2,73	2,73	3,34	3,71	2,29	4,00	4,55	3,61	4,26	4,58	0,81	4,56	2,18	2,38	2,92	3,34	2,99
K <sub>2</sub> O	0,99	2,97	1,97	3,04	2,32	3,42	2,72	2,44	3,15	2,61	3,06	3,63	3,61	2,10	3,10	3,50	3,36	3,50
H <sub>2</sub> O+	0,30	0,28	0,28	0,60	0,05	0,92	1,44	1,00	0,52	0,58	0,80	5,79	0,24	0,20	1,33	3,88	1,26	0,47
H <sub>2</sub> O—	—	—	3,76	0,88	1,52	1,92	0,38	0,69	0,78	1,63	0,33	—	0,78	—	—	—	0,75	—
SO <sub>3</sub>	—	0,34	0,25	0,26	Сл.	0,29	—	—	—	—	—	—	—	—	0,45	0,20	0,07	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	Сл.	0,14	Сл.	0,15	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—
П. п. п.	1,20	4,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,85	1,16	—	—	0,54
Сумма	100,67	99,92	99,92	100,47	100,34	100,01	100,38	100,37	100,05	100,08	100,42	100,48	100,97	100,25	99,92	100,42	99,71	100,04

Примечание. Место взятия проб: 150 — Береговское холмогорье; 1 — гора Керек Мужиевский; 7 — с. Мужиево; 6 — северо-восточнее с. Косино; 11 — гора Хаеш; 4 — южнее с. Шом-Косино; 9 — гора Хаеш; 8 — гора Малая; 87 — с. Косино; 3 — гора Ардо; 2 — гора Ардо, сельский карьер; 84 — гора Большая; 1-Т — гора Ардо, сельский карьер; 14 — туф из нижнего горизонта Большой Береговской горы; 452 — карьер, гора Хаеш; 83 — гора Пеликан; 12 — гора Золотистая; 130-а — гора Ардо. Пробы: 150 — двупироксеновый гналоандезит, 14 — туф липарита; остальные — липариты и перлиты. Анализы 150, 1, 14, 452, 130-а проведены аналитиком Р. И. Мацок, остальные заимствованы из работ: 83 — А. В. Жукова и др. (1960); 84, 87 — В. П. Косюка (1961); 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 11 — Л. Г. Ткачука и др. (1946).

с. Вышково в основании луковской свиты имеет мощность 5—12 м, а в пределах Чоп-Мукачевской впадины — 3—5 м.

Преобладают псаммитовые и алевритовые разности туфов, но в районе с. Великие Комяты были встречены гравийные туфы. Цвет их светло-серый или белый, редко зеленоватый. Преобладают витрокластические и кристалловитрокластические туфы, в меньшей степени развиты литокластические и кристаллокластические. Некоторое увеличение мощности туфов, относимых к самым верхам сармата, наблюдается с запада на восток. Не исключена возможность, что накопление их обусловлено центрами извержения, расположенными за пределами Закарпатья.

Туфы среднего сармата также залегают среди аргиллитов в виде маломощных прослоев, причем к ним часто примешивается терригенный материал и они переходят в туффиты. Наибольшая мощность и наиболее грубый состав среднесарматских туфов отмечены к западу от с. Великая Бегань. Здесь мощность туфов достигает 55 м.

Кислые липарито-дацитовые туфы также встречаются среди отложений паннона. Наиболее мощные горизонты паннонских туфов отмечены в юго-западной части Солотвинской впадины. По устному сообщению В. Н. Зайцевой, здесь, в верхней части паннонских отложений залегают мощные горизонты (более 30 м) липарито-дацитовых туфов, содержащих крупные обломки андезитов. Туфы представлены алевритовыми, псаммитовыми и агломератовыми разновидностями. В них очень часто содержится большое количество грубой примеси терригенного материала, представленного обломками липарито-дацита, андезита, алевролита и песчаника (соответственно они переходят в туффиты). Отмеченными вулканогенными отложениями заканчивается толща пород описываемой фазы вулканизма.

Вулканические туфы основного и кислого состава, залегающие в пределах развития мощных толщ Береговского холмогорья и Косино-Беганьских возвышенностей в значительной степени изменены метасоматическими процессами, поэтому химические анализы их не отражают истинного, первичного состава пород. Плотные эффузивные породы, основного и кислого состава меньше подвержены вторичным изменениям, поэтому для характеристики химизма приводятся преимущественно составы липаритов, андезитов и андезито-базальтов (табл. 10).

Наиболее основные породы описываемой фазы вулканизма содержат кремнезема 55,80—55,90%, гналоандезита, несколько выветрелогр.— 61,28%, липарита — от 70,80 до 75,92%. Однако следует обратить внимание на то, что более ранние липариты, развитые на востоке Береговского холмогорья (Хаеш — Пеликан), в основной своей массе содержат меньше кремнезема, чем более поздние липариты западной части холмогорья, в которых отмечались порфиновые выделения кварца.

Таким образом, в более молодых породах увеличивается кислотность от андезито-базальтов до липаритов. При этом липариты верхние (Ардо, Бегань) более кислые, чем липариты нижние (Хаеш).

### Метасоматические процессы

В пределах Береговского холмогорья и Косино-Беганьских возвышенностей метасоматизм проявился весьма широко: метаморфизму подверглась толща вулканогенных образований мощностью более 600 м. Наиболее четко здесь выделяются четыре фации метасоматизма: 1) альбит-адуляр-кварцевая; 2) каолиновая; 3) алунитовая и 4) кварцевая (Соболев и Фишкин, 1953; Фишкин, 1958; Лазаренко, 1960).

Альбит-адуляр-кварцевая фация развита преимущественно в липаритовых туфах нижнего горизонта. В нижних частях этого горизонта проявились процессы альбитизации в верхних частях (особенно под пе-

рекрывающей осадочной толщей) они сменяются адуляризацией. В этой зоне отмечается окварцевание, и иногда вторичный калишпат замещается кварцем. К этому горизонту приурочена свинцово-цинковая минерализация, причем, чем больше адуляризация, тем выше концентрация рудных минералов. Последнее время В. В. Населкин (1963) в туфах нижнего горизонта установлена цеолитизация (морденит). Выше осадочной толщи верхний горизонт туфов в нижней части каолинизирован, выше — алуинитизирован и еще выше — окварцован. В приведенном случае типичной метасоматической зональности нередко наблюдается выпадение той или иной фации. Верхние три зоны (каолинизации, алуинитизации и окварцевания) выделены по преобладанию одного из трех минералов, однако в том или ином количестве все указанные минералы присутствуют в каждой из зон.

Вместе с тем, вблизи разломов наблюдается смещение метасоматических зон. В одних случаях, щелочной метасоматоз (адуляризация) распространяется выше осадочной толщи, в пределы верхнего горизонта туфов, в других, — каолинизация и алуинитизация, связанные с сернокислотным метасоматозом, проникают в нижний горизонт. Э. А. Лазаренко (1960) связывает его со стадийностью процесса метасоматизма, сопровождавшегося обновлением трещиноватости.

Области наиболее интенсивного проявления метасоматических процессов находятся в трех районах: 1) в пределах Большой Береговской горы, между тремя пунктами экстрוזий липаритовых куполов; 2) к востоку от цепочки куполов Хаеш — Пеликан и 3) к востоку от Косинских куполов. Наиболее интенсивному метасоматизму подверглись вулканокластические породы; лавы (липариты) как наиболее плотные породы, почти не подвержены изменениям. Однако вблизи липаритовых куполов туфы изменены менее интенсивно. В областях самих липаритовых куполов наблюдаются лишь слабая каолинизация и алуинитизация (как исключение, интенсивно изменены потоки липарита куполов Хаеш — Пеликан).

### Условия формирования вулканогенных образований тортон-сарматского возраста

Начало вулканической деятельности описываемой фазы устанавливается довольно точно по залеганию вулканогенных образований (основного состава) среди фаунистически охарактеризованных осадочных отложений. В пределах Береговского холмогорья они перекрываются осадочной толщей, охарактеризованной верхнетортонской фауной (Венглинский, 1958). Кроме того, пласты андезитовых туфов, по данным буровых работ, отмечены в районе с. Залуж в верхах осадочных толщ тортонского возраста (тячевская свита). Эти туфы следует сопоставлять с вулканогенной толщей основного состава Береговского холмогорья. Выше андезитовых туфов в верхнем тортоне никаких вулканогенных образований не наблюдалось и только в нижнем сармате (добробратовская свита) появляются липаритовые туфы, соответствующие нижнему и верхнему горизонтам. Таким образом, можно констатировать, что начало вулканической деятельности описываемой фазы относится к самым верхам тортона. Наиболее интенсивно вулканическая деятельность проявилась в нижнем сармате. Однако отдельные небольшие вспышки ее происходили и в начале среднего сармата и паннона<sup>1</sup>, причем накопление вулканогенных отложений в верхнем панноне,

<sup>1</sup> В. П. Костюк (1961) ошибочно относил к тортону нижний горизонт липаритовых туфов Береговского холмогорья, поэтому ему не удалось правильно сопоставить туфы Закарпатья с предкарпатскими, залегающими среди фаунистически охарактеризованных толщ нижнего сармата.

надо полагать, происходило частично за счет перемива вулканогенных образований сарматского возраста<sup>1</sup>. В практике описываемая фаза вулканизма обычно называется пшжнесарматской, в связи с тем, что в это время вулканизм проявился наиболее интенсивно.

Максимальные мощности вулканогенных образований и экструзии липаритов приурочены к зоне Чоп — Берегово — Бая-Маре, вероятно, соответствующей глубокому разлому. В пределах глубокого разлома активизация вулканической деятельности во времени сдвигалась на северо-запад, что хорошо прослеживается по смещению максимальных мощностей вулканогенных образований в каждой более молодой толще в этом направлении.

Экструзии липаритов, сгруппированные в виде цепочек, протянулись преимущественно в субмеридиональном направлении. Это позволило сделать вывод, что наряду с глубоким разломом северо-западного, близкого к широтному простирания, по которому поднималась лава основного состава и контролировался вулканизм всей зоны, имели место оперяющие субмеридиональные разломы, с которыми связаны экструзии липаритов (Малеев, 1959, 1962).

Изучение распространения материала различной крупности в пределах Чоп-Мукачевской впадины показало, что наиболее крупнообломочные туфы нижнего горизонта развиты в пределах купола Хаеш, в 8 км к востоку от г. Берегово, а туфы верхнего горизонта и среднесарматского возраста — к западу от Бегани.

В районе купола Хаеш туфы залегают периклинально, к востоку от него они имеют падение на юго-восток, а к западу — на запад. Это позволяет предполагать, что здесь был вулкан. Липаритовый купол Хаеш приурочен к эруптивному центру вулкана. На рис. 7 сделана попытка реставрировать постройку вулкана по углам наклона туфовых толщ. Как видно, высота постройки вулкана над современной поверхностью около 750 м. Однако основание вулкана находится ниже современной поверхности земли. Если учесть мощность туфов верхнего горизонта и мощность вулканогенных образований основного состава, то общая высота постройки будет превышать 1000 м, а возможно, достигать 1500 м, т. е. вулкан будет иметь высоту, обычную для полигенных вулканов. Накопление вулканогенных образований нижнего горизонта происходило в водной среде, на что указывает морская фауна, обнаруженная в осадочных толщах подстилающих и перекрывающих этот горизонт, а также примесь терригенного материала. Однако вершина вулкана, вероятно, воздымалась над мелководным морем; об этом свидетельствуют находки окисленных (обожженных) обломков фундамента и стенок жерловины и проявление воздушной сепарации эксплозивного материала.

Наличие в туфах тонкопористых пемзовидных обломков и витрокластического материала позволяет предполагать, что извержения были плинианского и вулканического типов. Присутствие пластов кристаллокластических туфов указывает на то, что здесь произошли извержения типа направленных взрывов. Широкое развитие липаритовых туфов на территории Предкарпатъя, по возрасту точно совпадающих с туфами нижнего горизонта мощностью более 2 м, в которых строение пластов указывает на одновременность их накопления, позволяет сделать вывод, что на заключительном этапе деятельности вулкана произошел катастрофический взрыв, уничтоживший его вершину. Тогда же произошли экструзии липарита с лавовыми потоками, ложившимися на неровную поверхность остатков взорванной вулканической постройки.

Об условиях формирования туфов верхнего горизонта судить значительно труднее, так как в пределах Береговского холмогорья они

<sup>1</sup> Паннону соответствуют верхи среднего сармата, верхний сармат меотис и понт стратиграфической черноморско-каспийской схемы.

в значительной степени изменены, а в пределах Косино-Беганьских возвышенностей плохо обнажены. Однако выше было отмечено, что наибольшая мощность туфового горизонта и максимальная крупность пирокластического материала наблюдается в пределах Косино-Беганьских возвышенностей. Это позволяет нам высказать предположение, что второй центр извержения находился в районе Косино-Беганьских возвышенностей. В этом районе также имеются купола липарита, которые могли быть образованы на склонах вулкана и по его периферии, как это имеет место в областях современного вулканизма.

Предполагаемый в районе Бегань — Косино вулкан, вероятно, также пережил катастрофический взрыв. Взрыв, возможно, был меньшей силы, поскольку на больших расстояниях горизонт верхних туфов имеет несколько меньшую мощность, чем нижний. Отложение пирокластического материала, приведшее к образованию верхнего горизонта туфов, происходило в мелководном море: на это указывают находки микро- и макрофауны в верхней осадочной толще и непосредственно в самих туфах. Однако вершина указанного вулкана, вероятно, также воздымалась над морем, как и вулкана Хаеш.

На последней стадии жизни вулканов протекали метасоматические процессы, которые, как это было установлено в современных вулканических областях (Набоко, 1963), обычно продолжаются более длительно, чем параксизмальные акты извержений. Метасоматический процесс в описываемом нами районе протекал, минимум, в течение двух этапов, связанных с разновозрастными проявлениями экструзивного вулканизма. Метасоматические поля, развитые к востоку от липаритовых куполов (Хаеш — Пеликан) приурочены к туфам нижнего горизонта. Метасоматизм проявился в виде каолинизации, алуинитизации и образования монокварцитов, т. е. был обусловлен сернокислотным выщелачиванием, которое, как известно, по данным изучения областей современного вулканизма (Набоко, 1962), развивается в близповерхностных условиях при окислении сероводорода до серной кислоты. Следовательно, большие площади туфов нижнего горизонта подвергались метасоматизму в то время, когда они не были перекрыты верхней осадочной толщей и верхним горизонтом туфов, что могло происходить или до отложения туфов второго горизонта или после его эрозии. Однако поскольку установлено, что липариты куполов Хаеш — Пеликан образовались до накопления туфов верхнего горизонта, вполне естественно предположить, что и метасоматический процесс протекал в это же время. Метасоматический процесс, судя по наблюдениям в областях активного вулканизма, начинает развиваться после прекращения активной вулканической деятельности. Это лишний раз подтверждает, что в пределах Береговского холмогорья было два этапа метасоматизма: первый, протекавший в послекальдерный период жизни Береговского вулкана, и второй, связанный с образованием более молодого магматического очага, продуктами деятельности которого явились туфы верхнего горизонта и экструзии Ардовских куполов.

В западной части Косино-Беганьских возвышенностей метасоматический процесс, вероятно, проявился после накопления верхнего горизонта туфов и косинских липаритов.

Наиболее крупное поле метасоматически измененных пород расположено в центральной части Береговского холмогорья, примерно в центральной части треугольника, образованного куполами липарита. Это позволяет высказать предположение, что эндогенные эманации, вызывавшие образование гидротермальных растворов, были связаны не с самими экструзиями липаритов, а с магматическим очагом, находившимся где-то на значительных глубинах и явившимся источником образования как экструзий липарита, так и гидротермальных растворов.

Следует обратить внимание еще на одну особенность расположения гидротермальных полей. Восточное поле находится вблизи купола Хаеш, т. е. в прижерловой фации предполагаемого вулкана, в то время как западное поле расположено на расстоянии 4 км от купола Хаеш, т. е. на склонах вулкана. Восточному и западному полям свойственна совершенно различная метасоматическая зональность, на что до сих пор не было обращено внимание. В верхних горизонтах восточного гидротермального поля развиты монокварциты, алуниты и каолиниты; в нижних горизонтах проявляется низкотемпературная пропилитизация с образованием кальцита, пирита и хлорита. Такой тип метасоматизма приближается к типу современного метасоматизма, характерного для района Эбеко — Серное кольцо (Набоко, 1963).

Метасоматизм западного поля гидротермальных пород по характеру вертикальной зональности наиболее близко подходит к современному метасоматизму Паужетского типа, развитого в области разгрузки перегретых гидротерм отдаленной от области аппарата вулкана. Отличие Береговского месторождения от Паужетского заключается, вероятно, в том, что в первом, видимо, были более концентрированные сероводородные эманации, что привело к образованию в поверхностных условиях более кислых растворов и соответственно монокварцитов, которые отсутствуют на Паужетке.

Вероятно, различие типов гидротермального процесса привело к различной концентрации металлов.

Поле гидротермально измененных пород в районе с. Великая Бегань изучено слабо. Однако известно, что оно приурочено к верхнему горизонту липаритовых туфов и в нем развиты процессы каолинизации, алунитизации и образования вторичных кварцитов. Наиболее четко выраженное поле метасоматических пород расположено значительно восточнее Косинских липаритовых куполов и, вероятно, находится на склонах предполагаемого Косинского вулкана. Это позволяет высказать предположение, что метасоматические процессы Беганьского района, аналогичны западным береговским и, следовательно, они могут быть также перспективны для поисков свинцово-цинковых руд под верхней осадочной толщей, где также мог проявиться метасоматоз.

Наличие групп экзотрузий липарита позволяет предполагать на некоторой глубине близповерхностные интрузии и рассматривать магматические образования тортона — сармата Чоп-Берегово-Баямарской структурно-фациальной зоны как вулканоплутоническую формацию.

#### *Тектонические движения в период развития второй фазы вулканизма.*

Второй фазе вулканизма предшествовали восходящие движения в районе заложения Чоп-Берегово-Баямарского глубокого разлома, вследствие чего мощность миоцена здесь равна всего 350 м, в то время как севернее, в районе с. Залуж, она около 1000 м. С заложением глубокого разлома началось накопление мощных вулканогенных толщ, сопровождавшееся отрицательными движениями.

### **Выводы**

Анализ изложенных фактов позволяет наметить основные этапы развития тортон-сарматского вулканизма, проявившегося в пределах Береговского холмогорья и Косино-Беганьских возвышенностей. Таких этапов, по нашему мнению, было девять.

1. Андезито-базальтовый вулканизм, преимущественно эксплозивный.
2. Перерыв в вулканической деятельности, в период которого, вероятно, происходила дифференциация магмы. Накопление нижней осадочной толщи.

3. Накопление туфов нижнего горизонта, связанного с формированием Береговского вулкана.

4. Катастрофический взрыв Береговского вулкана с образованием кальдеры, пластов туфов в отдаленных областях и экструзий липаритовых куполов группы Хаеш — Пеликан.

5. Метасоматические процессы в районе липаритовых куполов группы Хаеш — Пеликан, относящиеся к типу Эбеко — Серное кольцо.

6. Перерыв в вулканической деятельности. Накопление верхней осадочной толщи.

7. Накопление туфов верхнего горизонта, вероятно, связанное с деятельностью Косинского вулкана.

8. Катастрофический взрыв Косинского вулкана (возможно, также с образованием кальдеры), отложение туфов верхнего горизонта. Экструзии косинских куполов, куполов Ардо — Керек и др.

9. Метасоматические процессы над периферическими очагами в центральной части Береговского холмогорья и в районе с. Большая Бегань паужетского типа, но с более высокой температурой и насыщенные эндогенными эманациями. Главный период полиметаллического и золотого оруденения.

Максимальная мощность вулканогенных образований основного состава точно не установлена (скважины глубиной около 200 м не вышли из них). Площадь развития их около 60 км<sup>2</sup>. Однако цифры по мощности и площадям распространения безусловно занижены. Область их развития, по сравнению с областью развития кислых вулканитов, весьма ограничена. Так, максимальная мощность туфов нижнего горизонта липаритовых туфов около 300 м и верхнего — 250 м. По мере удаления на север от Чоп-Берегово-Баямарского разлома мощность туфов снижается до десятков, а в Предкарпатье, на расстоянии 160—200 км до 1—2 м<sup>1</sup>. Общее количество кислых продуктов можно условно подсчитать. Для области Чоп-Мукачево-Баямарского глубокого разлома средняя мощность туфов 300 м при ширине зоны их распространения 15 км и длине 70 км, т. е. общий объем составит 316 км<sup>3</sup>. Объем туфов на остальной площади Закарпатского прогиба и в удаленных областях можно приблизительно оценить, приняв среднюю мощность туфов 2 м при радиусе распределения материала 200 км, т. е. 63 км<sup>3</sup>, а всего около 400 км<sup>3</sup>. Вулканогенные образования основного состава имеют сравнительно меньший объем; при средней мощности 300 м на площади 60 км он составит 18 км<sup>3</sup>. В осадочных отложениях встречается незначительное количество вулканогенного материала основного состава.

Если его оценить в 2 км<sup>3</sup>, то и тогда объем продуктов основного состава составит цифру порядка 20 км<sup>3</sup>. Отсюда отношение основного вулканогенного материала к кислому равно 1 : 20. Отношение лав основного состава к вулканокластическому материалу, по данным скважин, можно принять равным 1 : 3. Объем экструзивных пород кислого состава также незначительный. Три группы куполов Береговского холмогорья на площади 16 км<sup>2</sup> составят около 2 км<sup>3</sup> (средняя мощность 100—120 м).

На основании полученных данных можно приближенно судить о эксплозивном индексе, который для основных пород равен 75, а для кислых — более 99. Общий эксплозивный индекс для всей указанной фазы вулканизма будет превышать 98.

<sup>1</sup> Липаритовые туфы сарматского возраста пользуются большим распространением на прилегающей к Закарпатья территории Восточной Венгрии. По данным Г. Папто (Papó, 1962), мощность туфов колеблется от 20 до 600 м на площади 30 000 км<sup>2</sup>. В настоящее время нет данных для того, чтобы точно сказать, образование каких туфов связано с вулканами, расположенными на территории Закарпатья, и каких — с венгерскими вулканами.

Вулканизм, проявившийся в конце тортона и закончившийся в среднем сармате (с отголосками в верхнем пannoне) характеризуется накоплением вначале продуктов основного состава, затем кислого, преимущественно вдоль глубокого Чоп-Берегово-Баямарского разлома и объединен нами во вторую фазу орогенного вулканизма.

Прежде чем перейти к описанию третьей и четвертой фаз вулканизма орогенного цикла, рассмотрим вулканогенные образования верхнего плиоцена.

## Вулканогенные образования верхнеплиоценового возраста

В течение пannoна происходило постепенное опреснение и обмеление бассейна, выполнявшего Чоп-Мукачевскую впадину и частично Соловьевскую. В самом конце пannoна начались излияния андезитов и накопление туфового материала основного состава (Буров и Шеремета, 1958). К этому же периоду относятся интенсивные тектонические движения, поэтому более молодые пресноводные отложения нижнего левентина залегают на верхнепannoнских с угловым несогласием. В отличие от ранее описанных вулканогенных отложений, накопившихся только в водной среде, вулканогенные отложения плиоценового возраста слагают мощную Выгорлат-Гутинскую гряду (гутинская свита) и входят в состав примыкающих к ним с юга пресноводных отложений (ильницкая свита).

Вопрос о взаимоотношениях вулканогенных образований, слагающих Выгорлат-Гутинскую гряду, с ильницкой свитой до сих пор считается спорным, поэтому, прежде чем давать характеристику вулканизма отдельных фаз, необходимо показать стратиграфическое положение вулканогенных образований и взаимоотношение их с осадочными породами. Австрийские, чешские и венгерские геологи, работавшие здесь до 1944 г., не занимались детальным изучением описываемых пород и относили их к миоцену (Рихтгофен, 1858; Андрусов, 1938; Садецкий, 1938). После воссоединения Закарпатья с СССР, здесь развернулись широкие геологические исследования и появилось много новых данных. Н. П. Ермаков (1948), а затем И. А. Коробков и И. П. Плешаков (1948) считали туфогенно-угленосные отложения ильницкой свиты более молодыми, чем вулканогенные образования гутинской свиты, определив возраст последней как нижнеплиоценовый, а первой — как верхнеплиоценовый. В. С. Соболев и др. (1955) выделили среди вулканогенных образований наиболее молодые основного состава — бужорскую свиту. В. С. Буров и В. Г. Шеремета (1958, 1959) рассматривали отложения ильницкой и гутинской свит как одновозрастные и на основании изучения находок ostracod отнесли их к верхнему плиоцену (левантицу). Некоторые авторы (в рукописных работах) ильницкую свиту считали древнее гутинской. Нами (Малеев, 1958) на основании детального геологического картирования установлено, что туфогенно-осадочные угленосные отложения одновозрастны не всем вулканогенным образованиям, а только нижним горизонтам толщи, слагающей Выгорлат-Гутинскую гряду. Впоследствии было доказано (Малеев, 1960), что комплекс вулканогенных пород, слагающих Выгорлат-Гутинскую гряду (без бужорской свиты), т. е. то, что прежде объединялось в гутинскую свиту, образовался в две фазы орогенного вулканизма — третью и четвертую. Таким образом, Выгорлат-Гутинская гряда сложена вулканогенными образованиями двух фаз орогенного цикла, а также лавами основного состава (бужорская свита) платформенного цикла.

В настоящее время, на основании новых данных, полученных нами, появилась возможность решить вопрос о взаимоотношении ильницкой и

гутинской свит. Туфогенно-осадочные отложения ильницкой свиты (мощностью около 500 м) несогласно залегают на солонатово-водных отложениях верхнего паннона. Они представлены песчано-глинистыми отложениями, пластами лигнита, известняка, бентонитовыми глинами, линзами диатомита, прослоями сидерита и различными вулканокластическими породами, а вблизи Выгорлат-Гутинской гряды — лотоками андезито-базальта мощностью до 70 м. Для нижней части разреза характерно преобладание грубых вулканокластических пород и потоков лав. Мощность потоков лав уменьшается, и сами потоки имеют наклоны от предгорий Выгорлат-Гутинской гряды в сторону пониженных частей рельефа Чоп-Мукачевской впадины. Мощность вулканокластических пород в этом направлении также уменьшается и они становятся более тонкообломочными. Формирование ильницкой свиты происходило в пресноводных водоемах, вследствие чего к вулканогенному материалу примешивался терригенный и, соответственно, образовывались различные туффи-ты и вулканокласто-осадочные породы.

Средняя часть свиты характеризуется преобладанием песчано-глинистых отложений с пластами лигнита, известняка (мощностью до 2 м) и сидерита. Лигнит залегает в виде пластов мощностью обычно до 3—4 м. В пределах свиты содержится 2—4 рабочих пласта лигнита и множество тонких прослоев. Иногда мощность лигнита достигает 16 м (с. Горбки). В средней части разреза андезито-базальты сменяются крупнопорфировыми андезитами и туфами андезитового состава.

В верхней части свиты снова преобладают туфы, но уже андезито-дацитового, дацитового и линарито-дацитового состава. Среди них выделяются мощные пласты тонкообломочных туфов, которые в некоторых пунктах (с. Горбки), разлагаясь, переходят в бентонитовые глины. Среди тонкообломочных дацитовых туфов появляются прослой с примесью панцирей пресноводных диатомовых водорослей (*Melosira* sp. и др.) или пласты диатомита с примесью пепла мощностью до 2,2 м.

По направлению к Выгорлат-Гутинской гряде осадочные породы выклиниваются, а крупность туфогенного материала увеличивается. Появляется значительное количество потоков лав, и туфогенно-осадочная толща переходит в вулканогенную.

В средней части свиты в глинах и углях встречаются раковины пресноводных моллюсков: *Planorbis* sp., *Melania* sp., *Unio* sp. и остракод: *Condonia albicans* Brady, *C. gracilis* Liv., *C. combido* Liv., *C. candida* (O. F. Müll), *C. Convexa* Liv., *C. angulata* G. M. Müll., *C. fabaeformis* (Fisch), *Cypria ophthalmica* (Jurine), *Eucypris* aff. *vitens* (Jurine), *Cyclocypris Iarvis* (O. F. Müll), *C. globosa* (G. O. Sars), *Ilcypris bradyi* (G. O. Sars) *J. gibba* (Ramd), *Herpetocypris reptans* (Baird), *Limnocythere inopinata* (Baird), *Darvinula stevensoni* Brady et Robertson и др.

На основании определения остракод В. Г. Шеремета (1958) считает возраст ильницкой свиты не древнее верхнеплиоценового (нижний левантин). Поскольку В. Г. Шереметой возраст определяется на основании изучения фауны из многих разрезов Закарпатья и широкого сопоставления ее с фауной сопредельных стран, где возраст толщ установлен более точно, нами принимается возраст по В. Г. Шеремете.

Отложения ильницкой свиты смяты в складки субмеридионального и северо-восточного простирания, т. е. перпендикулярного к общекарпатскому. Углы наклона складок обычно пологие, но иногда достигают 70—80°.

Как уже было сказано выше, ильницкая свита считалась разновозрастной гутинской свите, сложенной вулканогенными образованиями. Однако детальное геологическое картирование показало, что ильницкая свита формировалась в период одис (третьей) фазы орогенного вулканизма, в течение которой состав вулканических образований последова-

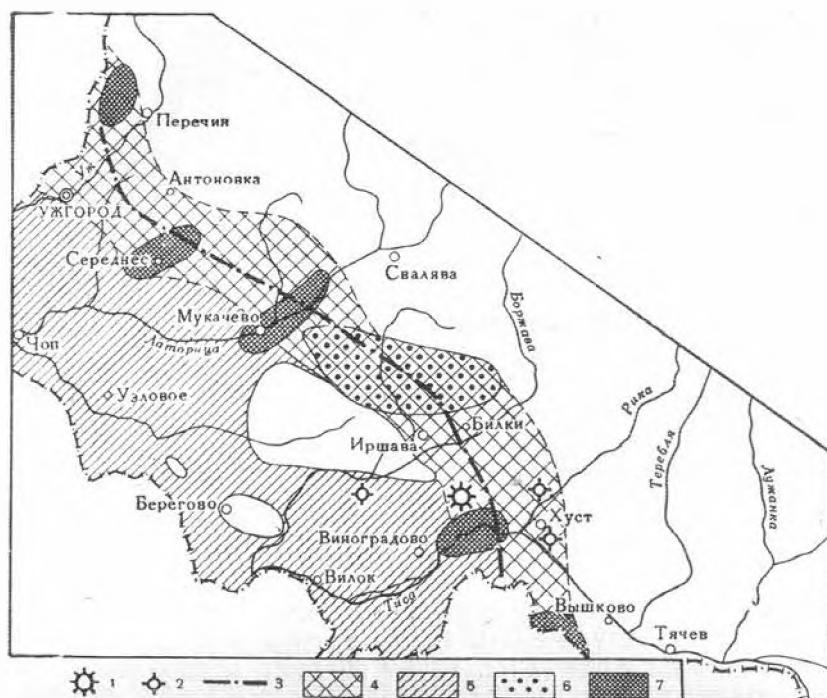


Рис. 12. Схематическое расположение вулканогенных образований III фазы орогенного вулканизма нижнеледниковой эпохи:

1 — предполагаемое местоположение стратовулканов; 2 — останцы небольших моногенных вулканов; 3 — предполагаемое положение глубокого разлома; 4 — область развития максимальной мощности вулканогенных образований и центров эрупций; 5 — область развития небольших мощностей туфов; 6 — область развития крупнопорфировых андезитов; 7 — область развития экструзий среднего и кислого состава

тельно изменялся от андезито-базальтового до липарито-дацитового, а весь комплекс вулканогенных образований, слагающих Выгорлат-Гутинскую гряду, сформировался из продуктов третьей и четвертой фаз орогенного вулканизма и вулканитов платформенного цикла. При этом вулканогенные образования четвертичной фазы залегают на смятых в складки и затем эродированных вулканогенных образованиях третьей фазы и ильницкой свите (рис. 12).

Завершающие ильницкую свиту кислые туфы пользуются большим распространением и являются маркирующим горизонтом. В восточной части Выгорлат-Гутинской гряды мощность горизонта дацитовых туфов достигает 10—30 м, и они прослежены на протяжении десятков километров. В западной и средней частях гряды мощность их значительно меньше. Так, например, в районе с. Кибляры можно наблюдать, как ильницкая свита, заканчиваясь песчано-глинистыми отложениями с прослоями липарито-дацитовых туфов, перекрывается горизонтом галечников (залегающим на размывтой поверхности), выше которого начинается мощная толща агломератовых туфов четвертой фазы андезито-базальтового состава. В районе г. Мукачево, в многочисленных обнажениях можно наблюдать, как на размывтой поверхности смятых в складки отложений ильницкой свиты, содержащей кислые туфы, залегают породы гутинской свиты (рис. 13, 14). Кислым туфам ильницкой свиты, относящимся к третьей фазе вулканизма, соответствуют эффузивные породы липарито-дацитового и дацитового состава, которые прежде относились к гутинской свите. Они образуют купола с отходящими от них потоками и территориально тяготеют к отложениям ильницкой свиты. Мощность да-

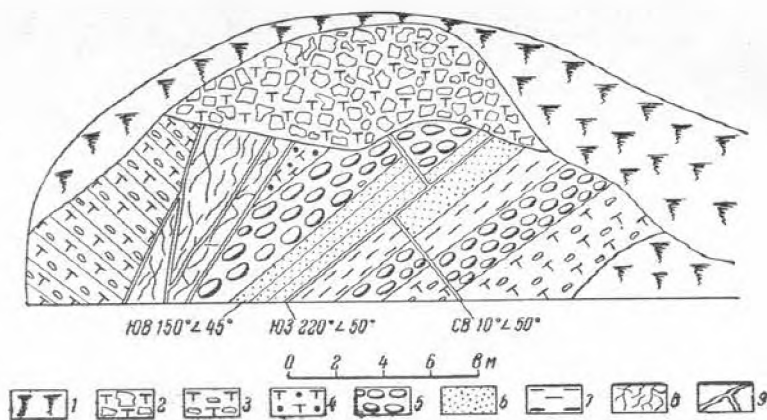


Рис. 13. Несогласное налегание гутинской свиты на ильницкую (обн. 6228):

1 — осыпь; 2 — агломератовый туф андезито-базальта; 3 — гранитный туф андезита; 4 — псаммитовый туф андезита; 5 — конгломерат; 6 — песчаник; 7 — аргиллит; 8 — дробленные породы; 9 — линии сбросов.

цитов около 200 м. Поскольку они одновозрастны кислым туфам, входящим в ильницкую свиту, и смяты вместе с ней в складки, их также следует отнести к ильницкой свите. Таким образом, общая мощность ильницкой свиты вместе с дацитами составляет около 700 м<sup>1</sup>.

Отложения ильницкой свиты перекрываются вулканогенными образованиями четвертой фазы вулканизма, которая начиналась излияниями базальтов и андезито-базальтов, сопровождавшимися накоплением мощных толщ вулканокластических образований и сменившимися затем мощными покровами андезитов, андезито-дацитов, дацитов, липарито-дацитов и липаритов и их туфов.

В отличие от отложений ильницкой свиты, сформированной в водных условиях, породы гутинской свиты отлагались в водных условиях только в начале их формирования<sup>2</sup>. Выше по разрезу появляются наземные вулканогенные фации, как, например, отложения раскаленных лавин со следами окисления, бомбы с окисленными корками, пласты грубообломочных туфов с незаполненными промежутками между глыбами и т. д.

Отложения гутинской свиты залегают почти горизонтально или имеют слабые наклоны, т. е. дислоцированы не так интенсивно, как отложения ильницкой свиты. Мощность гутинской свиты около 800 м.

Следовательно, вулканогенные образования, слагающие верхнюю часть Выгорлат-Гутинской гряды, отделенные от ильницкой свиты несогласием, не являются одновозрастными.

На слаборазмытой поверхности гутинской свиты залегает бужорская. Она относится к вулканизму платформенного типа и представлена породами основного состава в виде небольших покровов до 100—150 м мощности, но главным образом это экструзии андезито-базальта. Причем последние экструзии обладают повышенной щелочностью, что характерно для вулканизма данного типа.

<sup>1</sup> Нами (Малеев, 1963) предложено вулканогенную фацию ильницкой свиты именовать «мукачевской», как наиболее полно представленную в районе г. Мукачево.

<sup>2</sup> Прежде в гутинскую свиту объединялись все вулканогенные образования, слагающие Выгорлат-Гутинскую гряду. В настоящее время — только вулканиды четвертой фазы.

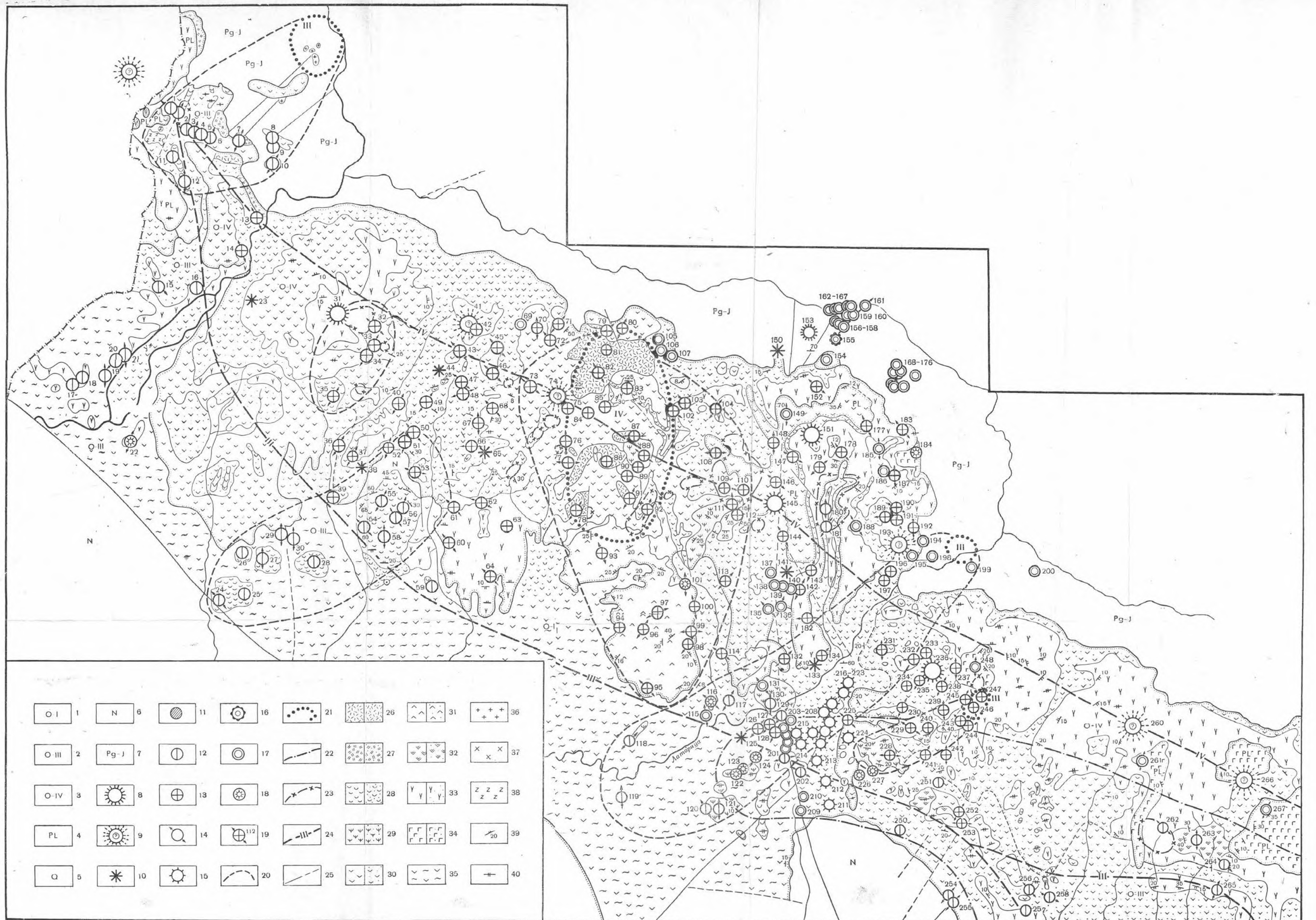


Рис. 14. Схема расположения вулканов и мелких центров эрупции Вигорлат-Гутинской гряды:

1 — вулканогенные образования орогенного цикла первой фазы; 2 — третьей фазы; 3 — четвертой фазы; 4 — вулканогенные образования платформенного цикла; 5 — четвертичные отложения; 6 — неогеновые отложения вулканогенно-осадочных моласс; 7 — палеоген-мезозойские образования складчатых Карна; 8 — центры стратовулканов; 9 — предполагаемые центры стратовулканов; 10 — моногенные вулканы; 11 — купола, штоки, дайки, экструзии неправильной формы, гипабиссальные тела и другие центры эрупции первой фазы; 12 — то же, третьей фазы; 13 — то же, четвертой фазы; 14 — ориентиры флюиальности пород в пределах центров эрупции; 15 — останцы шлаковых конусов; 16 — трубки нарыва; 17 — различные центры эрупции вулканизма платформенного цикла; 18 — последние экструзии платформенного цикла с повышенной щелочностью; 19 — номера центров эрупции, соответствующие ссылкам в тексте; 20 — предполагаемые контуры магматических очагов (интрузий) с магмой среднекислого состава; 21 — предполагаемые контуры магма-

тических очагов (интрузий) с магмой кислого состава; 22 — предполагаемый контур магматического очага, давшего крупнопорфирные андезиты; 23 — области гидротермально измененных пород; 24 — предполагаемое положение глубокого разлома (римские цифры обозначают фазы вулканизма); 25 — линия сброса прослеженная и предполагаемая. Эффузивные породы и их вулканокластические разновидности: 26 — липаритового состава; 27 — липарито-дацитового состава; 28 — дацитового состава; 29 — андезитодацитового состава; 30 — андезитового состава; 31 — нерасчлененные андезиты и андезитодацииты; 32 — крупнопорфирные андезиты; 33 — андезито-базальтового состава; 34 — базальтового состава; 35 — туфогенно-осадочные отложения; 36 — граниты и гранодиорит-порфиры; 37 — диорит-порфиры; 38 — габбро-диабазы; 39 — наклонная флюиальность и первичная трещиноватость; 40 — горизонтальная флюиальность и первичная трещиноватость

## Третья фаза орогенного вулканизма (нижний левантин)

### Формы проявления вулканизма

Вулканогенные образования нижнелевантинского<sup>1</sup> возраста слагают Выгорлат-Гутинскую гряду и входят в состав пресноводных осадочных отложений, примыкающих к гряде с юга. Выгорлат-Гутинская вулкано-генная гряда протягивается через все Закарпатье от г. Ужгорода и пос. Перечин на северо-западе до г. Хуста на юго-востоке и уходит за пределы СССР в Чехословакию к горе Выгорлат и в Румынию к Гутинским горам. Протяженность вулканической полосы на территории СССР около 100 км при ширине от 15 до 30 км. Общая длина этой гряды около 200 км. Простирание ее северо-западное, т. е. общезакарпатское. Северным краем вулканогенные образования гряды налегают на отложения юры, мела, палеогенового флиша и миоценовых моласс.

В пределах Выгорлат-Гутинской гряды преобладают грубообломочные вулканогенные отложения, а там, где они входят в состав пресноводной толщи, в них часто присутствует примесь терригенного материала и крупность пирокластического материала значительно меньше.

Вулканогенные образования, слагающие Выгорлат-Гутинскую гряду, представлены останцами вулканов, мощными горизонтами грубообломочных вулканокластических пород, куполами и лавовыми потоками.

Вулканические формы полностью не сохранились. В районе г. Хуста можно видеть лишь остатки двух небольших вулканов. В районе г. Виноградово сохранился останец крупного вулкана. Между г. Хустом и г. Виноградово намечается центр извержения, давший наиболее поздние продукты извержения данной фазы. Кроме того, можно отметить предполагаемый моногенный вулкан Шаланка возле с. Великие Комяты.

### Останцы вулканов

На восточной окраине г. Хуста расположен небольшой холм высотой 15—20 м — гора Виселичная, хорошо обнаженный карьерами. В северо-восточной части холма обнажен сложный комплекс пород, состоящий из вертикальных тел пористого и плотного андезито-базальта, брекчиевых лав, кластолав и агломератовых туфов (рис. 15 и 16, 318). Андезито-базальт плотный в нижней части, но вблизи контактов постепенно переходит в пористый. Смена его брекчиевой лавой происходит постепенно: увеличивается количество трещин вплоть до образования типичной брекчиевой лавы. Зоны брекчиевых лав располагаются вертикально, в виде плоских тел, ориентированных меридионально. Брекчиевая лава постепенно переходит в кластолаву, в которой отдельные глыбы андезито-базальта угловатой формы размером до 1 м в поперечнике сцементированы более пористой лавой. Дальше от контактов андезито-базальта пористая масса кластолавы приобретает трещиноватость и впоследствии переходит в породу, состоящую из угловатых глыб и обломков андезито-базальта, промежутки между которыми выполнены более мелким обломочным материалом различной крупности. В одних случаях мелкий материал сцементирован гидрохимически, в других — наблюдается слабое спекание. Этот глыбовый агломератовый туф включает обломки и глыбы угловатой формы; фигурные бомбы отсутствуют. Поверхность обломков шероховатая, раскалывание их произошло не по плоскостям,

<sup>1</sup> Деление левантина на нижний и верхний условное, поскольку среди вулканогенных образований IV фазы нет фауны.

а по контактам стекла и кристаллов. Андезито-базальт, слагающий глыбы, обладает слабой пористостью; форма пор неправильная.

Зоны агломератовых туфов и кластолав интенсивно окрашены окислами железа в красный цвет. В пределах описываемого комплекса пород наблюдается несколько параллельных вертикальных зон. меридионального направления, причем зоны андезито-базальта расширяются книзу, соответственно зоны обломочных пород сужаются и выклиниваются. Описываемый комплекс пород относится нами к некковой фации (Малеев, 1963).

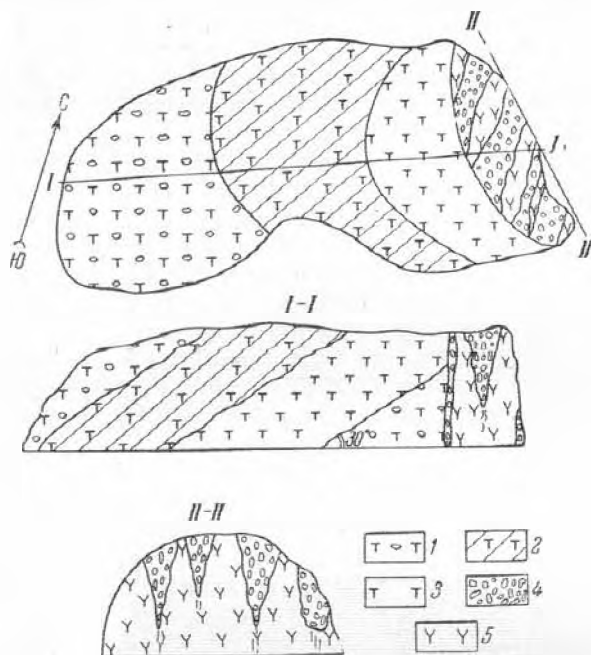


Рис. 15. Схематическое строение останца моногенного вулкана в районе г. Хуста (гора Виселичная):  
1 — агломератовый туф; 2 — агглютинат; 3 — агломератовый туф порфирокластической структуры; 4 — брекчиевая лава; 5 — базальт.

К вертикальному телу некковой фации с юга примыкает пачка грубослоистых вулканокластических пород, падающих по азимуту  $210^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ . У контакта с нечком залегает глыбовый агломератовый туф, состоящий из обломочного материала различной крупности, до 1 м в поперечнике. Обломочный материал аналогичен описанному выше материалу из агломератового туфа некковой фации по составу и текстуре обломочного материала, но отличается присутствием большого количества глыб андезито-базальта округлой формы, иногда с поверхностью типа «хлебной жорки» (бомб). Слоистость в туфе отсутствует. Между некоторыми глыбами на-

блюдаются пустоты. Таким образом, описываемый глыбовый агломератовый туф характерен для автохтонной околожерловой фации.

Выше залегает агломератовый туф порфирокластической структуры мощностью 6—7 м. Основная масса туфа сложена гравийным и псаммитовым материалом слабoporистого и плотного андезито-базальта, а в обломках — угловатой и округлой формы. В туфе присутствует около 20—25% бомб и глыб слабoporистого андезито-базальта. Преобладающий размер фрагментов 0,5 м, но отдельные глыбы достигают 0,8 м. Слоистость в туфе отсутствует. Он также типичен для автохтонной околожерловой фации.

Туф перекрывается пластом агглютината мощностью около 6 м. Порода красного цвета, состоящая из слабoporистых обломков андезито-базальта. Размер обломков колеблется от 0,5 до 8 см, преобладающий размер 2—3 см. Форма их преимущественно округлая. Цемент в породе отсутствует, но обломки плотно спеклись между собой в сплошную массу, в которой в свежем изломе трудно обнаружить обломочную структуру. Однако на выветрелых плоскостях хорошо видны формы и размеры обломков, слагающих породу. Изредка в агглютинате присутствуют глыбы андезито-базальта размером до 0,5 м. Под микроскопом видно, что

обломки на контакте оплавлены и соединены стекловатой массой, в значительной степени разложенной и пропитанной бурьми окислами железа.

Выше залегает неслойстый агломератовый туф, сложенный обломочным материалом (размеры обломков — до 0,5 м в поперечнике), среди которого выделяются отдельные бомбы. Установлено, что по мере продвижения на юг, в туфах постепенно уменьшается крупность материала и на расстоянии 100 м от пласта агглютината они состоят из обломков размером 10—20 см; наиболее крупные глыбы имеют диаметр 0,3 м.

Таким образом, можно сделать вывод, что описываемый холм представляет собой останец небольшого вулкана с неким диаметром порядка 50 м. О высоте вулкана по данному останцу судить трудно, но, вероятно, она была порядка 100—200 м. Направление зон первичной трещиноватости пород в некке позволяет предположить, что вулкан связан с трещиной меридионального направления. Вместе с тем, в меридиональном направлении от описанного останца вулкана находится Хустская Замковая гора с обнажениями плотного андезито-базальта, которая, вероятно, представляет собой экструзию (рис. 16, 317).

На правом берегу р. Рики, возле с. Иза железнодорожной выемкой вскрыты вулканогенные образования, аналогичные описанным породам некка. Здесь также андезито-базальты образуют вертикальные зоны с переходами в брекчиевые лавы, кластолавы и агломератовые туфы. Породы некка обнажаются вдоль выемки на 100 м. В плане они вырисовываются в виде сегмента (рис. 16, 305).

Некк окружен агломератовым туфом, состоящим из глыб андезито-базальта до 0,5 м в поперечнике с большим количеством гравийного материала. Выше залегает слоистая толща, сложенная прослоями и пластами (мощностью от 0,1 до 1 м) псаммитовых и гравийных туфов, среди которых иногда встречаются глыбы андезито-базальта диаметром до 0,5 м. Залегание туфов периклинальное (в северо-восточной части обнажения они имеют азимут падения  $340^\circ$ ,  $\angle 55^\circ$ , в северо-западной —  $30^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$  и в южной —  $250^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ ). Наклоны пластов туфа гораздо больше естественных наклонов вулканических образований в связи с последующим складкообразованием (описываемые отложения слагают северо-западный борт антиклинальной складки). О размерах вулкана судить трудно. Некк его имел диаметр около 150 м, основание вулкана — не более 500 м, первичная высота вулкана была порядка 300 м.

Несмотря на то, что туфы, залегающие вокруг некка, не содержат видимой примеси терригенного материала, тонкая слоистость, сортировка по крупности и значительная уплотненность позволяют предполагать, что они отлагались в водной среде.

Изучение обнажений вдоль правого борта р. Рики за пределами описанного вулкана показало, что углы падения к западу у вулканокластических пород больше, чем у подстилающих осадочных образований. Это позволяет сделать вывод, что вулканогенные образования отлагались на склоне вулкана. На правом берегу р. Тисы, в восточной части с. Крива в береговых обнажениях андезиты обладают флюиальностью, имеющей азимут падения  $230^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ . Периклинальное залегание вулканитов крупного полукольца позволяет высказать предположение, что в районе г. Хуста находился крупный стратовулкан. От него сохранились паразитические вулканы, находившиеся у его подножья в восточной части г. Хуста и у с. Иза, и периклинально залегающие вулканогенные образования на юге и на западе. Здесь же, к западу от г. Хуста, в с. Городилово обнажаются отложения агломератового потока (раскаленной лавины). Они представлены неслойстым, несортированным грубообломочным материалом андезитового состава. Поверхность глыб шероховатая, часто со сколотыми краями. Тонкообломочный материал окислен и имеет розовый цвет. Наличие отложений агломератового потока также указывает

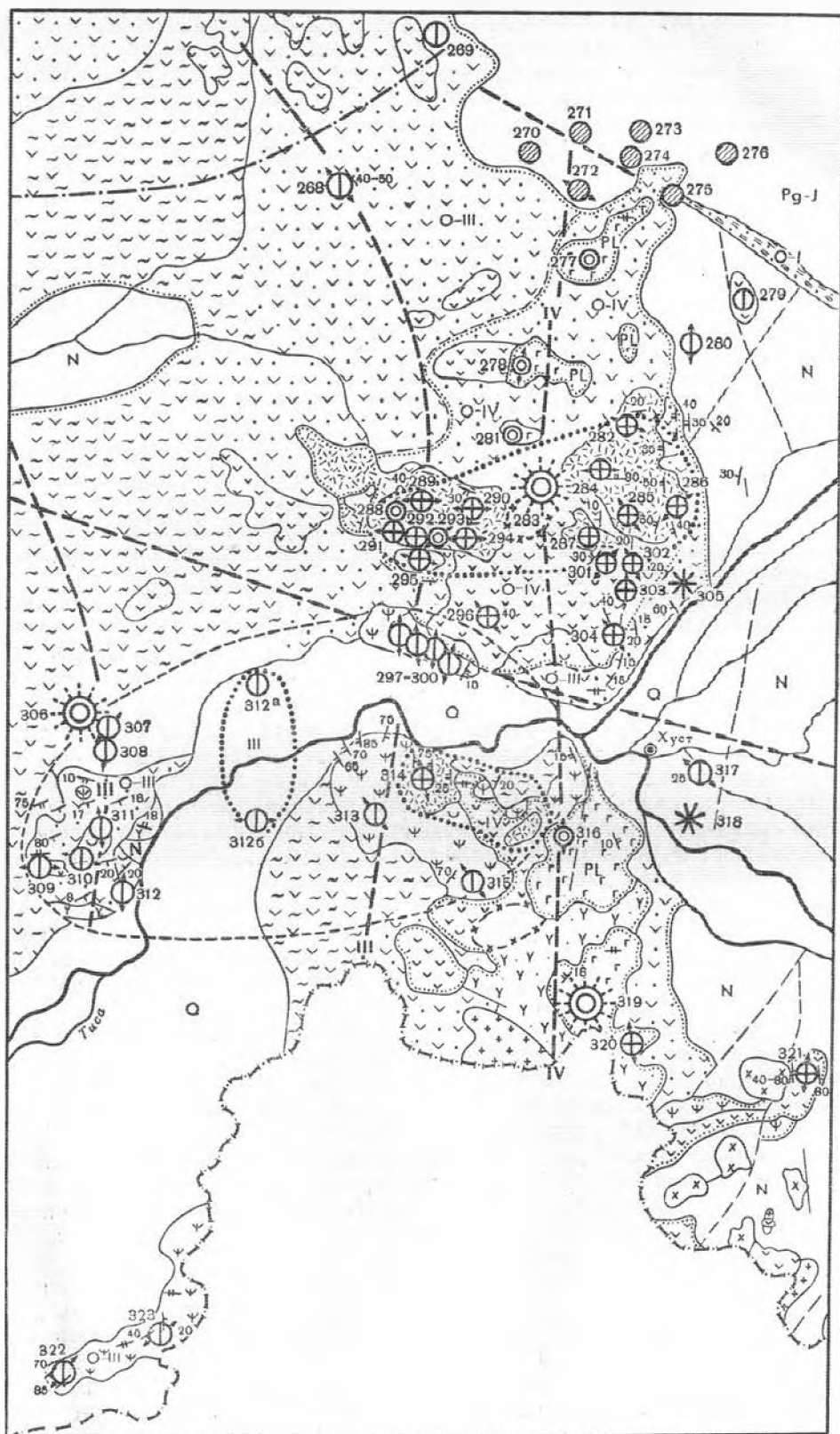


Рис. 16 Схематическая вулканологическая карта хр. Великий Шоллес и района Левобережья р. Тисы (условные обозначения те же, что и на рис. 14).

на близость центра извержения и на то, что вулкан переживал последнюю, кальдерную стадию развития.

В восточной части г. Виноградово расположена Черная гора, в плане имеющая эллипсоидальную форму, вытянутую в меридиональном направлении. Длина ее 4,5 км, ширина 3—3,5 км, относительная высота порядка 450 м. Она сложена комплексом вулканогенных образований (рис. 16, 306—312). С. Рудницкий (1928), не приводя в своей работе детального описания Черной Горы, указывал на то, что она является хорошим примером потухшего и частично разрушенного вулканического конуса. Венгерский геолог А. Хеффер (Heffer, 1943) считает, что описываемая гора представляет собой часть стратовулкана. Причем кратер, по его мнению, находился в восточной части, где расположена излучина р. Тисы. Детальные исследования Черной горы проведены В. В. Золотухиным (1960). Им приводятся данные микроструктурного анализа куполов дацита и андезита, детальные петрографические описания горных пород, дается много химических анализов и рассматривается петрохимия горных пород.

В пределах Черной горы и прилегающих районов В. В. Золотухиным описаны двупироксеновые базальты и андезито-базальты, андезиты гиперстеновые и двупироксеновые, дациты оливиновые, гиперстеновые, липариты и различные вулканокластические породы.

Несмотря на то, что В. В. Золотухиным дано исключительно полное петрографическое описание пород, несоразмерно мало внимания автор уделяет описанию условий залегания и взаимоотношения вулканогенных образований. На основании главным образом микроструктурного анализа, автор приходит к выводу, что Черная гора представляет собой стратовулкан, кратер которого находился примерно в центре горы. Процесс образования стратовулкана В. В. Золотухин разделяет на семь этапов: 1) переходный момент заложения вулкана на двух пересекающихся разломах; 2) ранний этап формирования базальтового и андезито-базальтового конуса; 3) излияния двупироксеновых андезитов и компенсационная просадка вулкана; 4) образование купола оливинового дацита; 5) образование разломов в центральной части конуса, интрузии<sup>1</sup> дацита и липарита (в том числе кольцевой дайки в центре вулкана, в условиях продолжающейся компенсационной просадки центральной части конуса); 6) образование потоков и интрузий двупироксенового андезита с образованием взрывной кратерной воронки; 7) эрозия восточной части вулкана.

Таким образом, В. В. Золотухин считает, что первичная форма вулкана в основном сохранилась, за исключением его восточной части, подвергшейся интенсивной эрозионной деятельности.

В приведенном описании строения вулкана автор не разграничивает выводы, построенные на фактическом материале, от предполагаемых. К последним относятся пересекающиеся разломы, обусловившие заложение вулкана, компенсационная просадка вулкана, возникновение разломов в центральной части и образование кратерной взрывной воронки. Кольцевая дайка дацита, даже по геологической карте, составленной самим В. В. Золотухиным, на самом деле является сложной экструзией.

Вулканогенные образования, слагающие Черную гору, обнажены многочисленными карьерами, благодаря чему доступны изучению. Несмотря на большое их разнообразие, подавляющая масса пород представлена переслаиванием агломератовых туфов с лавовыми потоками. В нижней части толщи — потоки андезито-базальтового состава, в верхней — андезитового. Комплекс переслаивающихся агломератовых туфов и потоков лав прорван экструзиями дацита и андезита.

<sup>1</sup> Нам кажется, что правильнее эти тела называть экструзиями, так как они везде выходят на поверхность.

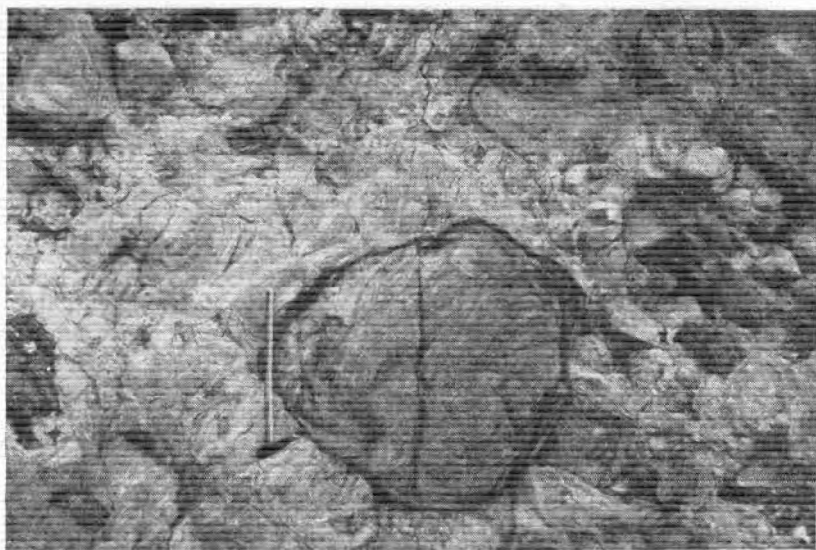


Рис. 17. Агломератовый туф автохтонной околожерловой наземной фации Черной горы с ожелезненными бомбами на поверхности (диаметр бомбы 1,5 м)

Фундаментом вулкана служат песчано-глинистые отложения, обнажающиеся в восточной части Черной горы. Они прослежены на расстоянии 500 м вдоль берега Тисы и на 300 м — по оврагам, от берега реки к горе. Видимая мощность их около 100 м. Они представляют собой слоистую толщу хорошо литифицированных пород, в нижней части которой преобладают слюдяные песчаники, а в верхней — алевролиты. Азимут падения слоев  $300-340^\circ$ ,  $\angle 15-25^\circ$ . Микрофауна здесь не обнаружена. По литологии породы более всего напоминают отложения нижнего палеозоя.

На размытой поверхности осадочной толщи залегают агломератовые туфы андезито-базальта. Отложения имеют залегание, близкое к моноклиальному при среднем азимуте падения  $125-135^\circ$ ,  $\angle 25-30^\circ$ . В нижней части разреза на западных, восточных и южных склонах горы обнажаются двупироксеновые андезито-базальты. Они залегают в виде потоков лав мощностью 5—7 м, переслаивающихся с прослоями агломератовых туфов того же состава. В центральной части потоков андезито-базальт плотный, а в верхней и нижней приобретает пористость. Цвет андезито-базальта обычно темно-серый. Выше по разрезу преобладают агломератовые туфы андезито-базальта и потоки лав того же состава. В одном из карьеров в западной части горы длиной 100 м и высотой около 40 м обнажены глыбовые агломератовые туфы, среди которых встречаются маломощные прослои гравийного туфа и потоки лав. В глыбовом агломератовом туфе слоистость не обнаруживается. Он состоит из обломков и глыб размером от нескольких сантиметров до 5 м в поперечнике (рис. 17). Мелкий материал в туфе отсутствует, и между крупными глыбами и обломками сохранились полости 10—15 см диаметром. Форма глыб округлая и угловатая. Поверхность глыб неровная, шероховатая, иногда типа «хлебной корки». Некоторые глыбы покрыты ожелезненной коркой (возможно, окислены газами во время выбросов). В обнажении отмечено два прослоя гравийного туфа, состоящего из пемзовидных обломков андезито-базальта. Мощность прослоев около 0,5 м. В верхней части прослоев гравийный материал переходит в псаммитовый. Поверхность наложения неровная. Под крупными глыбами, достигающими 5 м в диаметре, в пласте гравийного туфа можно наблюдать



Рис. 18. Спекшийся агломератовый туф андезито-базальта на южных склонах Черной горы (г. Виноградово)

вмятины и покраснение туфового материала, вероятно, в результате обжига. Здесь же наблюдаются два лавовых потока андезито-базальта мощностью всего по 2 м каждый, прослеживающиеся на расстоянии 15 м и постепенно выклинивающиеся в юго-восточном направлении. Они так же, как и прослой туфа, залегают согласно, имея угол наклона  $25^\circ$  по азимуту  $130^\circ$ . Наличие в туфе глыб андезито-базальта до 5 м в диаметре, потоков лав, бомб, имеющих поверхность «хлебной корки», отсутствие тонкого материала среди крупных глыб, сортировки материала и слоистости, а также характер распределения крупности материала в прослоях тонкообломочных туфов позволяют сделать вполне определенный вывод, что мы имеем типичные автохтонные отложения околожерловой наземной фации (Малеев, 1963<sub>4</sub>). Осмотр многочисленных обнажений агломератовых туфов в восточной и южной частях горы показал, что крупность материала, слагающего туфы, там значительно меньше, чем в западной части Черной горы.

В юго-восточной части Черной горы, на хорошо обнаженном ее склоне залегает глыбовый агглютинат. Он состоит из обломков и глыб слабопористого андезито-базальта размером до 0,5 м в поперечнике (реже до 1 м). Преобладающая форма глыб округлая. Поверхность их шероховатая или типа «хлебной корки». Наряду с крупными глыбами имеется мелкообломочный материал. Слоистость и сортировка отсутствуют — обломочный материал спекся в общую массу (рис. 18). На участках, где преобладают угловатые обломки, спекшаяся порода напоминает брекчиевую лаву. Здесь же можно наблюдать неспекшийся глыбовый агломератовый туф и экструзию андезито-базальта, прорывающую агломератовые туфы.

В верхней части вулканогенной толщи потоки дупироксеновых андезитов переслаиваются с агломератовыми туфами. Характер вулканогенных образований аналогичен описанному выше — это автохтонная околожерловая фация, сформировавшаяся в наземных условиях<sup>1</sup>. Необходимо

<sup>1</sup> На отложение в наземных условиях указывают обжиг пелловых прослоев при соприкосновении с раскаленными крупными глыбами андезита и окисление поверхности глыб андезита.

отметить, что базальты Черной горы, по В. В. Золотухину, очень мало отличаются от андезито-базальтов: первые содержат 54,3% кремнезема, вторые — 55,4%. Андезиты, наоборот, сильно кислые ( $\text{SiO}_2$ —61,7—63,4%). По внешнему виду андезиты отличаются от базальтов только несколько более светлой окраской, как, например, андезиты экструзии, расположенной в юго-западной части Черной горы; оливиновые андезиты, как и базальты, имеют темный цвет.

В пределах Черной горы, как мы уже отметили, имеется ряд экструзий андезита. Одна из них расположена в восточной части горы и представляет собой сложный купол, состоящий из нескольких зон андезита и брекчиевых лав, ориентированных меридионально. Брекчиевая лава представлена обломочной породой, состоящей из угловатых глыб андезита размером до 0,5 м. Между глыбами находятся скопления водного алюмосиликата, видимо ферригаллуазита.

В центральной и восточной частях Черной горы находятся две экструзии дацита.

Восточная экструзия имеет вытянутую форму шириной от 200 до 400 м и длиной 1200 м. Ориентировка ее субмеридиональная. Экструзия обнажена почти на всем протяжении карьером и в значительной мере уничтожена эрозией. Многочисленные замеры флюиальности дацита, а также пор по их сплюсненности и вытянутости позволили установить направление выдавливания массы по азимуту 350—360° в вертикальном направлении<sup>1</sup> (рис. 16, 312).

На севере и на юге экструзия окружена брекчией мощностью до 10 м. На контакте с дацитом брекчия состоит из угловатых обломков дацита, размером преимущественно 10—15 см. На контакте с вмещающими породами в ней преобладают обломки этих пород, соответственно на северном контакте — обломки аргиллита и песчаника, на южном — андезито-базальта. Дацит серого цвета с голубоватым оттенком, иногда пористый. Поры вытянуты параллельно флюиальности, размер их около 0,5 мм. На отдельных участках по пористому дациту наблюдается лимонитизация, подчеркивающая полосчатость породы. Толщина полос колеблется от 1—2 до 10 мм. Падение полос вертикальное, простирание — преимущественно 300° (рис. 16, 310 и 311).

Экструзия дацита, расположенная в центральной части Черной горы, в плане имеет сложный контур; в общем же она удлинена в северо-восточном направлении. Ширина ее колеблется от 350 до 800 м; длина около 2 км. В центральной части экструзии дацит мелкопорфировый, розовато-серого цвета. Структура основной массы — от пилотаксидовой до гиалопилитовой. По периферии экструзии дацит обладает витрофировой структурой, иногда с полным отсутствием микролитов, вплоть до перехода в гиалодацит. В приконтактной части экструзии гиалодацит иногда переходит в брекчиевую лаву мощностью 1—1,5 м, она состоит из обломков дацита до 10 см в поперечнике с примесью обломков вмещающего андезита. Ориентировка флюиальности в даците северо-восточная<sup>2</sup>.

Кроме отмеченных экструзий дацита В. В. Золотухин (1960) пишет о небольшой экструзии дацита к северу от Черной горы, размерами 150 × 200 м, вытянутой в северо-восточном направлении. В таком же направлении ориентирована флюиальность.

В северной и западной частях Черной горы находятся потоки дацита. В 2,5 км к востоку от Черной горы, на равнине поймы р. Тисы, в с. Королево расположен холм высотой около 30 м. Он сложен липаритом флюиальной структуры, по которой хорошо устанавливается куполо-

<sup>1</sup> К такому же выводу пришел В. В. Золотухин (1960) на основании микроструктурного анализа.

<sup>2</sup> Описанная экструзия В. В. Золотухиным (1960) рассматривается как кольцевая дайка.

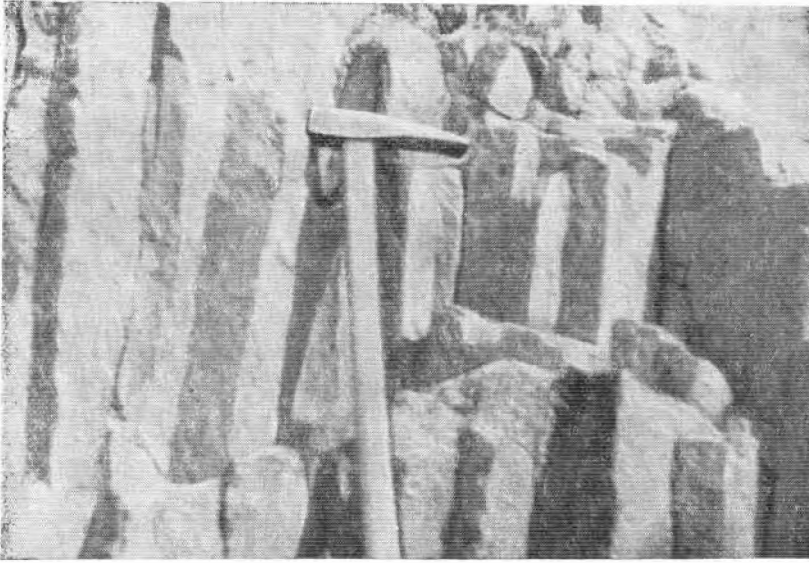


Рис. 19 Столбчатая отдельность в липарите. Королевская горка возле г. Виноградово

образное строение тела, иногда наблюдается столбчатая отдельность (рис. 19). Вероятно, это тоже экструзия. В центральной части горы падение флюиальности вертикальное, простирание  $260-270^\circ$ . Липариты серого цвета с синеватым и розовым оттенком, плотные и редко пористые, с мелкими порфировыми выделениями плагноклаза и пироксена. Основная масса пилотакситовая, гялопилитовая и редко витрофировая<sup>1</sup>. К востоку от с. Великая Копаня имеется небольшая возвышенность, сложенная липаритом. Она, вероятно, тоже относится к описываемым экструзиям.

В пределах основной массы агломератовых туфов, слагающих Черную гору, и потоков лав от базальтового до андезитового состава, вероятно, имеются еще экструзии андезита, которые не выявлены из-за плохой обнаженности центральной части горы.

Преобладающим направлением падения пластов туфа и лавовых потоков является юго-восточное. Но иногда лавовые потоки и туфы имеют иные направления падения. Это может быть вызвано изливанием лав и накоплением туфов из побочных кратеров и трещин.

Поскольку лавовые потоки и пласты туфов наклонены к юго-востоку и в этом же направлении лавовые потоки выклиниваются, а крупность туфового материала уменьшается, есть основание предполагать, что центр извержения Виноградовского вулкана находился вблизи Черной горы, так как глыбы андезито-базальта диаметром до 5 м не могли транспортироваться на большое расстояние в автохтонных условиях накопления материала.

Агглютинаты в юго-восточной части Черной горы указывают на наличие побочного кратера вулкана. Экструзия дацита и липарита явились завершающими в жизни вулкана.

Развитие вулкана отражает непрерывную дифференциацию магмы, начиная от базальтов до липаритов в периферическом очаге. Фигура-

<sup>1</sup> В. В. Золотухин (1960) на основании изучения верхней эродированной части купола Королевской горки определил это образование как интрузию. С этим мы не можем согласиться, так как липариты часто имеют витрофировую структуру.

тивные точки анализов горных пород Черной горы на правой стороне диаграммы А. Н. Заварицкого располагаются на одной дифференциальной линии<sup>1</sup>.

Общий взрывной индекс вулкана колеблется от 30 до 80. Как было отмечено выше, вулканокластические породы, слагающие Черную гору, состоят из агглютинатов, глыбовых агломератов туфов с фигурными бомбами и бесструктурными глыбами; материал фундамента вулкана отсутствует. Все это позволяет сделать вывод, что здесь преобладали стромболианские и вулканские типы взрывов.

Черная гора в настоящее время представляет собой останец вулкана, первичная высота которого была порядка 1500—1800 м. Такие высоты свойственны стратовулканам с длительным периодом развития.

Метасоматизм в пределах восточной экструзии дацита вызван, вероятно, эндогенными эманациями из периферического очага, центр которого должен находиться под областью между куполом липарита в с. Королево и экструзиями Черной горы, т. е. под поймой р. Тисы.

Таким образом, Черная гора представляет собой останец стратовулкана, кратер которого находился к северо-западу от Черной горы (рис. 16, 306). Учитывая, что период жизни вулкана был весьма длительным (дифференциация магмы от базальтовой до липаритовой), можно прийти к выводу, что вулкан, вероятно, пережил кальдерную стадию и был разрушен скорее в результате катастрофического взрыва, чем в результате эрозии. Такого типа вулканы обычно имеют периферические очаги, где происходит дифференциация магмы и с которыми связана длительная гидротермальная деятельность и соответственно площадной метасоматизм и рудообразование. Таким образом, область восточнее Черной горы, вплоть до липаритовой Королевской горки, перспективна для поисков полиметаллического оруденения. Другая перспективная для поисков металлов площадь расположена к северо-западу от Черной горы, в области предполагаемого центра извержения.

В центральной части Чоп-Мукачевской впадины, возле с. Великие Комяты расположена одинокая конусообразная гора Шаланка. В плане она приближается к кругу диаметром около 2,5 км и с относительной высотой 250 м. Обнажения имеются только по периферии горы, где карьерами вскрыты сложные потоки андезито-базальта. В южной ее части лавовый поток имеет наклон на юг 6°, в северо-восточной — 5° (на северо-восток) и в северо-западной — 7° (на северо-запад). В западной части карьером диаметром около 40 м вскрыты андезито-базальты, залегающие горизонтально. Таким образом, по имеющимся данным, залегание лавовых потоков периклиналиное. Во всех карьерах обнажены только верхняя и средняя части потоков. Средняя часть сложена плотным андезито-базальтом, разбитым первичными трещинами растяжения, ориентированными почти горизонтально или со слабыми наклонами параллельно склону. Верхняя часть сложена брекчиевой лавой или кластолавой. Брекчиевая лава состоит из глыб и обломков размерами до 1 м в поперечнике, при преобладающих размерах 0,3 м. Форма обломков угловатая. Посторонний цемент в породе отсутствует. Кластолава сложена такими же обломками, как и брекчиевая лава, но сцементирована пористой лавой. В обнажениях можно наблюдать переходы плотного андезито-базальта в брекчиевую лаву или в кластолаву.

На склонах и вершине горы встречаются только глыбы, причем в нижней части глыбы такого же андезито-базальта, а на вершине горы — более светлого, гиперстенового андезито-базальта. Пирокластика не встречается.

<sup>1</sup> В. В. Золотухин (1960) предполагает здесь наличие андезитов, более молодых, чем дациты, соответствующих бужорской свите. В пределах Черной горы нами нигде не встречены основные породы, которые бы прорывали или перекрывали дациты.

Цвет андезито-базальта темно-серый. В средней части лавовых потоков он плотный, в верхней — появляется пористость. Структура породы порфировая, структура основной массы — интерсертальная. Порфировых выделений около 40%; из них 25% плагиоклаз № 60—62, редко № 70. Они имеют форму таблитчатых зерен и редко оплавлены. Часто в зернах плагиоклаза присутствуют включения моноклинового пироксена округлой формы. Пироксен (около 15%) представлен моноклиновыми пироксеном и гиперстеном (последний преобладает). Кристаллы гиперстена преимущественно изометричной или округлой формы, часто с каймой моноклинового пироксена;  $2V = -54, -58^\circ$  и отдельных зерен до  $-61$ . Моноклиновый пироксен присутствует в виде удлиненных таблитчатых кристаллов, часто с включениями плагиоклаза;  $2V = +48^\circ$ . В породе встречаются редкие зерна пиконита с  $2V$  менее  $10^\circ$ . Основная масса интерсертальной структуры состоит из микролитов плагиоклаза, моноклинового пироксена, рудной пыли и стекла. Наиболее крупные микролиты плагиоклаза № 47—57.

Андезито-базальт, слагающий вершину горы, обладает порфировой структурой. Порфировых выделений 20—25%. Они представлены преимущественно плагиоклазом в виде изометричных не оплавленных зерен № 58—60. Мелкие зерна плагиоклаза имеют № 46.

Гиперстен встречается в виде редких отдельных зерен с  $2V = -58, -60^\circ$ . Основная масса гналопилитовой структуры представлена мелкими игольчатыми зернами плагиоклаза, пироксена и стекла. В значительном количестве присутствуют зерна магнетита.

О строении горы Шаланка по имеющимся данным судить трудно. Однако, учитывая периклиналивое залегание нижних потоков и отсутствие туфов, можно предположить, что гора Шаланка представляет собой моногенный вулкан, сложенный в нижней части лавовыми потоками андезито-базальта, а в верхней — андезита.

В районе с. Велятино, на восточных склонах хребта Аваш обнажаются в нижней части разреза лапиллевые туфы с отдельными глыбами андезито-базальта до 20 см в диаметре. Они обладают тонкой слоистостью, плотно сцементированы, промежутки между обломками заполнены мелким туфогенным материалом, что позволяет отнести их к аллохтонной фации водной области. Выше залегают глыбовые агломератовые туфы с размером глыб до 0,5 м в диаметре. Форма глыб угловатая, иногда округлая. Наблюдаются бомбы с поверхностью типа «хлебной корки». Излом глыб неровный, с шероховатой поверхностью, которая часто окислена до красного цвета. В туфах имеются пустоты, иногда наблюдается спекание глыб. По всем признакам туфы относятся к автохтонной наземной околожерловой фации. Агломератовые туфы перекрываются потоком андезито-базальта мощностью более 20 м с зоной кластолав в основании. Поток андезито-базальта, в свою очередь, перекрывается агломератами с глыбами андезито-базальта диаметром до 0,5 м, но преобладают лапилли. Текстура породы, характер и форма обломков аналогичны вышеописанному туфу, и он, вероятно, относится к той же фации. Выше агломератовые туфы вторично перекрываются мощным потоком андезито-базальта с кластолавой в основании.

Описанный комплекс вулканогенных образований позволяет отнести их к автохтонной наземной околожерловой фации. Следовательно, центр извержения (вулкана) находился где-то поблизости, вероятно, в области хребта Аваш, но в настоящее время вулкан эродирован и остатки его перекрыты более молодыми вулканогенными образованиями.

Надо полагать, что в период нижнего левантина в пределах южных склонов Выгорлат-Гутинской гряды существовало несколько вулканов. На это указывает наличие горизонтов грубообломочных туфов, переслаивающихся с потоками лав и экструзиями различного состава.

## Лавовые потоки базальта и андезито-базальта

Описываемые лавовые потоки залегают среди вулканических туфов в пределах южных предгорий Выгорлат-Гутинской гряды и входят в состав ильницкой угленосно-туфогешной свиты, развитой в пониженных частях рельефа в северной и восточной частях Чоп-Мукачевской впадины. Они переслаиваются с различными вулканокластическими породами, песчано-глинистыми отложениями и бурыми углями.

В пониженных частях рельефа лавовые потоки изучались по кернам многочисленных скважин, пробуренным в пределах всей угленосной полосы, развитой в северной и восточной частях Чоп-Мукачевской впадины. Наиболее хорошо они изучены в районе г. Ужгорода, г. Мукачево и пос. Иршава. Кроме того, они выходят на поверхность и доступны для изучения в многочисленных обнажениях в районе г. Ужгорода, к востоку от г. Мукачево, в пределах хребта Гат и на южных склонах гор Бужора и Сияк. Лавовые потоки имеют мощность от 10 до 70 м. По простиранию они прослеживаются на расстоянии до 10 км и занимают площади в несколько десятков квадратных километров. В средней части они сложены плотным андезито-базальтом, реже андезито-базальтом, в котором обычно проявляются трещины растяжения, ориентированные параллельно плоскостям потоков. Трещины разделяют породы на слои толщиной от нескольких миллиметров до 2—3 см. Длина трещин измеряется несколькими дециметрами. В нижней и верхней частях потоков появляется пористость и трещиноватость и образуется кластолава и брекчиевая лава, мощность которой изменяется от 1—2 до 10 м.

В отдельных пунктах можно наблюдать места прорыва лавы и переход ее в лавовый поток. Один из таких пунктов расположен в 350 м севернее угольной шахты на окраине г. Ужгорода. Здесь в небольшом карьере наблюдается вертикальное падение первичной трещиноватости и едва заметной полосчатости. Азимут простирания флюидалности 210°. В 250 м севернее угольной шахты андезито-базальт имеет вид потока с азимутом падения 30—50°,  $\angle 60^\circ$ . Здесь, кроме первичной трещиноватости, наблюдается полосчатость и пористость с образованием

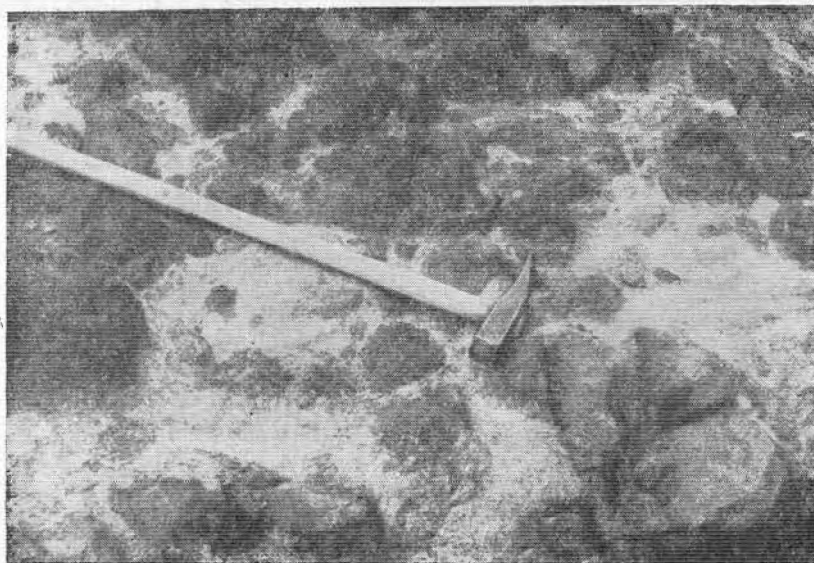


Рис. 20. Кластолава андезито-базальта нижней части лавового потока третьей фазы вулканизма к северу от г. Ужгорода



Рис. 21. Лавовый поток андезито-базальта третьей фазы вулканизма (хребет Гат)

параллельных зон. В 150 м от шахты андезито-базальт залегает в виде потока. Верхняя часть потока эродирована. У основания лавового потока образуется брекчиевая лава мощностью около 8 м. По простирацию мощность брекчиевой лавы изменяется. На отдельных участках промежутки между обломками брекчиевой лавы выполнены водным алюмосиликатом (ферригаллуазит?), иногда брекчиевая лава переходит в кластолаву, в которой слабopористые обломки андезито-базальта темно-серого цвета, сцементированы тонкопористой лавой светло-серого цвета (рис. 20). На контакте брекчиевой лавы с подстилающим гравийным туфом андезито-базальта наблюдается зона обжига (покраснение туфа) мощностью до 0,8 м.

Наиболее хорошо видно однородное строение лавового покрова андезито-базальта на юго-западном склоне хр. Гат, где на протяжении 9 км имеются почти непрерывные обнажения высотой в несколько десятков метров. Строение, мощность, текстура и состав потока здесь постоянны (рис. 21).

По ключу Яловому поток андезито-базальта имеет видимую мощность более 30 м. Здесь вскрыт нижний контакт лавового потока с подстилающим туфом. Нижняя часть потока сложена слабopористым андезито-базальтом, мощность которого около 0,4 м. Контактующая корка потока обладает неравной волнистой поверхностью. В ней иногда встречаются вплавленные обломки подстилающего туфа. Ниже залегает псаммитовый литокластический туф андезита мощностью около 0,8 м. Он подстилается гравийным туфом, состоящим из обломков слабopористого андезита. Наиболее интенсивно туфы обожжены непосредственно у контакта. По мере удаления от контакта розовая окраска туфа исчезает. Мощность зоны обжига более 1 м. В андезите наблюдаются трубчатые полости, расположенные вертикально или наклонно и идущие от нижнего контакта лавового потока. Наиболее крупная из них имеет у основания диаметр около 1 м, длина ее 3,5 м. В 2,5 м от основания она вскрыта обнажением и здесь ее диаметр равен всего 0,3 м. В 3,5 м от основания трубчатая полость выходит на поверхность, имея диаметр 10 см. Иногда от вертикальных трубчатых полостей отходят горизон-

талые каналы. Поверхность полостей шероховатая, бугристая, а лава слабопористая. Общий наклон потока имеет азимут падения  $345^\circ$ ,  $\angle 20^\circ$ . Первичные трещины растяжения и слабо выраженная флюидалность ориентированы параллельно подошве потока. Образование трубчатых полостей в лаве объясняется результатом действия паров воды при движении потока во влажной земле. Однако изливание лавового потока происходило не в водных условиях, на что указывает обжиг подстилающих туфов.

Аналогичные трубчатые пустоты встречаются и в более молодых лавовых потоках, о чем будет сказано выше. Трубчатые отверстия были описаны Е. К. Устиевым (1956) в лавовом потоке Анжуйского вулкана по р. Монни, но там их диаметр в среднем равен 10 мм. Трубчатые отверстия в лавовых потоках такого же типа были описаны Дю Тойтом (Du Toit, 1939), Т. Вогтом (Vogt, 1930), Уокером (Walker, 1940). Отмеченные в Закарпатье трубчатые пустоты огромных размеров представляют собой редкое и оригинальное явление.

### Центры эрупции

Среди покровов андезито-базальта иногда удается установить центры эрупции<sup>1</sup>. Однако в связи с тем, что многие покровы, переслаиваясь с туфогенно-осадочными породами, залегают в пониженных частях рельефа, их установление представляет большие трудности.

К востоку от г. Мукачево, в районе с. Верхний Коропец, покров андезито-базальта залегает среди угленосно-туфогенных отложений с наклонами на юг  $10-15^\circ$ . На одном из участков в нем наблюдается падение полосчатости и первичной трещиноватости на юг под углом  $70^\circ$ , а в 600 м от него, на другом участке — падение на север под углом  $15^\circ$ . Таким образом, вырисовывается веерообразное расположение полосчатости и первичной трещиноватости, что позволяет предположить наличие здесь эруптивного центра (см. рис. 14, 201). В 1 км на юго-восток от описанного пункта в пределах того же покрова андезито-базальта наблюдается вертикальная полосчатость и первичная трещиноватость по азимуту  $190^\circ$ . Здесь также, вероятно, находится эруптивный центр (см. рис. 14, 202). Общее направление полосчатости описанных эруптивных центров оубширотное. Это позволяет предположить, что изливание андезито-базальта связано с разломами субширотного простирания.

В пределах хребта Гат, как уже было отмечено выше, развит обширный покров андезито-базальта, залегающий почти горизонтально. В северо-западной части хребта Гат, возле с. Загатье, удалось установить два центра изливания лав. Северный центр эрупции обнажен карьером, в котором хорошо видна первичная вертикальная трещиноватость и полосчатость с азимутом простирания  $60^\circ$  (рис. 14, 252). В верхней части карьера можно наблюдать залежи обожженных туфов, приподнятые лавой, вероятно, во время их изливания (рис. 22).

В 500 м южнее наблюдается второй центр изливания андезито-базальтовой лавы. Первичная полосчатость и трещиноватость тоже вертикальная с азимутом простирания  $100^\circ$  (рис. 14, 253). Вероятно, изли-

<sup>1</sup> В литературе нет общего термина, объединяющего различные типы выходов магмы на поверхность («дайки», «трубообразные тела», «подводящие каналы», «давние лавовые потоки и др.). Нами применен термин «центры эрупции». Центром эрупции можно назвать также жерловину вулкана, но в данном случае имеются в виду небольшие центры эрупции, располагающиеся группами на склонах стратовулканов.

В связи с тем, что описание центров эрупции для Закарпатья дается впервые и сведения о них необходимы для дальнейших выводов, мы рассматриваем этот вопрос более подробно.

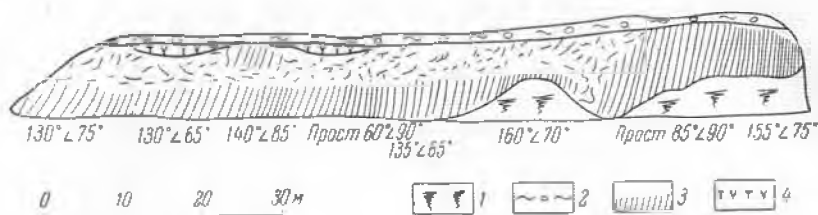


Рис. 22. Зарисовка экструзии андезито-базальта в районе с. Загатье (азимут зарисовки  $150^\circ$ )  
 1 — осыпь; 2 — делювий; 3 — зона трещиноватости в андезито-базальте; 4 — кластолава.

ние андезито-базальта в хребте Гат связано с трещинами, имеющими субширотное простирание.

К северу от с. Ильницы андезито-базальты обладают первичной трещиноватостью, близкой к горизонтальной ( $15^\circ$ ,  $20^\circ$  и  $35^\circ$ ). В центральной части останца покрова наблюдается субмеридиональная первичная трещиноватость и флюидалность с углом наклона до  $80^\circ$ . Это позволяет предполагать здесь центр излияния андезито-базальта, связанный с трещиной субмеридионального направления (рис. 14, 165).

В восточной части с. Билки толща туфов прорвана тремя экструзиями андезито-базальта. Одна из них пересечена ручьем, благодаря чему удалось наблюдать ее строение. Экструзия имеет эллипсоидальную форму ( $120 \times 50$  м), вытянута в северо-западном направлении по азимуту  $330^\circ$  (рис. 14, 268). Простирание флюидалности и первичной трещиноватости совпадает с направлением длинной оси экструзии, падение флюидалного — на юго-запад под углом  $30-60^\circ$  (рис. 23). В центральной части экструзии находится зона брекчиевой лавы мощностью около 20 м, имеющая вертикальное падение и простирание  $330^\circ$ . Она состоит из глыб лавы диаметром до 1 м и угловатой формы. Некоторым глыбам свойственны изогнутые поверхности, они разбиты кривыми трещинами, что, вероятно, вызвано деформацией массы, имеющей еще вязкое состояние. Промежутки между глыбами выполнены таким же андезито-базальтом, но перетертым в мелкие обломки, или же окислами железа; здесь же наблюдаются кремнисто-железистые стяжения. Андезито-базальт темно-серого, почти черного цвета, плотный и иногда разбит первичными трещинами отдельности. Вблизи контактов с брекчиевой лавой андезито-базальты переходят в кластолаву, состоящую из угловатых и остроугольных обломков того же андезито-базальта, но более темного цвета.

Ориентировка первичной трещиноватости, зоны брекчиевой лавы и длинной оси самой экструзии позволяют предполагать, что она связана с трещиной северо-западного направления ( $330^\circ$ ).

В верхнем течении р. Матекова развит мощный покров черного андезито-базальта. В 2 км к югу от санатория «Синяк» в нем наблюдается первичная, почти вертикальная трещиноватость и флюидалность субмеридионального простирания, что позволяет предполагать здесь центр излияния лав. В 1,5 км южнее в андезито-базальтах наблюдается падение первичной трещиноватости и флюидалности на северо-запад под углом  $50^\circ$ . Здесь, вероятно, был второй пункт излияния андезито-базальта (рис. 14, 18, 181). Излияние андезито-базальта связано с разломами субмеридионального и северо-восточного простирания.

В 6 км северо-западнее с. Среднее, по левобережью ручья Слатина, карьером вскрыта экструзия андезито-базальта, прорывающая туфы того же состава. Экструзия обладает сложным строением и состоит из зон, ориентированных вертикально и вытянутых в меридиональном направлении ( $0-10^\circ$ ). Зоны брекчиевой лавы чередуются с зонами плот-

ной лавы андезито-базальта с полосчатостью и первичной трещиноватостью, ориентированными также меридионально. Зоны брекчиевой лавы имеют мощность 1—2 м и сложены угловатыми обломками андезито-базальта размером 10—20 см. Вертикальные полосчатость и контакты андезито-базальта с туфами, а также зональность пород экструзии позволяют сделать заключение о наличии здесь центра излияния. Меридиональная ориентировка полосчатости в андезито-базальте и зон брекчированных лав указывает на то, что выход экструзии связан с разломом меридионального направления (рис. 14, 301).

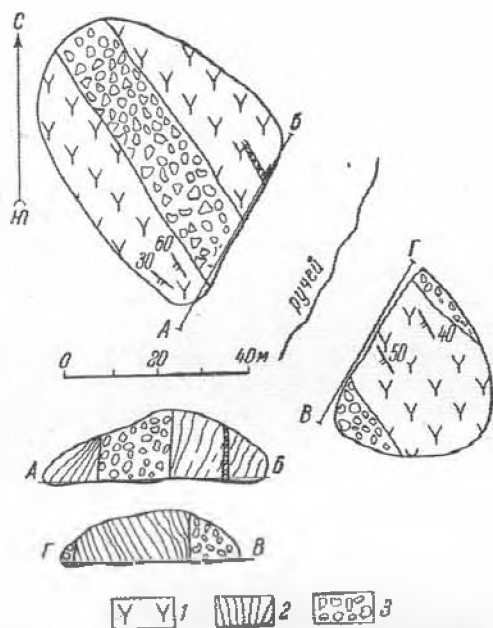


Рис. 23. Экструзия андезито-базальта к востоку от с. Билки:

1 — андезито-базальт; 2 — ориентировка первичной трещиноватости андезито-базальта; 3 — брекчиевая лав.

зальта. Первичная трещиноватость, флюидалность и пористость вертикальные, с азимутом простирания  $30^\circ$ . К востоку они выполаживаются до  $50-60^\circ$ , и простирание становится меридиональным. Таким образом, извержение андезито-базальта связано с разломом субмеридионального направления.

В районе с. Оноковцы, севернее г. Ужгорода, три карьера вскрывают андезито-базальт (рис. 14, 19—21). В северной части села андезито-базальт с первичной трещиноватостью и полосчатостью разделен зоной брекчиевой лавы мощностью около 8 м (рис. 24). В южной части карьера полосчатость в андезито-базальте имеет азимут падения  $340^\circ$ ,  $\angle 75^\circ$ , в центральной —  $360^\circ$ ,  $\angle 50^\circ$ ; к северу трещиноватость постепенно выполаживается до горизонтальной, т. е. направление флюидалности изменяется от северо-западного к северо-восточному. В 200 м южнее описанной экструзии небольшим карьером вскрыта экструзия андезито-базальта луковичного строения.

Направление зон пористости и первичной трещиноватости меняется: в южной части карьера падение их на запад, в западной — на северо-запад, в восточной — на северо-восток (рис. 25). Восточная часть предполагаемой экструзии эродирована и здесь луковичное строение купола принимается условно. Возможно, что здесь просто волнистая флюи-

чированных лав указывает на то, что выход экструзии связан с разломом меридионального направления (рис. 14, 301).

В 500 м западнее описанной экструзии карьером вскрыт еще один выход андезито-базальта, имеющего вертикальный контакт с туфом (рис. 14, 29). У контакта в андезито-базальте наблюдается меридиональная первичная трещиноватость и полосчатость, параллельная контакту. В западной части карьера вертикальный контакт андезито-базальта постепенно выполаживается и становится горизонтальным, образуя поток, который перекрывает туф. Указанные андезито-базальты можно связать с зоной разлома, ориентированной меридионально.

К северу от г. Ужгорода, на правобережье р. Уж, имеется ряд центров эрупции андезито-базальта. Один из них, расположенный к западу от угольных шахт, упоминался при описании потока андезито-ба-

дальность. Экструзия вытянута в северо-восточном направлении и, вероятно, связана с трещиной того же направления.

В 500 м южнее описанной экструзии вдоль террасы обнажен андезит-базальт, с едва заметной вертикальной флюидалностью по азимуту 340°. В северной части обнажения андезито-базальт переходит в брекчиевую лаву; направление контакта совпадает с направлением флюидалности. Вертикальная флюидалность и зоны брекчиевых лав свидетельствуют о наличии здесь центра экструзии, связанного с разломом субмеридионального направления.

Отмеченные на протяжении менее 1 км три выхода лав андезито-базальта, из которых северный и южный имеют субмеридиональное

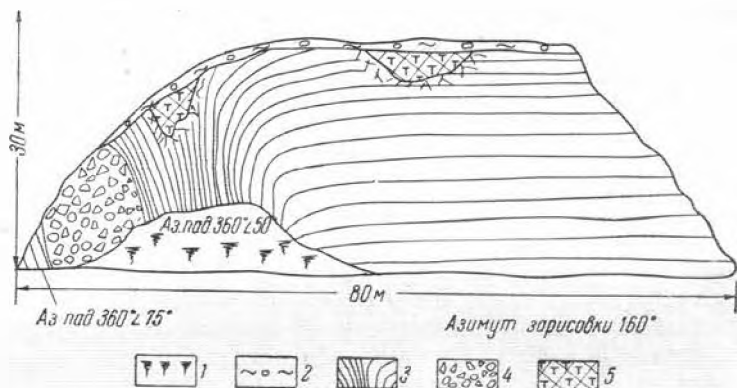


Рис. 24. Зарисовка экструзии к северу от Ужгорода:

1 — осицы; 2 — depression; 3 — направление флюидалности и первичной трещиноватости; 4 — брекчиевая лава; 5 — обожженный туф.

направление флюидалности, а средний — северо-западное, позволяют высказать предположение, что они связаны с единой зоной разлома, имеющей общее субмеридиональное направление.

Таким образом, преобладающее большинство центров эрупций андезито-базальта располагается во внутренней части Выгорлат-Гутинской гряды и только отдельные выходы находятся в ее центральной части. В большинстве случаев ориентировка их совпадает с общим направлением Выгорлат-Гутинской гряды. На левобережье р. Уж и северо-западнее с. Середнее центры эрупции контролируются разломами субмеридионального направления, что почти совпадает с ориентировкой полосы основных пород третьей фазы в этом районе. В верхнем течении р. Матекова центры эрупции связаны с субмеридиональными разломами, и в этом районе общая ориентировка гряды близка к этому направлению. К востоку от г. Мукачево большинство эруптивных центров предположительно связано с разломами субширотного и северо-западного простирания, и в этом месте зона развития лав андезито-базальта приобретает северо-западное, близкое к широтному направление. К северу от с. Ильницы и к востоку от с. Билки центры эрупции связаны с разломами меридионального и северо-западного простирания, и здесь Выгорлат-Гутинская гряда протянулась в том же направлении. Таким образом, направление предполагаемых разломов, по которым изливались андезито-базальтовые лавы, совпадает с направлением полосы максимального развития вулканогенных образований III фазы. Вероятно, это направление совпадает с ориентировкой глубокого разлома, который оперен системой субпараллельных трещин. Несколько отклоня-

ются от общего направления полосы вулканогенных образований в районе горы Шаланка и г. Виноградово.

Расположение центров эрупции андезитов-базальтов третьей фазы вулканизма совпадает с областью максимального развития основных вулканогенных образований третьей фазы, простирающихся в виде полосы, ориентированной в общем в северо-западном направлении — от г. Ужгорода и пос. Перечина на западе до границ Румынии у г. Хуста на востоке, шириной преимущественно 10—15 км. Вероятно, это будет соответствовать контурам андезито-базальтового магматического очага.

Проведенные химические анализы пород основного состава (табл. 11) показали колебания содержания  $\text{SiO}_2$  от 50,44 до 58,91%, т. е. от базальтов до кислых андезитов-базальтов. Колебания химического состава, вероятно, обусловлены дифференциацией в подводящих каналах.

Петрографический состав основных пород третьей фазы вулканизма изменяется от базальтов, обычно двупироксеновых, реже оливиновых, до андезито-базальтов и андезитов. Преобладают лавы андезито-базальтового состава, вулканокластические породы имеют также андезитовый состав.

Базальты отмечены среди угленосно-туфогенных отложений ильницкой свиты в пределах хребта Гат по ключу Перекоп и на Черной горе. Последние описаны В. В. Золотухиным (1960). По внешнему виду они темно-серого, почти черного цвета. Порфиновые выделения представлены преимущественно плагиоклазом № 65—75, моноклинным пироксеном и в небольшом количестве гиперстеном. Железистость гиперстена колеблется в пределах 30—35%. Оливин присутствует в небольшом количестве и, как правило, замещен идиингситом. Основная масса обычно гналопилитовой структуры, состоящая из микролитов плагиоклаза № 36, 50, пироксена и стекла.

Андезитов-базальты, развитые на протяжении всей Выгорлат-Гутинской гряды, до сих пор изучены слабо. Макроскопически они почти не отличимы от базальтов. Структура их порфировая. Порфиновых выделений около 20—30%. Они представлены таблитчатыми зернами плагиоклаза размерами до 2 мм, как правило, не зональными, часто усеянными включениями стекла № 58—65, иногда до № 72. Мелких порфиновых выделений плагиоклаза мало, состав их обычно отвечает № 52—55. Моноклинный пироксен присутствует в подчиненном количестве. Его кристаллы иногда содержат включения плагиоклаза или гиперстена;  $2V = 44, 48^\circ$ . Очень часто встречается пижонит с  $2V = 10, 20$ , а иногда менее  $10^\circ$ . Чаще он встречается в андезито-базальтах между речья Латорица — Боржава, а также отмечен на горе Шаланка и у границы с Чехословакией, по ключу Сировому.

Необходимо отметить, что несмотря на широкое развитие андезитов-базальтов различных фаз вулканизма, в том числе и вулканизма платформенного типа, пижонит с небольшим значением  $2V$ , отмеченный нами впервые, встречается только в породах третьей фазы вулканизма.

Гиперстен присутствует также в небольшом количестве. Чаще всего зерна его оторочены микролитами моноклинного пироксена. Он имеет  $2V = -58, -61^\circ$ ;  $N_g = 1,170-1,720$ ;  $N_p = 1,695-1,714$ , что соответствует 35—45% железистого компонента (обычно 35—40%).

Основная масса, как правило, обладает гналопилитовой структурой и редко интерсертальной и витрофиновой. Она состоит из микролитов плагиоклаза № 46—50, обычно моноклинного пироксена и рудной львы. Аксессуары — апатит, циркон, рутил. Рудные — магнетит, ильменит.

Вулканокластические породы основного состава имеют, примерно, такой же петрографический состав, но в них чаще отмечается витрофиновая структура. Среди туфов можно также отметить постепенный переход от андезитов-базальтов к андезитам.

Таблица 11

## Химические анализы горных пород основного состава третьей фазы вулканизма, %

Окислы	97-б	97-в	103	165	19	122-а	10-3	6556	128	11-3	137	257	17-3	422	20	189
SiO <sub>2</sub>	50,44	51,20	52,35	52,42	53,19	53,44	53,87	53,90	54,28	54,30	55,96	56,69	56,73	57,28	57,40	58,91
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,78	0,68	0,30	1,47	1,20	2,05	1,14	1,27	0,89	0,85	1,16	2,31	0,64	1,10	1,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,98	19,89	19,80	19,00	15,76	20,43	16,91	18,86	18,49	15,74	18,11	17,33	14,72	17,01	17,74	17,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,39	5,50	8,43	8,24	8,28	1,72	7,55	0,89	0,78	10,02	1,46	7,77	11,96	7,47	5,66	5,74
FeO	2,54	2,83	0,93	2,45	4,77	5,90	2,00	6,71	6,91	1,24	5,07	0,66	Нет	1,43	7,06	2,74
MnO	0,07	0,08	0,06	—	0,21	0,25	0,09	0,16	0,18	0,17	0,14	—	1,10	0,13	0,07	0,09
MgO	3,70	4,06	1,39	3,21	4,01	1,05	3,57	5,04	4,81	3,66	3,11	2,08	0,95	3,31	2,48	2,72
CaO	9,70	11,13	9,70	9,47	8,17	8,78	7,93	8,30	9,00	8,34	9,10	6,40	7,45	5,86	7,00	6,19
Na <sub>2</sub> O	1,81	2,31	2,75	1,86	2,09	2,87	2,02	1,03	2,29	2,24	1,64	1,79	1,59	2,38	2,78	1,51
K <sub>2</sub> O	1,00	1,08	1,48	1,12	1,26	1,85	1,20	1,94	1,92	0,94	1,55	1,16	1,79	1,41	1,62	1,41
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	1,62	—	—	0,30	3,00	0,71	0,42	1,31	—	—	1,47	2,38	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,18	—	—	0,70	0,36	0,35	—	0,90	0,05	—	0,20	0,51	—	—	1,10	0,92
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	1,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,93	1,17	1,00	1,24	0,36	0,83	—	—	—	0,98	2,22	2,11	0,87	1,41	1,11	0,67
Сумма	99,52	100,12	100,19	100,01	99,56	100,48	100,16	99,63	100,40	99,84	99,41	97,66	99,74	100,41	100,12	100,25

Примечание. Место взятия проб: 97-б — базальт из агломератового туфа горы Виселичная у г. Хуста; 97-в — базальт из некка, там же; 103 — базальт из некка у с. Иза; 165 — базальт у с. Велятино (нижний); 19 — базальт у с. Станово; 122-а — андезит-базальт из купола у с. Билки; 10-3 — базальт из агломератового туфа Черной горы; 6556 — андезит-базальт из покрова у с. Негрово; 128 — андезит-базальт горы Шаланка; 11-3 — андезит-базальт Черной горы; 137 — в 1 км южнее сан. «Синяк»; 257 — андезит-базальт у с. Велятино; 17-3 — андезит-базальт западного склона Черной горы; 422 — андезит района с. Крива; 20 — андезит-базальт горы Шаланка; 189 — андезит-базальт верховьев р. Сельского (с. Велятино).

Анализы 97-б, 97-в, 103, 122-а, 6556, 128, 137 проведены аналитиком Р. И. Мацюк; 19 — заимствован из работы В. С. Соболева и др. (1955); 10-3, 11-3, 17-3, 422 — заимствованы из работы В. В. Золотухина (1960); 165, 257, 189 — любезно переданы автору Л. Г. Данилович.

## Фации вулканокластических пород

Лавовые потоки переслаиваются с туфами. Туфы имеют андезитобазальтовый или андезитовый состав. Они составляют, примерно, 80% общей массы вулканогенного материала. Крупность материала, слагающего туфы, колеблется в широких пределах. Преобладают агломератовые, лапиллевые и гравийные разновидности, которые в общей массе туфов составляют около 80%. Распределение материала по крупности неравномерное. На одних участках преобладают агломератовые туфы, на других — правийные. Преобладающая масса пирокластики отлагалась в водных условиях, однако имеются и вулканокластические породы наземных фаций. В водных условиях, наряду с образованием пластов туфов, не имеющих примесей осадочного материала, формировались сложные фации с примесью терригенного или органического материала, представленного, в одних случаях, углистым веществом, а в других — панцирями диатомовых водорослей. В описываемых вулканокластических породах отмечены отложения раскаленных лавин (агломератовых потоков). В пределах вулканогенных образований нижнего левангина можно выделить две группы фаций: наземной и водной областей.

Фации наземной области: 1) автохтонная околожерловой зоны, 2) агглютинатовая, 3) раскаленных лавин.

Фации водной области: 1) туфовая аллохтонная промежуточной зоны, 2) туфотерригенная аллохтонная промежуточной зоны, 3) туфотерригенная аллохтонная удаленной зоны, 4) туфоуглистая аллохтонная удаленной зоны, 5) туфодиатомитовая аллохтонная удаленной зоны<sup>1</sup>.

Многие фации, в особенности туффитовые удаленной зоны, неоднократно переслаиваются между собой и песчано-глинистыми отложениями и углями, залегающими среди них.

Ниже приводится краткое описание перечисленных фаций.

### Фации наземной области

#### Фация раскаленных лавин<sup>2</sup>

На западной окраине г. Хуста, на правом борту ключа Городилова, возле его устья, в обнажении можно наблюдать грубообломочные вулканогенные образования, в которых слоистость и сортировка материала полностью отсутствуют. Здесь, наряду с крупными глыбами размером до 0,5 м, присутствуют обломки среднего размера и гравийно-псаммитовый материал. Наиболее крупные глыбы имеют округлую форму, поверхность их неровная, шероховатая. Андезит глыб обладает слабой пористостью, поры размером 1—2 мм в поперечнике имеют неправильную форму. Обломки размером 5—15 см в поперечнике имеют угловатую и реже округлую форму; некоторые из них шлаковые. Псефитовый материал часто обладает повышенной пористостью и переходит в пемзовидные обломки. Форма обломков преимущественно угловатая. Некоторые из них окислены. Основная тонкообломочная масса состоит из мелких угловатых обломков андезита, стекла и кристаллов и окрашена в слабый розовый цвет. Интенсивность окисления материала варьирует в широких пределах. В отдельных участках наблюдается слабое спека-

<sup>1</sup> При определении фаций мы придерживаемся ранее опубликованной классификации (Малеев, 1963).

<sup>2</sup> Автохтонная фация околожерловой зоны и агглютинатовая были рассмотрены при описании останцов вулканов.

ние мелкообломочного материала и при этом сохраняются поры между мелкими обломками. Перечисленные признаки позволяют отнести описываемые отложения к фации раскаленных лавин катмайского типа. Отложения эти сходны с современными породами вулканов Шивелуч и Безымянный (Камчатка).

### *Фашии водной области*

Среди описываемых отложений фации водной области резко преобладают над наземными фашиями.

### *Туфовая аллохтонная фашия*

Описываемая фашия включает туфы различного гранулометрического состава от глыбовых агломератов до алевритовых. Агломератовые, лапиллевые и гравийные туфы составляют около 85—90%, пепловые туфы — всего 10—15%.

Туфы представлены относительно хорошо выдержанными пластами, переслаивающимися между собой. Характерным для данной фашии является слоистость, которая обусловлена переслаиванием туфов различного гранулометрического состава. Мощность пластов колеблется в широких пределах, но обычно — от нескольких дециметров до 2—3 м. В исключительно редких случаях однородные пласты достигают 5 м мощности или, наоборот, измеряются сантиметрами. Обычно мощные пласты туфа сложены грубообломочным, а маломощные прослои — тонким материалом.

Агломератовые туфы состоят из материала различной крупности. Однако сортировка в нем более совершенная, чем в туфах автохтонной фашии. Преобладающий размер обломков 5—10 см. Обломки имеют как угловатую, так и округлую форму, но не окатаны; углы сколоты. Наряду с бесформенными обломками встречаются фигурные бомбы, чаще с поверхностью типа «хлебной жорки». Андезит и андезито-базальт бомб обычно слабопористый, иногда шлаковой и губчатой текстуры. Обломки имеют шероховатую, неровную поверхность (разрыв идет по контактам кристаллов и стекла). Часть обломков имеет прямые сколы (по минералам). Промежутки между крупными глыбами и обломками заполнены тонким пепловым материалом. Цементом служат водные алюмосиликаты и опал, образованные в результате разложения мелкого пеплового материала.

Лапиллевые туфы аналогичны описанным агломератовым, но сложены обломками пород, от 10 до 30 мм в поперечнике, гравийные — от 2 до 10 мм. Форма обломков угловатая и реже округлая. Состоят они из тонкопористого пемзовидного андезита; форма пор округлая. Пористые обломки имеют серый или желтовато-серый цвет, витрофировую структуру. Обломки плотного андезита встречаются более редко; андезит в них микропойкилитовой или гналопилитовой структуры. Часть обломков окислена и приобрела ярко-красный цвет. Более тонкий материал представлен обломками кристаллов, стекла и андезита; цемент у них такой же, как и в агломератовом туфе.

Пепловые туфы (псаммитовые и алевритовые) представлены обломками стекла, кристаллов и андезита (или андезито-базальта).

В зависимости от преобладания обломков породы, кристаллов или стекла они будут, соответственно, литокластические, кристаллокластические и витрокластические. Наиболее распространены литокластические и смешанные туфы, состоящие из обломков андезита, кристаллов и стекла. Цементом в них служат водные алюмосиликаты и опал, образованные в процессе разложения мелких обломков стекла.

## Туфотерригенная аллохтонная фация промежуточной зоны

Описываемая фация тесно соприкасается с туфовой аллохтонной фацией, но отличается от последней примесью терригенного материала. В подавляющем большинстве случаев она приурочена к пониженным частям современного рельефа и изучена по многочисленным буровым скважинам. На поверхность она выходит на левобережье р. Тисы, возле с. Крива, к востоку от г. Мукачево, к северу от с. Среднее и в районе г. Ужгорода. К грубообломочному пирокластическому материалу терригенный материал примешивается редко и примесь его представлена здесь песчано-глинистым материалом. Наиболее богаты терригенным материалом гравелистые и алевритовые породы.

Примесь осадочного материала способствует уплотнению породы, в них развивается более совершенная слоистость, мощность прослоев уменьшается за счет выклинивания прослоев нормально-осадочных пород. По мере увеличения терригенного материала туффиты постепенно переходят в пирокласто-осадочные породы; они характерны для удаленной зоны.

Туффиты удаленной зоны развиты у предгорий Выгорлат-Гутинской гряды и обычны среди угленосно-туфогенных отложений, известных под названием ильницкой свиты. Фации туфотерригенная, туфоуглистая и туфодиамитовая обычно залегают в виде маломощных пластов и переслаиваются между собой и с песчано-глинистыми отложениями. Для характеристики мы приведем детально изученный разрез по скв. 91, пройденной в районе с. Ильница.

	Мощность, м
1. Глина светло-серая, слюдяная, песчаная . . . . .	0,85
2. Туффит пелитовый витрокластический, светло-серый . . . . .	1,30
3. Уголь бурый, плотный с примесью туфового материала . . . . .	0,15
4. Туффит алевритовый, смешанный с примесью псаммитового материала и растительным детритом . . . . .	1,00
5. Глина бурая углистая, плотная . . . . .	1,00
6. Туффит псаммитовый литокластический серый . . . . .	1,00
7. Туффит псаммитовый кристаллокластический, прочносцементированный . . . . .	4,40
8. Уголь бурый . . . . .	1,40
9. Аргиллит серый с флорой . . . . .	2,10
10. Туффит псаммитовый, смешанный с примесью обломков пемзы . . . . .	0,40
11. Алевролит слюдяный с флорой . . . . .	6,1
12. Уголь бурый плотный, в кровле землистый. В угле встречаются прослои туффита, грубопсаммитового литокластического . . . . .	0,2
13. Аргиллит сильно углистый, туфогенный, плотный . . . . .	0,2
14. Уголь бурый плотный с глинистыми прослоями . . . . .	0,25
15. Туффит алевритовый витрокластический, сильно разложившийся, углистый с прослоями угля до 1 см мощности . . . . .	2,85
16. Аргиллит серый слюдяный, слоистый . . . . .	18,1
17. Песок среднезернистый серый, глинистый . . . . .	10,5
18. Сидерит . . . . .	0,25
19. Аргиллит серый с примесью пелитового материала . . . . .	1,0
20. Туффит гравийный, смешанный, серый с растительным детритусом . . . . .	5,8
21. Туффит псаммитовый, литокластический с обломками плотного андезита . . . . .	1,0
22. Диатомит с примесью туфового материала . . . . .	2,2
23. Алевролит серый плотный . . . . .	0,3
24. Туффит пелитовый, светло-серый, плотный . . . . .	2,0
25. Аргиллит серый слоистый, с примесью туфового материала . . . . .	5,0
26. Туффит алевритовый с прослоями псаммитового туфа . . . . .	9,0
27. Аргиллит углистый туфогенный . . . . .	0,30
28. Туффит литокластический грубогравийный . . . . .	6,3
29. Туффит литокластический гравийный с примесью окатанных галек андезита. Цементом служит монтмориллонит зеленого цвета . . . . .	6,9
30. Диатомит с примесью растительного детрита, серый, слабосцементированный . . . . .	0,3
31. Туф агломератовый . . . . .	0,2

Общая мощность разреза около 85 м. Из приведенных данных видно, что толща представляет собой многократное чередование вулканокластических и осадочных пород. В районе пород Мукачево, Ужгорода и в других пунктах вулканогенно-осадочные отложения, кроме того, переслаиваются с лавами и содержат горизонты агломератовых туфов мощностью до 10 м, вероятно, представляющие собой отложения лахар (празевых потоков).

#### Туфотерригенная аллохтонная фация удаленной зоны

В пределах описываемой фации преобладают гравийные, псаммитовые и алевритовые туффиты. Характерным для них является тонкая слоистость, обусловленная дифференциацией материала по крупности и наличием прослоев осадочных пород. Пирокластический материал в них такой же, как и в туфах — литокластический, редко витрокластический и кристаллокластический. Очень распространены смешанные туффиты. Примесь терригенного материала представлена обломками кварца окатанной и угловатой формы, часто обладающими мозаичным погасанием, выветрелыми зернами плагиоклаза, обычно окатанными, пластинками биопита и глинистым материалом, состоящим из опала, серицита, каолинита, бейделлита (?), бурых окислов железа и других не определенных нами минералов. В небольшом количестве присутствуют растительный детрит и отдельные панцири пресноводных диатомовых водорослей. Преобладают структуры гетерокластическая и порфирукластическая.

#### Туфоглинистая аллохтонная фация удаленной зоны

В процессе накопления пирокластического материала в озерах, окружавших с юга и востока Выгорлат-Гутинскую гряду, накапливалось большое количество растительного материала различного размера, вплоть до крупных стволов деревьев. В периоды затухания или слабой вулканической деятельности древесина скапливалась в больших количествах и отлагалась в водоемах неравномерными слоями. В настоящее время туфогенно-угленосная (ильницкая) свита содержит до 5 рабочих пластов бурого угля мощностью более 1 м (максимальная мощность пластов достигает 4 м). Исключение составляет Горбское месторождение, расположенное к юго-востоку от г. Виноградovo, где мощность пласта угля достигает 16 м. Вследствие слабой углефикации материала в пластах угля видна хорошо сохранившаяся древесина. Ильницкая свита насчитывает десятки углистых прослоев, и, кроме того, растительный материал в различных количествах и различной крупности примешивался здесь к туфовому, образуя своеобразные туффиты.

Интересно отметить, что наиболее мощные скопления растительного материала образовались у подножий действующих вулканов, вдоль южных склонов Выгорлат-Гутинской гряды. Очевидно, продукты вулканической деятельности на склонах вулканов способствовали развитию пышной растительности, как это можно наблюдать в областях современного вулканизма (Индонезия, Япония, Италия и др.).

#### Туфодиатомитовая аллохтонная фация удаленной зоны

Изучением диатомовой флоры в вулканогенных образованиях в пределах Закарпатья специально никто не занимался. В результате детального исследования вулканогенных образований в районе сел Ильница и Горбки нами установлено наличие скоплений кремниевых панцирей диатомовых водорослей, образующих пласты до 2,2 м мощностью (Малеев, 1953).

В пределах вулканогенных образований диатомиты обычно содержат примесь пеплового материала, образуя туфо-диатомит — породу, в которой количество диатомового материала преобладает. Туфо-диатомиты постепенно переходят в туффиты, в которых диатомовый материал составляет до 50%. Пирокластический материал представлен обломками вулканического стекла, плагиоклаза, пироксена и редко магнетита. Диатомовые опаловые панцири принадлежат к родам *Melosira*, *Navicula*, *Pipulagia*. Чаще всего присутствуют *Melosira*, дающие в разрезах «лестницы». Поперечные разрезы их имеют форму кольца. Отдельные экземпляры достигают очень крупных размеров — 0,5 мм. Кроме того, присутствует небольшая примесь терригенного материала в виде обломков кварца, серицита, каолинита. Цементом породы служит опал, образованный за счет разложения панцирей диатомей и мелких обломков вулканического стекла, и глинистое вещество.

Необходимо отметить, что на Волыни среди туфов тортонского возраста нами также встречены панцири диатомей, однако среди туфов Закарпатского прогиба тортонского возраста до сих пор диатомовые не отмечались. Во время накопления туфов, возможно, бассейны были заражены сероводородом, на что указывает наличие в туфах гипергенного пирита.

### Покровы крупнопорфировых андезитов и базальтов

Крупнопорфировые андезиты резко отличаются от всех лав Выгорлат-Гутинской гряды благодаря наличию порфировых выделений плагиоклаза длиной до 1 и даже 2 см (рис. 26). Они распространены в средней части Выгорлат-Гутинской гряды в междуречье Латорицы — Боржавы. Андезиты обычно представлены обширными лавовыми потоками.

В юго-восточной части хребта Гат они, залегая на андезито-базальте, образуют поток мощностью порядка 30—40 м и занимают площадь 10 км<sup>2</sup>. В отдельных случаях им свойственна плитчатая отдельность; в основном же они имеют массивное строение и разбиты редкими трещинами. В северо-западной части хребта Гат наблюдаются обширные россыпи элювиальных глыб андезита, вероятно, это остатки разрушенного потока, который, возможно, покрывал всю водораздельную часть хребта Гат. Центры излияния в пределах хребта не установлены, но в пониженных частях рельефа, к северо-востоку и юго-западу встречены небольшие штоки крупнопорфировых андезитов, представляющих собой подводящие каналы. Небольшое поле таких же крупнопорфировых андезитов встречено в северной части с. Ильница по ключу Яловому, где они залегают на потоке андезито-базальта. В вершине ключа Ялового, где развиты метасоматические породы, на участке Смерекоч Камень можно наблюдать постепенные переходы от свежих крупнопорфировых андезитов к каолинизированным. Значительную площадь занимает лавовый поток на южном склоне горы Сняк, где его мощность у ст. Каменки более 35 м. Так же как на хр. Гат, он перекрывает обширный поток андезито-базальта, залегающего на агломератовых туфах. Здесь он отличается менее крупными фенокристаллами плагиоклаза.

Самая восточная небольшая площадь (100 × 150 м) крупнопорфировых андезитов расположена севернее с. Приборшавское. В верхней части обнажения крупнопорфировый андезит обладает пористостью и флюидальностью, имеющей азимут падения 270°,  $\angle 20^\circ$ . Несколько ниже он переходит в плотный андезит темного цвета, в котором наблюдаются первичные трещины отдельности почти вертикального падения и про-

стирания 140°. Вероятно, здесь крупнопорфировый андезит залегает в виде купола, от которого отошел пористый поток.

Пористые разновидности крупнопорфирового андезита обладают витрофировой структурой, в которой на общем фоне бурого стекла присутствует около 20% игольчатых микролитов плагиоклаза и точечных зерен моноклинного пироксена.

Плотный андезит имеет гиалопилитовую структуру, в которой присутствует около 50% игольчатых микролитов плагиоклаза, а также имеются микролиты моноклинного пироксена и рудная пыль.

Кроме перечисленных естественных выходов крупнопорфирового андезита, он обнаружен скважинами среди угленосных отложений ильницкой свиты к востоку от г. Мукачево, в районе Верхнего Коронца и в районе пос. Иршава. Таким образом, во всех перечисленных пунктах стратиграфическое положение крупнопорфирового андезита определено точно. Он залегает среди угленосных отложений ильницкой свиты и одновозрастных ей вулканогенных образований Выгорлат-Гутинской гряды, во всех случаях перекрывающая андезито-базальты. Характерным для крупнопорфирового андезита является то, что он во всех пунктах имеет одинаковый облик. Крупнопорфировые выделения плагиоклаза длиной 1—1,5 см имеют толщину 2—3 мм. Они составляют около 20% объема породы (рис. 26). В небольшом количестве и в мелких зернах (до 0,3 мм) присутствуют моноклинный пироксен и гиперстен. Основная масса имеет витрофировую или гиалопилитовую структуру, но иногда она более раскристаллизована, вплоть до интерсертальной<sup>1</sup>. Плагиоклаз представлен двумя генерациями: в виде крупных оплавленных (№ 60—65) и мелких — до 0,3—0,5 мм неоплавленных (№ 50—51) кристаллов. Пониженная основность плагиоклаза отличает его от других андезитов Закарпатья. Моноклинный пироксен характеризуется  $N_g = 1,722—1,726$ , что соответствует содержанию железистого компонента от 44 до 50%; у гиперстена  $N_g = 1,706$  (34% железистого компонента). В породах хребта Гат присутствует моноклинный пироксен, а в крупнопорфировых андезитах района г. Бужоры ромбический и моноклинный пироксен присутствуют, примерно, в равных количествах. В крупнопорфировых андезитах самой восточной площади нами впервые установлен пажонит ( $2V$  менее  $10^\circ$ ) в виде кристаллов до 0,3 мм в поперечнике. Основная масса обычно состоит из бурого стекла, в котором рассеяны редкие микролиты плагиоклаза размером до 0,05 мм, моноклинный пироксен и рудная пыль.

Химические анализы крупнопорфировых базальтов и андезитов показали значительные колебания их составов (табл. 12). Количество

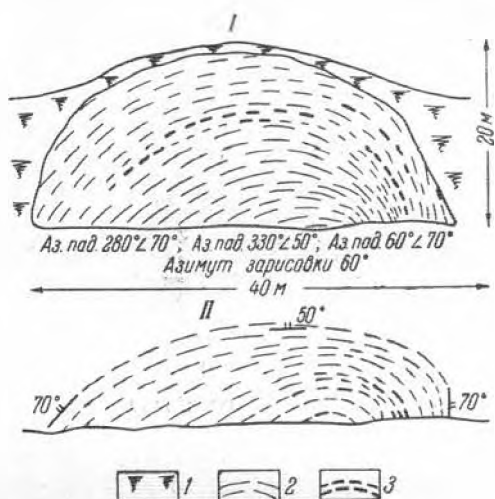


Рис. 25. Строение экзтрузии андезито-базальта севернее г. Ужгорода (с. Оноковцы):

I — в разрезе; II — в плане; 1 — осыпь; 2 — ориентировка пераичной трещиноватости и флюидальности в андезито-базальте; 3 — поры в андезито-базальте.

<sup>1</sup> Детальное описание крупнопорфировых андезитов дано в работе В. С. Соболева др. (1955).

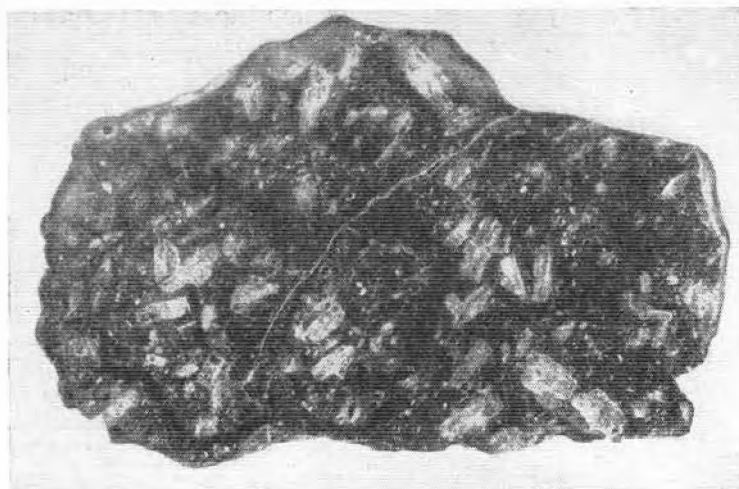


Рис. 26. Крупнопорфировый андезит горы Малый Сияк. Нат. вел.

кремнезема колеблется от 47,95%, что соответствует составу основных базальтов, до 58,20%, что соответствует андезитам. В распределении крупнопорфировых пород наблюдается определенная закономерность. Более кислые разновидности их расположены в пределах хребта Гат и в восточной части г. Малый Сияк, т. е. по периферии области развития этих пород, а основные на южных склонах г. Бужоры, т. е. в центральной части этой области. Такое распределение пород различного состава, вероятно, обусловлено спецификой дифференциации магмы в пределах мапматического очага.

В. С. Соболев и В. С. Костюк полагали, что выделение фенокристаллов крупнопорфировых андезитов происходило в остаточных очагах предпоследней фазы вулканизма, а извержение их — в первые этапы последней фазы, которая завершилась излиянием базальтов бужорской свиты.

Таблица 12

Химический состав крупнопорфировых базальтов и андезитов третьей фазы вулканизма, %

Окислы	1-С	242	126	6754	Окислы	1-С	242	126	6754
SiO <sub>2</sub>	47,95	49,60	57,71	58,20	Na <sub>2</sub> O	2,12	1,77	2,25	2,02
TiO <sub>2</sub>	1,47	0,93	1,27	1,19	K <sub>2</sub> O	1,56	1,20	2,40	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,91	20,71	17,20	17,36	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,93	3,29	4,26	3,06	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,34	—	1,15	—
FeO	4,43	4,11	1,86	5,89	SO <sub>3</sub>	—	—	—	—
MnO	0,15	—	0,03	0,49	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	—	—	—
MgO	2,44	4,28	2,44	0,16	П. п. п.	3,46	1,73	1,27	2,6
CaO	6,70	12,24	7,98	6,20	Сумма	99,74	99,86	99,82	99,45

Примечание. Место взятия проб: 1-С — район с. Ильницы; 242 — там же, нижний горизонт; 126 — восточная часть горы Малый Сияк; 6754 — хребет Гат.

Анализы 126 и 6754 проведены аналитиками Р. И. Мацюк и Л. Г. Сабовой; 1-С и 242 заимствованы из работы В. С. Соболева и др. (1955).

Детальное геологическое картирование, проведенное нами, позволило установить иное стратиграфическое положение крупнопорфировых андезитов и отнести их к вулканогенным образованиям, одновозрастным ильиничкой свите и соответствующим третьей фазе вулканизма.

Центры эрупции крупнопорфировых андезитов в виде отдельных выходов протягиваются в северо-западном направлении, площадь их распространения в пределах южных склонов Выгорлат-Гутинской гряды  $30 \times 15$  км. Можно допустить, что магматический очаг, расположенный под ними, имеет, примерно, такие же размеры и вытянут в северо-западном направлении.

Интересно отметить, что накопление пирокластического материала, связанного с крупнопорфировыми андезитами, до сих пор никем не отмечено. Аналогами описанных андезитов в Советском Союзе являются мегаплагиниофировые андезито-базальты Камчатки, залегающие в основании Ключевского вулкана, где также не наблюдалось сопровождающей их пирокластики (Пийп, 1956).

Установленное новое стратиграфическое положение крупнопорфировых андезитов позволяет высказать предположение, что эти андезиты и базальты изливались во время средней стадии третьей фазы вулканизма, после массовых излияний андезито-базальта, завершивших один из главных этапов накопления пирокластики, и до конца третьей фазы в этом районе вулканическая деятельность не проявлялась. Надо полагать, что одновременно с образованием глубокого разлома в начале третьей фазы и подъема по нему на поверхность основной недифференцированной магмы, обособился, возможно в более верхних горизонтах, магматический очаг более кислого расплава, в котором создались благоприятные условия для кристаллизации магмы. Дальнейшая дифференциация не развилась, на что указывает отсутствие крупнопорфировых пород более кислого состава и туфов.

### Экструзии дацитов и их туфы

Крупнопорфировые андезиты, входящие в состав ильиничкой свиты, в верхней части разреза перекрываются дацитовыми туфами, имеющими широкое распространение в Закарпатье. Туфы, в свою очередь, перекрываются дацитами. Дациты, завершающие описываемую фазу вулканизма, развиты на всем протяжении Выгорлат-Гутинской гряды, от пос. Перечина на западе до с. Вышково на левобережье р. Тисы. По составу они изменяются от липарито-дацитов до андезито-дацитов, поэтому в процессе общего описания мы называем их упрощенно дацитами. Они образуют несколько групп куполов с потоками в районе следующих пунктов: пос. Перечин, с. Середнее, г. Мукачево, с. Билки и г. Хуст. К ним же относятся экструзии (описанные ранее), развитые в пределах Черной горы у г. Виноградово.

#### *Экструзии липарито-дацита на правом берегу р. Уж*

В северо-западной части Выгорлат-Гутинской гряды, в районе пос. Перечин, в результате детального геологического картирования, проведенного С. В. Расточинским и Г. Г. Сасиным в 1952—1954 г., и дополнительных исследований, проведенных нами, установлены 12 куполов и одна мощная дайка липарито-дацита. Вблизи пос. Перечин они залегают на породах палеогенового возраста. Далее на запад большинство их прорывало туфы и андезито-базальты третьей фазы вулканизма. Однако в данном районе, вероятно, существуют и более молодые липариты, прорывающие андезитовые туфы четвертой фазы вулканизма. О при-

уроченности большинства липарито-дацитов к третьей фазе вулканизма свидетельствует факт залегания туфов липарито-дацита в основании андезито-базальтовых туфов четвертой фазы вулканизма. Следовательно, в данном районе имеют место экструзии, завершившие третью и четвертую фазы вулканизма. Однако не все они с полной уверенностью могут быть разделены, так как не всегда можно отличить основные туфы третьей фазы от туфов четвертой, залегающей здесь совместно.

По флюидалности дацитов нам удалось установить строение куполов и приуроченность их к определенным зонам разлома.

В районе пос. Перечин расположена двугорбая возвышенность — гора Высокая, вытянутая в северо-восточном направлении по азимуту  $45-50^\circ$  (рис. 14, 10). В юго-восточной части горы вскрыты карьером дациты с едва заметной флюидалностью, азимут падения которой  $300^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ , т. е. близкий к направлению вытянутости горы. Размеры купола  $800 \times 1200$  м, высота около 100 м, фундаментом его является палеогеновый флиш. Дацит светло-серый, иногда почти белый, с небольшими порфиоровыми выделениями плагиоклаза и редко зернами граната (1—2 мм). В 1 км на север от купола расположен холм, сложенный липарито-дацитом (рис. 14, 9). Он несколько вытянут в меридиональном направлении, диаметр его около 200 м, высота порядка 40 м. Вмещающие породы — аргиллиты и песчаники палеогенового флиша. В северной части холма на контакте липарито-дацита с флишем обнаружена кластолава, содержащая обломки аргиллита и песчаника. Кластолава в удалении от контакта сменяется пористым дацитом, переходящим в плотный (размер пор до 1 мм). В центральной части холма в липарито-даците проявляется вертикальная флюидалность с простиранием  $360^\circ$ . В юго-западной части холма липарито-дацит обладает столбчатой отдельностью. Столбы здесь имеют 5—6 граней шириной от 10 до 20 см, поперечник столба достигает 25 см. По направлению к центральной части холма поперечник столбов увеличивается до 1 м и в центре уже проявляется параллельная отдельность с расстояниями между вертикальными трещинами в 1,5—2 м. В юго-западной части холма столбы наклонены к центру под углом  $70^\circ$ , а по направлению к центральной части холма они постепенно переходят в вертикальные. Таким образом, столбчатая отдельность имеет веерообразное строение. В центральной части холма отдельность и флюидалность совпадают. Иными словами, мы имеем дело с куполом, вытянутым в меридиональном направлении.

Столбчатая отдельность в липарито-дацитах — явление редкое и, вероятно, она определяется равномерным охлаждением купола от периферии (верхней, грибообразной части) к центру.

В 200 м к северу от описанного купола расположен следующий небольшой холм, сложенный липарито-дацитом. Горные выработки вскрывают его строение. Длина холма 300 м, ширина — 150 м, высота — около 20 м. Холм вытянут в меридиональном направлении. Липарито-дацит здесь серого цвета, афанитовой структуры (без заметных порфиоровых выделений) с точечными зернами розового граната (рис. 14, 8).

Описанные три купола липарито-дацита расположены на прямой меридионального направления. Все они вытянуты в этом же направлении и обладают меридиональным направлением флюидалности. Кроме того, они имеют близкий петрографический состав (с гранатами), вероятно, обусловлены единым очагом и общей зоной разлома меридионального направления.

В 4 км к северо-западу от пос. Перечин расположена гора Данилов Верх, сложенная гранатовым липарито-дацитом (рис. 14, 7). Гора вытянута в субширотном направлении (азимут  $110^\circ$ ). Ширина ее около 400 м, длина 850 м, относительная высота около 120 м. Вершина горы сложена брекчированным липарито-дацитом, состоящим из угловатых

обломков размерами до 5 см, прочно спекшихся в общую массу. Ввиду отсутствия обнажений, трудно судить о строении описанного массива, но нужно полагать, что он также представляет собой купол. Липарито-дацит светло-серого цвета, при выветривании становится белым. В нем присутствуют хорошо ограниченные гранаты размерами 1—2 мм (на 1 дм<sup>2</sup> их приходится 6—7 штук).

В 1,5 км к западу расположена гора Бубен, также сложенная липарито-дацитом, окруженная туфами андезита (рис. 14, 6). В плане она имеет эллипсоидальную форму (370 × 200 м), вытянутую в широтном направлении. Относительная высота горы около 50 м. Флюидалность липарито-дацита совпадает с вытянутостью горы. На вершине горы флюидалность имеет наклон под углом 60° на север, а в западной части азимут падения 30—50°, < 60—80°. Полученные данные позволяют сделать вывод, что липарито-дацит залегает здесь в виде купола, вытянутого в широтном направлении.

Расположение куполов липарито-дацита на линии широтного простирания, вытянутость куполов в этом же направлении, так же как и ориентировка флюидалности, близкий петрографический состав всех упомянутых куполов позволяют сделать предположение, что они приурочены к зоне разлома широтного простирания. О возрасте их судить трудно, возможно, они относятся не к третьей, а к четвертой фазе вулканизма.

В 1 км на северо-восток от описанных куполов расположены два небольших холма. Южный холм имеет ширину 100 м и длину около 200 м. Он вытянут в северо-западном направлении (рис. 14, 3, 4). В небольших коренных выходах светло-серого биотитового липарито-дацита здесь едва заметна флюидалность и первичная трещиноватость, имеющие вертикальное падение и азимут простирания 330°, совпадающий с вытянутостью холма. Другой холм расположен в 200 м от описанного. Его диаметр около 150 м, и он несколько вытянут в меридиональном направлении. Он сложен липарито-дацитом и, вероятно, представляет собой также купол. Описанные два небольших купола, вероятно, связаны с зоной разлома меридионального направления.

В 5 км к западу от пос. Перечин, по ключу Сировому, обнажена дайка липарито-дацита мощностью около 100 м, вытянутая более чем на 1 км в меридиональном направлении (рис. 14, 11). Она прорывает андезит-базальты и их агломератовые туфы. На контакте андезито-базальт имеет красно-бурый и коричневый цвет и теряет прочность. Агломератовые туфы андезито-базальта на контакте с дацитом также имеют красный цвет. Липарито-дацит дайки вблизи контакта имеет зону закалки мощностью 5 см, приобретая почти черный цвет, и облик обсидиана. В свою очередь, липарито-дацит прорван дайкой андезита (вероятно, четвертой фазы вулканизма) широтного простирания и вертикального падения. При этом контактовых изменений почти не наблюдается.

К северо-западу от пос. Перечин, в районе с. Новоселица и южнее, имеется еще четыре купола липарито-дацита и мощная дайка меридионального простирания, прослеженная на протяжении 1,5 км. Купола вытянуты тоже в меридиональном или близком к нему направлении (рис. 14, 1, 2).

Кроме экструзий липарито-дацита в данном районе значительным распространением пользуются гранатовые туфы липарито-дацита. Они иногда залегают непосредственно на отложениях палеогенового флиша или на туфах андезито-базальта и перекрываются вулканогенными образованиями основного состава, четвертой фазы вулканизма.

Как видно из описания, почти все купола и дайки липарито-дацита (за исключением куполов Бубен и Данилов Верх) приурочены к

разломам меридионального направления. Описанные купола и дайки липарито-дацита расположены на относительно небольшой площади, имеющей поперечник порядка 5 км. Все они, вероятно, связаны с общим очагом, магма которого пересыщена глиноземом, результатом чего является большое количество гранатов.

В 1961 г. в районе с. Ворочево нами встречены липарито-дациты светло-серого цвета, залегающие в виде лавового потока на туфах андезито-базальта, которые, в свою очередь, лежат на размывтой поверхности пород палеогенового флиша. Липарито-дацит перекрывается мощным горизонтом агломератовых туфов андезито-базальта. Таким образом, для Перечинского района впервые установлено такое же взаимоотношение липарито-дацитов, как и для других районов, т. е. они перекрывают основные породы и завершают третью фазу вулканизма и, в свою очередь, перекрываются основными породами четвертой фазы. Таким образом, представления о нижнесарматском возрасте описываемых экзтрузий следует считать устаревшими (Мерлич, Спитковская, 1958; Костюк, Сасин, 1958).

К описываемым экзтрузиям липарито-дацитов, надо полагать, относятся гипабиссальные тела микрогранитов и микрогранодиорит-порфиров, расположенных в 7 км севернее, в районе с. Дубриничи. Они имеют состав, близкий составу экзтрузий Перечинского района, и так же, как и последние, содержат магматический гранат. От липарито-дацитовых экзтрузий они отличаются тем, что их апикальные части эродированы и они представляются как гипабиссальные тела, и в соответствии с этим описаны вместе с малыми интрузиями.

Описываемые липарито-дациты обладают порфировой структурой. Количество порфировых выделений колеблется от 5 до 30%. Они представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом, роговой обманкой, гиперстеном и гранатом, присутствующими в различных пропорциях. По имеющимся у нас материалам, дациты с порфировыми выделениями гиперстена развиты в центральной части области распространения описываемых экзтрузий, в районе ключа Сирового. Липарито-дациты с порфировыми выделениями кварца, биотита и небольшого количества роговой обманки развиты в западной части пос. Перечин. В южной части, в районе с. Ворочево, и в северной, в районе с. Дубриничи, развиты лейкократовые разновидности со значительным количеством кварца. Таким образом, наиболее кислые разновидности описываемых пород, приближающиеся к липаритам и микрогранитам, развиты по периферии области распространения описываемых экзтрузий, а наиболее основные — в центре. К наиболее кислым разновидностям липарито-дацитов и микрогранитов и именно к апикальной части куполов приурочен магматический гранат — альмандин.

Плагиоклаз во всех случаях является преобладающим среди порфировых выделений. Он почти всегда зонален. В средней части № 50—51 и иногда 61, а в краевой — № 40—41. Кристаллы кварца размером до 2 мм, оплавленные и трещиноватые, часто с включенным стеклом. Таблички биотита имеют длину до 1—1,5 мм и обладают резким плеохроизмом ( $N_g=1,690$  до 1,676). Роговая обманка присутствует в зернах с хорошей огранкой, размерами до 0,5—0,7 мм, с  $2V = -72, -76^\circ$ . Гиперстен встречен в дацитах только по ключу Сировому и в небольшом количестве. Основная масса липарито-дацита в дайках, в особенности вблизи контактов, обладает витрофировой структурой. В апикальных частях куполов и главным образом по периферии их структура гиалопилитовая со значительным количеством стекла, но по мере удаления от контакта она переходит в микропойкилитовую. В эродированных куполах (в их средней части) в породе стекло отсутствует, и по своей структуре она приближается к аллотриоморфной.

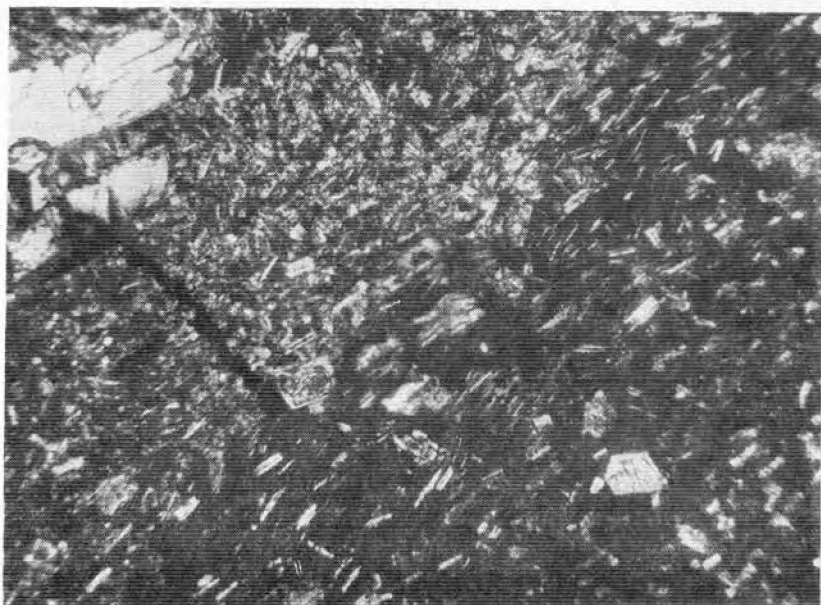


Рис. 27. Липарито-дацит третьей фазы вулканизма (пос. Перечин). Флюидалность, выраженная различной степенью кристаллизации. Шл. 23. Николи +.  $\times 40$ .

Порода состоит, в основном, из микролитов плагиоклаза № 28—32 и кварца. В небольшом количестве присутствует рудная пыль. Флюидалность липарито-дацитов обусловлена различной степенью кристаллизации и ориентировкой микролитов, что хорошо видно под микроскопом (рис. 27).

Таким образом, можно полагать, что в куполах липарито-дацита, на глубине в несколько десятков метров будут залегать гранодиорит-порфиры, аналогичные вышковским.

Если гипабиссальные тела микрогранита и микрогранодиорита считать корнями экструзий, аналогичными перечинским липарито-дацитового состава, и связывать их с единым магматическим очагом, то предполагаемая ширина этого очага на юге будет 5 км, а длина около 12 км.

Здесь преобладают витрокластические туфы, но обломки кристаллов в них аналогичны описанным липарито-дацитам. Следует обратить внимание на то, что в туфах содержится большое количество магматического граната и отложение их предшествовало экструзиям липарито-дацита. В куполах липарито-дацита он также концентрируется в апикальных частях. Это указывает на концентрацию граната в верхней части магматического очага.

Химические анализы горных пород перечинских экструзий и туфов показали высокое содержание кремнезема. Так, в обр. 92 содержание  $\text{SiO}_2 = 67,52\%$ , а в обр. 26—71,54%, что позволяет отнести их к липарито-дациту и по пробе 26 из горы Великой у Перечина — к липариту (табл. 13).

К югу от с. Новоселица, в области развития меридиональной дайки и куполов липарито-дацита, вулканогенные образования гидротермально изменены, главным образом аргиллизированы; зона измененных пород вытянута в меридиональном направлении на 1,5 км при ширине 300—500 м. Надо полагать, что основная масса метасоматитов связана с экструзиями третьей фазы вулканизма; возможно, здесь после четвертой фазы вулканизма также проявились метасоматические процессы.

Таблица 13

Химический состав средне-кислых горных пород третьей фазы вулканизма, %

Окислы	3317-Л	1-Д	1625	4701	78-А	34	570-а	36	38	40	2	6337-а	3112	47	352	71-А	100	92	3854	26
SiO <sub>2</sub>	60,78	60,94	61,19	61,66	61,67	61,70	61,91	62,20	62,70	62,97	63,40	64,00	64,10	64,14	65,50	65,86	66,96	67,52	68,68	71,54
TiO <sub>2</sub>	1,32	0,50	0,89	0,25	1,19	1,26	1,35	0,64	0,71	1,22	0,38	0,47	0,26	0,80	0,31	0,91	0,98	0,21	0,25	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,28	16,48	18,94	18,81	17,85	16,98	17,83	16,32	19,73	15,73	15,90	18,14	19,50	18,21	19,50	15,29	13,12	17,81	15,44	16,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	1,61	2,35	1,94	4,74	4,57	4,42	3,29	4,34	4,77	1,12	0,70	1,48	2,65	1,53	5,20	6,71	2,13	3,03	0,20
FeO	3,16	3,67	1,26	0,91	1,89	2,73	1,27	2,08	2,15	2,05	3,30	6,14	0,57	1,58	0,73	0,22	0,07	0,44	0,30	0,67
MnO	0,099	0,10	0,06	0,06	0,01	0,03	0,06	0,07	0,10	0,01	0,09	0,29	0,03	Сл.	0,06	0,02	0,06	0,04	0,04	Сл.
MgO	1,50	2,64	1,79	1,06	1,41	1,47	1,99	0,51	0,98	1,84	1,18	0,18	0,75	0,76	0,52	1,66	1,42	0,26	0,72	0,37
CaO	5,32	6,04	4,88	4,10	5,91	5,87	5,71	4,62	4,60	4,85	5,31	4,22	3,08	4,62	4,02	4,29	3,82	3,17	2,46	1,45
Na <sub>2</sub> O	2,43	1,20	2,13	2,44	2,32	2,12	2,45	2,73	3,31	2,36	2,92	2,71	2,37	3,14	3,94	2,22	2,44	2,60	2,64	3,23
K <sub>2</sub> O	3,18	1,57	2,32	2,83	1,64	1,21	2,04	2,84	2,28	2,18	1,75	2,49	2,96	2,78	2,63	2,13	2,56	2,52	4,75	3,53
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	0,73	1,11	0,50	—	—	1,00	—	—	—	—	0,75	1,10	0,93	2,55	—	1,56
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,04	1,69	1,81	3,12	—	—	—	1,22	1,22	—	1,21	—	2,15	0,94	0,92	—	0,98	1,14	0,73	1,56
SO <sub>3</sub>	—	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	1,17	—	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. н. п.	3,05	3,17	2,46	2,39	0,29	0,51	0,22	2,58	1,41	0,52	2,58	0,20	3,59	0,86	—	0,60	0,61	—	0,51	—
Сумма	101,75	99,89	100,09	99,87	99,65	99,56	99,75	99,44	100,63	99,50	99,86	99,34	100,84	100,48	100,41	99,50	99,58	100,39	99,55	100,36

Примечание. Место взятия проб: 3317-Л — западная часть среднянского купола (у с. Середнее); 1-Д — район с. Вышково; 1625 — район с. Чинаднево; 4701 — гора Острая у с. Середнее; 78-А — юго-восточный склон Черной горы; 34 — центральная часть Черной горы; 570-а — там же; 36 — гора Керегедь у с. Роково; 38 — там же; 40 — карьер Роково; 2 — район с. Велятино; 6337-а — левобережье р. Лагорницы у с. Буковинка; 3112 — в 2,5 км на север от с. Середнее; 47 — гора Керегедь у с. Роково; 352 — с. Чикош — с. Горонда, скв. 352; 71-А — Черная гора; 100 — с. Веряца на левобережье р. Тисы; 92 — район пос. Перечин; 3854 — гора Великая к востоку от г. Мукачево; 26 — район пос. Перечин.

Анализы 3317-Л, 1625, 4701, 2, 6337-а, 352, 3854, 26 проведены аналитиками Р. И. Мацюк и Л. Г. Сабовой; 78-А, 34, 570-а, 40, 71-А, 100 заимствованы из работы В. В. Золотухина (1960); 92 — В. П. Костюка (1951); 36, 38, 47 — О. К. Паскорской (1959).

В районе пос. Перечин — г. Ужгород широко развиты грубообломочные вулканогенные образования. Здесь же имеются экструзии андезито-базальтов и андезитов и мощные потоки лав. Все это указывает на близость центра извержения крупного полигенного вулкана. Однако на территории Советских Карпат, где вулканогенные образования на правом берегу р. Уж протягиваются относительно неширокой полосой вдоль чехословацкой границы, нет данных о нахождении здесь центра вулкана. На территории Чехословакии расположен крупный вулканический массив Выгорлат, отроги которого опускаются на территорию СССР. Надо полагать, что центр вулкана и расположен в пределах массива Выгорлат.

#### *Дациты района с. Середнее*

Между городами Мукачево и Ужгород, в районе с. Середнее, расположен ряд гор, сложенных преимущественно андезито-дацитами и, в меньшей мере, дацитами и липарито-дацитами.

Наиболее крупная многоглавая гора расположена к северу от с. Середнее. В плане ее форма приближается к эллипсу ( $5,5 \times 3,5$  км), длинная ось которого ориентирована меридионально. Относительная высота горы 220 м. Судя по флюидалности, массив андезито-дацита имеет сложное строение. Его можно рассматривать как пять сросшихся куполов с лавовыми потоками (рис. 14, 54—58), но возможно, это один сложный купол. В центральной части массива, судя по флюидалности, выдавливание лавы происходило пятью отдельными блоками (или куполами). Во внутренних частях флюидалность ориентирована вертикально и имеет меридиональное или близкое к нему направление. К востоку и западу от блоков флюидалность выполаживается с образованием веерообразной структуры. Центральные части блоков выделяются в рельефе в виде пиков. Выдавливание лавы, вероятно, происходило одновременно. В северной и западной частях массива флюидалность имеет углы падения от 45 до 60°, в направлении от центра к периферии. В южной и юго-восточной его частях флюидалность выполаживается до 20—10° и в мощном потоке становится почти горизонтальной. Оконечности лавовых потоков сложены кластолавой, состоящей из глыб и обломков светло-серого слабопористого андезито-дацита, сцементированного белой пористой лавой. (Образование кластолавы рассматривалось нами при описании береговских липаритовых куполов.)

Мелкий обломочный материал, выполняющий промежутки между более крупными обломками, в результате вторичного разогрева расплавлялся, вспучивался и цементировал крупные глыбы. При массовом просмотре шлифов обнаружены постепенные переходы от спекшихся мелких обломков к однородно вспученному стеклу (рис. 28).

Андезито-дацит в пределах всего массива и каждого блока купола неоднородный. В центральных частях он разбит редкими вертикальными трещинами, в результате чего проявляется параллелепипедальная отдельность. Цвет лавы в этих частях светло-серый, пористость отсутствует. Основная масса андезито-дацита здесь имеет микропиклитовую структуру (полностью раскристаллизована). По мере удаления от центральных участков расстояния между вертикальными трещинами сокращаются, появляется хорошо заметная флюидалность. Направления трещин и флюидалности совпадают. К периферии блоков флюидалность и трещиноватость становятся наклонными. Андезито-дацит из светло-серого становится серым. Основная масса его приобретает гиалопиклитовую структуру, и чем ближе к контакту, тем количество стекла возрастает и основная масса соответственно постепенно приобретает витрофировую структуру; липарито-дацит становится черным и переходит в обсидиан, иногда с перлитовой текстурой. В этих случаях основная масса

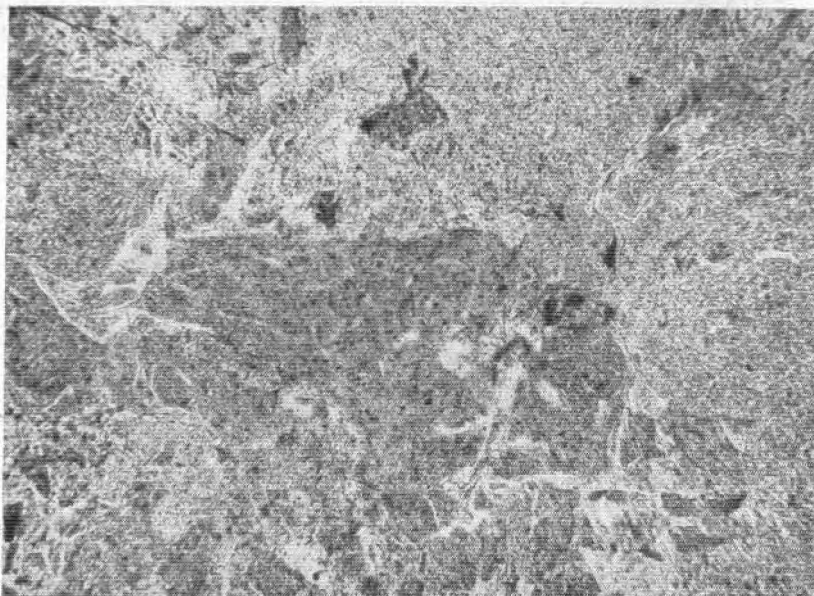


Рис. 28. Кластолава дацита Середнянского купола. В шлифе видны угловатые обломки стекла, сцементированные стеклом. Шл. 1918-а. Свет простой.  $\times 40$ .

породы полностью состоит из прозрачного, слегка желтоватого стекла без микролитов. Описанные переходные зоны между отдельными блоками редки, зато по периферии массива они ярко проявляются; здесь же широко развита зона светло-серых, почти белых кластолав. Стекловатые перлиты наблюдались в скважинах на глубине в несколько десятков метров.

На вершине указанного сложного купола сохранились остатки кровли, представленные конгломератами, аргиллитами и реже песчаниками и туфопесчаниками ильницкой свиты. Изменения в них проявляются только у самого контакта. Это слабое ороговикование, выражающееся в уплотнении породы с перекристаллизацией кварца.

Наличие кровли песчано-глинистых пород и сохранившиеся в блоках сложного купола пикки позволяют сделать вывод, что купол эродирован слабо и сохранил свои первичные формы.

Кроме описанного купола (к юго-западу от него) установлено еще 6 куполов диаметром от нескольких сот метров до 1,5 км; юго-западный купол — сложный, он состоит из двух блоков и имеет диаметр 2,5 км (рис. 14, 24—29).

На поверхности многих куполов проявляется кластолава, в которой обломки пористого и плотного дацита сцементированы слабопористой дацитовой лавой. На отдельных участках куполов наблюдается брекчиевая лава. Простирание флюиальности субмеридиональное, такое же как и на Середнянском сложном куполе<sup>1</sup>.

В 1,5 км к северу от сложного Середнянского купола обнаружен спекшийся туф липарито-дацита, переходящий в кластолаву с большим количеством гранатов. Вероятно, он также связан с образованием Середнянского купола.

Меридиональная ориентировка флюиальности и вытянутость сложного Середнянского купола свидетельствуют о том, что образование их

<sup>1</sup> В юго-западной части самого крупного купола (гора Путка), как исключение, направление флюиальности северо-западное.

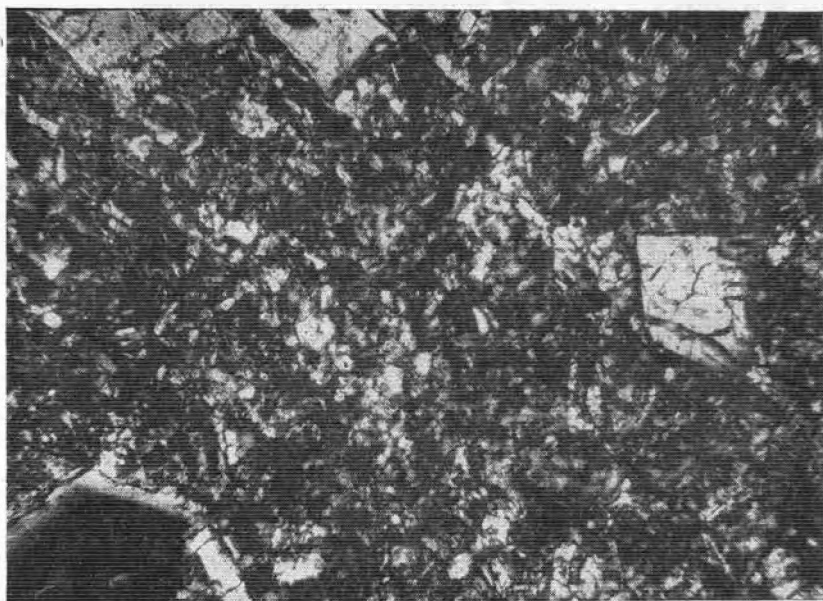


Рис. 29. Дацит Среднянского купола с микрогипидиоморфнозернистой структурой. Шл. 3081. Никколи +.  $\times 40$ .

связано с разломами субмеридионального направления. Купола как бы образуют зону (12 $\times$ 4 км), вытянутую в северо-восточном направлении; возможно, они связаны с общим магматическим очагом, вытянутым в северо-восточном направлении (перпендикулярно простиранию Выгорлат-Гутинской гряды).

Для описываемых дацитов и андезитов-дацитов характерно малое количество темноцветных компонентов, представленных гиперстеном и небольшим количеством роговой обманки. Из порфировых выделений преобладает плагиоклаз, составляющий от 30 до 40% объема породы. Он, как правило, зонален. В средних частях это № 65—67, а в крайних — № 53—55. Гиперстен присутствует в виде изометричных кристаллов,  $2V = -56, -59^\circ$ ;  $N_g = 1,726$ ;  $N_r = 1,714$ , что соответствует 51% железистого компонента. В некоторых образцах показатель преломления снижается до  $N_g = 1,715$ ;  $N_r = 1,712$  (43% железистого компонента). Основная масса имеет преимущественно микропоякалитовую структуру, но по периферии Среднянского сложного купола, где развиты перлитовые разновидности, кластолава переходит в витрокластическую, а в центральной части — микрогипидиоморфнозернистую (рис. 29). Показатель преломления стекла, определенный в стекловатых липаритах, равен 1,507, что соответствует 70% кремнезема в стекле. В шлихах протолочных проб, взятых в пределах сложного Среднянского купола и его лавовых потоков, отмечен гранат, который концентрируется в апикальной его части и в лавовых потоках. Аксессуарные представлены цирконом, рутилом и апатитом. Из рудных присутствуют магнетит, ильменит, гематит и пирит.

#### *Экструзии дацитов в районе г. Мукачево*

Следующая область развития экструзий средне-кислого состава — район г. Мукачево, детально изучена благодаря проведенным здесь геолого-съемочным и разведочным работам. Здесь преобладают андезитодациты, но отмечены и более кислые разновидности, вплоть до липарито-дацитов.

В юго-восточной части г. Мукачево расположена гора Великая, вытянутая меридионально ( $1,3 \times 1$  км). Относительная высота ее 150 м. В центральной части горы большим карьером вскрыты андезито-дациты сиренево-серого цвета, обладающие хорошо выраженной вертикальной флюидалностью меридионального направления. На восточном склоне горы флюидалность постепенно приобретает наклон на запад до  $30^\circ$ , а на западном (но в пределах вершины) — на северо-запад, т. е. купол имеет веерообразное строение. У подножья западного склона флюидалность имеет азимут падения  $260^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ . Следовательно, это сложный (двойной) купол субмеридионального простирания (рис. 14, 120, 121). К северу и востоку от горы Великой расположен ряд более плоских возвышенностей, несколько меньших размеров и высотой 80—115 м (горы Павлова, Полова, Камяница, Кирал-Сек и др.). В связи с разведкой месторождения угля почти все возвышенности пробурены многочисленными скважинами. Установлено, что они представляют собой остатки лавового потока андезито-дацита мощностью около 80—100 м. Нижняя часть лавового потока сложена кластолавой с глыбами размером 0,1—0,2 м (в западной части горы Попова).

Андезито-дацит возвышенностей такой же, как у горы Великой, но обладает горизонтальной флюидалностью. На некоторых участках в нижней части потока увеличивается пористость и наблюдается переход лавы в черную стекловатую разновидность. Структура основной массы дацита, слагающего купол горы Великой, микропояклитовая, а останцов потоков — гиалопилитовая (в нижней части потоков — витрофировая).

Таким образом, гора Великая представляет собой меридионально вытянутый сложный купол андезито-дацита с лавовым потоком.

В 10 км к северо-востоку от г. Мукачево, в районе с. Чинадиево, на левобережье и правобережье р. Латорицы развиты андезито-дациты. Скважинами, пройденными в пределах поймы Латорицы, установлено залегание андезито-дацитов и под аллювием. На левобережье р. Латорицы они прорывают и метаморфизуют андезито-базальтовые туфы ильницкой свиты и перекрываются более молодым андезито-базальтом третьей фазы вулканизма. Андезито-дацит светло-серого цвета образует скалы высотой до 30 м, в которых можно наблюдать систему первичных трещин, имеющих северо-западное простирание и угол падения  $75^\circ$  (рис. 30). По данным скважин, андезито-дацит в пределах поймы Латорицы имеет вертикальную флюидалность. На правобережье Латорицы андезито-дацит серого цвета (с гранатом) прорывает андезито-базальтовые туфы третьей фазы вулканизма и перекрывается андезито-базальтом четвертой фазы. В обнажении видно куполообразное строение андезито-дацита с сохранившейся апикальной частью купола. Верхняя часть его мощностью около 2 м представлена пористой кластолавой. По мере удаления от поверхности пористость и примесь обломков андезито-дацита уменьшается. Флюидалность в андезито-даците имеет азимут падения  $215^\circ$ ,  $\angle 18-25^\circ$ . По имеющимся материалам можно заключить, что андезито-дацит в береговых обнажениях и под аллювием р. Латорицы представлен единым массивом. Его длина около 2,5 км, а ширина 2 км, вытянут он в субмеридиональном направлении и, вероятно, представляет собой сложный купол. Возрастное положение его устанавливается точно. Он прорывает туфы третьей фазы вулканизма и перекрывается андезито-базальтом четвертой, т. е. относится к экстрезиям, завершившим третью фазу вулканизма (рис. 14, 129, 130).

В юго-западной части г. Мукачево расположен конусовидный холм Паланок, представляющий собой купол ( $500 \times 300$  м), вытянутый почти меридионально. Высота его 80 м. Он сложен андезито-дацитом серого цвета с сиреневым оттенком. На вершине горы вскрыт андезито-дацит

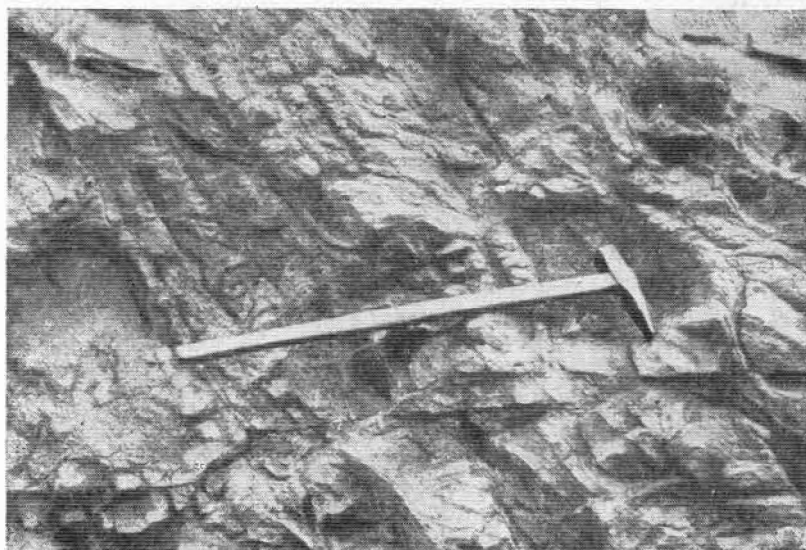


Рис. 30. Флюидалность андезито-дацита у с. Буковинка

с вертикальной флюидалностью субмеридионального направления (рис. 14, 119).

В западной части г. Мукачево расположена гора Ловачка, также сложенная андезито-дацитом. Гора Ловачка представляет собой удлиненную в северо-восточном направлении возвышенность (2000×300 м). Высота ее 175 м. Андезито-дацит разбит здесь двумя системами трещин (азимуты падения  $60^\circ$ ,  $\angle 45^\circ$  и  $190^\circ$ ,  $\angle 20^\circ$ ). В центральной части горы флюидалность и полосчатость вертикальные, азимут простирания  $50^\circ$ , на юго-восточных склонах азимут простирания  $320^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ , т. е. купол имеет веерообразное строение (рис. 14, 118). В породе наблюдается большое количество ксенолитов андезито-базальта, как правило окисленных. В северо-восточной части горы Ловачка андезито-дацит окружен кластолавой такого же состава. Кластолава состоит из угловатых обломков андезито-дацита (от псаммитового материала до глыб около 1 м в поперечнике). Основная цементирующая масса светлая тонкокристаллическая, вероятно, образовалась за счет спекания и вспучивания тонкообломочного материала. Кроме обломков андезито-дацита в породе присутствуют окисленные до красного цвета обломки андезито-базальта. Следовательно, купол андезито-дацита горы Ловачка возник, вероятно, на одной трещине с куполом Поланок.

Таким образом, в районе г. Мукачево располагаются четыре купола: Поланок, Ловачка, Великая и Чинадиево. Последние два купола сложные: купол Великая состоит из двух блоков, и от нее отходит мощный лавовый поток.

Породы, слагающие экструзии, обладают различным петрографическим составом — от андезито-дацитов с содержанием кремнезема 61,19% до липарито-дацитов горы Великой ( $\text{SiO}_2=68,68\%$ ). К группе этих же экструзий, надо полагать, относятся гранатовые гранодиорит-порфиры, развитые южнее пос. Свалява. Для пород характерно значительное количество порфировых выделений, представленных преимущественно плагиоклазом, иногда до 50%. Размер их обычно 1—2 и до 3 мм в поперечнике. Во всех разновидностях плагиоклазы обладают зональностью и часто содержат вулканическое стекло. В центральной части зерен — плагиоклаз № 56—68, а по периферии и в мелких кристаллах

№ 52—54. В более основных разновидностях темноцветные компоненты представлены гиперстеном с  $2V = -59, -60^\circ$ ,  $cNg = 40-43^\circ$  и  $Ng = 1,715$ ,  $Np = 1,712$ , что соответствует 42% железистого компонента.

Очень редко встречается гиперстен с  $2V = 52, 54^\circ$ . В более кислых разновидностях, слагающих лавовые потоки, отходящие от купола горы Великой, присутствуют биотит и роговая обманка. Основная масса обычно гналопилитовой структуры с переходом в микропойкилитовую. Она состоит из микролитов плагиоклаза, кварца, а в стекловатых разновидностях — и стекла. В центральной части купола горы Великой дацит наиболее раскристаллизован и обладает аллотриоморфной структурой с участками микропойкилитовой, вследствие чего порода приближается к интрузивной. Аксессуарные представлены цирконом, апатитом, корундом, рудные — ильменитом и магнетитом. В районе с. Чинадиево в апикальной части небольшого купола протолочные пробы показали наличие граната.

Андезито-дациты, слагающие все Мукачевские купола, имеют близкий петрографический состав. Купола располагаются в зоне, вытянутой в северо-восточном направлении на 6 км<sup>1</sup>, и, вероятно, связаны с общим магматическим очагом, вытянутым в северо-восточном направлении, т. е. перпендикулярно Выгорлат-Гутинской гряде. Разломы, по которым поднималась магма к поверхности, имели меридиональное или близкое к нему направление.

### *Экструзии дацита в районе г. Хуста*

Между городами Виноградово и Хуст расположена еще одна область развития дацитов и андезито-дацитов. Дациты, развитые к востоку от г. Виноградово, в пределах Черной горы, были описаны нами выше. Еще далее на восток, на правобережье р. Тисы, андезито-дациты развиты в районе ст. Рокосово. Они занимают площадь, вытянутую на три километра в северо-западном направлении при ширине от 1 км до 500 м. Над поймой р. Тисы они возвышаются на 30—40 м. По правобережью р. Тисы, на протяжении 3 км они вскрыты карьерами и естественными обнажениями. В восточной части карьера андезито-дациты обладают хорошо выраженной флюидалностью и пористостью, имеющей падение от вертикального до  $15^\circ$  и азимут — от 20 до  $30^\circ$ . На контакте с туфом андезито-дацит представлен кластолавою, состоящей из угловатых обломков андезито-дацита, сцементированных слабопористой, вероятно вторичной лавой. Иногда в кластолаве присутствуют обломки андезито-базальта и туфа из подстилающей толщи. На контакте подстилающий туф на глубину 1 м окислен до красного цвета (обжиг). В центральной части карьера обнаруживается сложное строение массива андезито-дацита, в котором флюидалность, полосчатость и первичная трещиноватость — вертикальные и имеют близкое к меридиональному направление (рис. 16, 297—300). При удалении от них на восток и на запад трещиноватость выполаживается и становится веерообразной. В северо-западной части массива флюидалность горизонтальная: здесь андезито-дацит образует поток, залегающий на мощной толще андезито-дацитовых туфов. У ст. Рокосово массив андезито-дацита залегает в виде сложного купола с меридионально направленной флюидалностью<sup>2</sup>.

Сложный купол андезито-дацита разбит системой сбросов, преимущественно северо-восточного направления. В области сбросов наблюда-

<sup>1</sup> Если сюда включить гранатовый диорит-порфир, встреченный скважиной у пос. Свалява, около 20×6 км.

<sup>2</sup> О куполообразном строении Рокосовского массива сообщали В. С. Соболев и др. (1947) и В. В. Золотухин (1961).

ются каолинизация, окремнение, лимонитизация. Здесь можно видеть прожилки пирита толщиной 2—3 см и его линзы — до 10 см в поперечнике.

К югу от описанного сложного купола, на левобережье р. Тисы обнажается массив андезито-дацита (6×2 км), вытянутый в северо-западном направлении. В карьере и береговых обрывах между селами Веряца и Крива флюиальность, полосчатость и трещиноватость близки к вертикальным. В северо-западной части массива флюиальность падает под углом 65° на юго-запад и, по мере движения на восток, переходит в вертикальную (меридионального направления) и снова выполаживается с падением на восток под углом 75°.

В 2 км к югу от берега р. Тисы и к востоку от г. Горбки, в небольших обнажениях андезито-дацита проявляется вертикальная флюиальность по азимуту простирания 160° (рис. 16, 313). В южной части массива (в восточной части с. Черна), в многочисленных карьерах и обнажениях вертикальная флюиальность ориентирована по азимуту 130—140°, т. е. андезито-дациты района Веряца — Черна представляют собой сложную экструзию северо-западного простирания, ориентировка которой в северной части становится меридиональной (рис. 16, 315). Не исключена возможность, что экструзии андезито-дацита по левобережью и правобережью р. Тисы разобщены только на поверхности, где река промыла так называемые Хустские ворота.

В восточной части с. Крива, на левобережье р. Тисы находится небольшой выход андезито-дацита (300×800 м), вытянутый в северо-западном направлении. Андезито-дациты обладают здесь не свойственной кислым породам столбчатой отдельностью. Поперечник столбов равен 10—15 см причем иногда одна и та же грань в пределах столба изменяет свою ширину, что влияет на толщину столбов. В средней части купола столбы залегают вертикально, а к бортам его приобретают наклоны, образуя как бы перевернутый веер. Далее, вверх по ключу андезито-дацит постепенно приобретает плитчатую отдельность. Толщина плиток 3—5 см, залегают они вертикально, по азимуту 90°. Об условиях залегания андезито-дацита судить трудно, но столбчатая отдельность и вертикальная плитчатая отдельность наводят на мысль о залегании его в виде купола.

В западной части с. Крива андезито-дацит залегает мощным потоком с хорошо выраженной близкой к горизонтальной флюиальностью. Он занимает площадь около 0,5 км<sup>2</sup>, перекрывая угленосно-туфогенные отложения ильницкой свиты и андезито-дацитовые туфы.

Описанные экструзии андезито-дацита, вместе с экструзиями дацитов Черной горы, занимают площадь 4—8 км на 14 км, расширяющуюся к востоку и вытянутую в субширотном направлении. Однако флюиальность в экструзиях андезито-дацита имеет направление, близкое к меридиональному.

К югу от г. Виноградово, на границе с Румынией расположен большой удлиненной формы массив андезито-дацита, занимающий на советской территории площадь 6×1 км. В юго-западной его части карьером вскрыт андезито-дацит с первичной трещиноватостью и слабо развитой флюиальностью (рис. 16, 322). В центральной части карьера флюиальность вертикальная, с простиранием 40°, в северной части азимут ее падения 130°, ∠70—60°, а в южной — 320°, ∠85°. Трещины отдельности заполнены водным алюмосиликатом (возможно, ферригаллуазит). Далее на северо-восток андезито-дацит обладает четко выраженной почти горизонтальной флюиальностью, и только в центральной части массива флюиальность приобретает углы наклона 20 и 40° на юго-восток и восток (рис. 16, 323). Возможно, здесь находится часть эродированного купола. Отмеченные андезито-дациты залегают в виде

изолированного массива среди поймы р. Тисы и в восточной части продолжают на территории Румынии. Кроме того, на левобережье р. Тисы, в районе с. Вышково В. Н. Зайцевой установлено три купола дацита.

Экструзии в районе г. Виноградово и г. Хуста также имеют разнообразный состав от андезито-дацитов в районе ст. Рокосово до дацитов — на Черной горе; к ним же, видимо, следует отнести липариты в с. Королево и возле с. Великая Копаня (рис. 16, 312-а, 312-б). Петрографические особенности их очень близки описанным выше экструзиям. В их состав также входит плагиоклаз с повышенной основностью, а темноцветные компоненты обладают повышенной железистостью. Детальное описание экструзий среднего и кислого состава дано в работах В. В. Золотухина (1960) и Л. Г. Данилович (1963).

Описанные выше четыре группы экструзий дацитов (табл. 14) имеют следующие особенности.

Таблица 14

Общие сведения о кислых экструзиях третьей фазы вулканизма\*

Район	Размеры области экструзий, км	Ориентировка области	Состав породы
Перечинский . . . .	5×12	Северо-восточная	Липарито-дацит
Среднянский . . . .	4×12	Северо-восточная	Андезито-дацит
Мукачевский . . . .	6×11	Северо-восточная	Дацит, андезито-дацит
Виноградово-Хустский . . . . .	4(8)×14	Субширотная	Липарит, дацит, андезито-дацит

\* Общее направление флюиальности во всех экструзиях меридиональное.

1. Экструзии располагаются в пределах Выгорлат-Гутинской гряды на расстоянии 20—40 км одна от другой.

2. Они приурочены главным образом к южной, внутренней части Выгорлат-Гутинской гряды.

3. Области распространения экструзий вытянуты перпендикулярно Выгорлат-Гутинской гряде; в районе г. Хуста гряда приобретает меридиональное направление, соответственно область развития экструзий — широтное.

4. Выходы отдельных экструзий связаны с трещинами субмеридионального направления.

5. Для лав экструзий характерно наличие магматического граната (альмандина), количество которого уменьшается к востоку. В Виноградово-Хустских экструзиях гранат не отмечен.

6. В районе пос. Перечин экструзии представлены липарито-дацитами, и здесь наиболее развиты метасоматические процессы. В остальных районах преобладают андезито-дациты и редко — дациты.

### Туфы дацитов

Образование туфов липарито-дацитов, дацитов и андезито-дацитов во всех описанных районах предшествовали экструзиям<sup>1</sup>.

Наиболее мощный горизонт андезито-дацитовых туфов развит в Виноградово-Хустском районе. В окрестностях ст. Рокосово андезито-да-

<sup>1</sup> Описание туфов среднекислого состава дается после описания экструзий того же состава (хотя они образовались раньше экструзий) в связи с тем, что туфы занимают более обширные площади, иногда образуя общий горизонт на смежных участках.



Рис. 31. Андезито-дацитовый туф с примесью плотных обломков у с. Рокосово

цитовые туфы обнажены карьерами и разведаны скважинами. Они залегают почти горизонтально на глыбовых агломератовых туфах андезито-базальта и перекрываются потоком андезито-дацита. Мощность туфов, по данным бурения, 52 м. Они сложены обломками пористого андезито-дацита белого цвета. Размер обломков 1—3 см в поперечнике, у отдельных обломков поперечник достигает 8 см. Форма обломков угловатая и округлая. В отложениях присутствуют прослои, содержащие примесь обломков плотного андезито-дацита темно-серого цвета с розовым или сиреневым оттенком (рис. 31). Размеры обломков в них колеблются от 1 до 5 см, хотя встречаются обломки до 50 см в поперечнике; форма их угловатая. Слоистость и сортировка материала в туфах отсутствуют, и наблюдается только едва заметное распределение по крупности, что позволяет отнести данные отложения к автохтонным туфам наземной фации. Цементом породы служит опалово-глинистая масса, образованная за счет разложения мелкого пеплового материала. При отколе от обнажения свежей сырой породы видно, что она слабо цементирована, но после некоторого пребывания на воздухе порода твердеет.

На левобережье р. Тисы, в районе с. Крива, широко распространены дацитовые туфы. Они залегают в верхней части угленосно-туфогенных отложений ильничкой свиты и интенсивно дислоцированы вместе с ними. В отличие от туфов правобережья Тисы, представленных лапиллиевым материалом с примесью агломератового, описываемые туфы залегают пластами мощностью от нескольких сантиметров до 2 м, представленными гравийными псаммитовыми разновидностями. Иногда в туфах присутствует примесь обломков размером до 3 см в поперечнике или, наоборот, встречаются алевритовые туфы с примесью более крупного материала. В туфах наблюдается примесь терригенного песка, что указывает на формирование туфов в водной среде.

Слоистость, связанная с водной дифференциацией материала по крупности, и наличие терригенной примеси позволяют отнести описываемые туфы к аллохтонной водной фации промежуточной зоны. В туфах имеются прослои тонковолокнистой пемзы толщиной до 1 см, вероятно, автохтонного происхождения.

Далее на юго-запад в районе с. Горбки туфы, представленные тонкообломочными пепловыми разновидностями, в значительной степени разложились и превратились в бентонитовую глину с редко встречающимися панцирями диатомей. Мощность горизонта туфов достигает 25 м (Малеев, 1948). Вероятно, накопление туфового материала происходило в этом районе в озерных условиях. Образованию туфа предшествовало накопление растительного материала, давшего залежь бурого угля мощностью 16 м.

К западу от ст. Рокосово, между Великой Копанью и Великим Раковцем, андезито-дацитовые туфы имеют также большое распространение. Они залегают в верхней части угленосно-туфогенных отложений ильницкой свиты в виде горизонта мощностью около 4 м.

В районе Иршавской котловины отмечены дацитовые пепловые туфы. Они залегают прослоями мощностью в несколько дециметров. Здесь же обнаружены прослои тонковолокнистой дацитовой пемзы (иногда среди пластов угля) толщиной 2—3 см.

Таким образом, туфы андезито-дацита широко распространены в восточной части Выгорлат-Гутинской гряды, но максимальную мощность и крупность материала они имеют в районе ст. Рокосово. Это обстоятельство позволяет предполагать в этом районе центр извержения.

К востоку от г. Мукачево андезито-дацитовые туфы залегают в верхней части угленосно-туфогенных отложений ильницкой свиты. Они представлены пепловыми и гравийными разновидностями, слагая пласты мощностью 1—2 м. Гравийные туфы состоят из обломков пористой лавы светло-серого цвета, угловатой и реже округлой формы. В небольшом количестве присутствуют обломки плагиоклаза, гиперстена, биотита и магнетита. Цемент опалово-глинистый. Пепловые туфы, как правило, представлены смешанными разновидностями. Они состоят из обломков стекла, обломков пористого андезито-дацита, плагиоклаза, гиперстена, биотита, магнетита и, иногда, небольшой примеси терригенного материала, представленного окатанными обломками кварца и выветрелыми обломками полевого шпата, а также растительного детрита. Туфы переслаиваются с песчаниками и аргиллитами. Суммарная мощность андезито-дацитовых туфов к востоку от г. Мукачево достигает 10—15 м. Они пользуются относительно небольшим распространением.

К северу от с. Среднего, возле с. Кибляры, андезито-дацитовые туфы представлены главным образом пепловым материалом и в небольшом количестве гравийным. Они залегают в верхней части ильницкой свиты. Снизу вверх по разрезу здесь залегают:

	Мощность, м
Осадочная толща, сложенная аргиллитами и прослоями песчаников	
Туфы андезито-дацита . . . . .	10
Конгломерат (вероятно, ильницкой свиты) . . . . .	5
Аргиллит . . . . .	15
Туффиты, преимущественно псаммитовые, андезито-базальта (четвертой фазы вулканизма) . . . . .	20—25

Выше залегает мощная толща агломератовых и лапиллиевых туфов. Туфы андезито-дацита залегают пластами мощностью в несколько дециметров и редко 1—2 м. В нижней части разреза залегают пизолитовые туфы, содержащие 30—50% шариков диаметром от 3 до 10 мм. Центральная часть шариков сложена тонкопсаммитовым или алевритовым материалом, а периферия окружена пелитовым материалом, имеющим сферическое строение. Иногда обломки пемзы также окружены пелитовым материалом и образуют пизолитовые шарики. Выше залегает тонкопсаммитовый слоистый туффит, переслаивающийся с более грубыми и тонкими туфами и туффитами (Малеев, 1963<sub>3</sub>).

Залегание туфов среди осадочных пород, примесь терригенного материала, слоистость, малая мощность прослоев и тонкость материала, слагающего туфы, позволяют отнести их к аллохтонной водной фации промежуточной или даже удаленной зоны. Однако пизолитовый материал обычно свойствен автохтонной фации и областям, расположенным вблизи эруптивных центров. Не исключена возможность, что описанные пизолитовые туфы Середнянского района отлагались в водной среде, а пизолитовые шарики сносились со склона вулкана грязевыми или временными потоками.

К северо-западу от пос. Перечин гранатовые липарито-дацитовые туфы подстилают агломератовые туфы андезито-базальта четвертой фазы вулканизма. Мощность их достигает 30—35 м. Текстура туфов массивная, слоистость выражена плохо. Преобладают гравийные и псаммитовые смешанные туфы. Цвет их светло-серый, почти белый. Они состоят из пемзовидных обломков липарито-дацита и обломков стекла с показателем преломления  $1,601-1,501 \pm 0,001$ , что близко к показателю преломления липаритового стекла. Обломки кристаллов представлены плагиоклазом, гранатом, биотитом и кварцем. Гранат представлен хорошо ограниченными кристаллами (преобладающие размеры 2 мм, а максимальное — 5 мм в поперечнике).

Отсутствие слоистости в туфах Перечинского района и пластов осадочных пород позволяет предположить, что они отлагались в наземных условиях.

Приведенные краткие сведения о дацитовых туфах показывают, что они слагают горизонты относительно небольшой мощности и области распространения их относительно невелики. Изучение пирокластического материала, представленного пемзовидными обломками, позволяет предполагать, что извержения здесь были плинианского типа. Накопление пирокластического материала в районе пос. Перечин и ст. Рокосово происходило в наземных условиях. Основная масса пирокластического материала отлагалась в водных условиях.

В настоящее время сохранился останец вулкана возле г. Виноградно (Черная гора). С ним, вероятно, связано образование Виноградно-Хустских экструзий и предшествовавшего им пирокластического материала. На наличие остатков вулкана в районе г. Мукачево указывали В. С. Соболев и др. (1947)<sup>1</sup>. Надо полагать, что в этом районе или несколько восточнее находился крупный полигенный вулкан, от которого остались только лавовые потоки и глыбовые агломератовые туфы в районе рудника Березинка. Поскольку вулканическая постройка разрушена, центр извержения точно установить не удалось.

В районе с. Среднего вулканическая постройка также полностью разрушена. Однако наличие грубого вулканокластического материала, безусловно, указывает на существование здесь прежде полигенного вулкана.

В районе пос. Перечин нет вулканогенных образований, которые можно было бы отнести к жерловой фации вулкана, однако большое количество лавовых потоков и грубообломочного материала указывает

<sup>1</sup> Предположение В. С. Соболева и др. (1947), что к северу от г. Мукачево, в районе Колчино—Подгоряны находятся остатки вулкана, частично подтвердилось. В районе Подгоряны развиты глыбовые агломератовые туфы и породы жерловой фации, связанные с четвертой фазой вулканизма. В районе с. Колчино, на левобережье р. Визницы находится экструзия андезито-базальта. Она прорывает агломератовые туфы и, вероятно, не связана с околожерловой фацией в районе Подгоряны, а на правобережье р. Визницы расположена экструзия андезито-базальта, связанная с вулканизмом платформенного типа. Она также не имеет отношения к жерловой фации Подгоряны. Следовательно, в районе Подгоряны—Колчино находится не один, а, вероятно, два моногенных, относимых к четвертой фазе вулканизма стратовулкана и заключительные экструзии андезито-базальта вулканизма платформенного цикла.

на близость центра извержения, который, возможно, находился на территории Чехословакии, в пределах г. Выгорлат.

В районе с. Велятино на левобережье р. Тисы глыбовые агломератовые туфы, иногда частично спекшиеся, переслаиваются с лавовыми потоками андезито-базальта, что позволяет отнести эти отложения к околожерловой фации. Однако, несмотря на то, что здесь вулканогенные образования залегают на размытой поверхности паннона, нет полной уверенности, что они относятся к третьей, а не к четвертой фазе вулканизма.

Метасоматически измененные породы наблюдаются во всех районах дацитовых экструзий. Наиболее сильно они проявились в Перечинском районе, что, возможно, связано с более длительной дифференциацией магмы, приведшей к образованию липарито-дацитов. На остальных участках проявляется слабая каолинизация и пиритизация.

## Малые интрузии

Среди вулканогенных образований Выгорлат-Гутинской гряды выделяются малые (гипабиссальные) интрузии. Наиболее значительные группы интрузий расположены на двух конечных участках гряды — на левобережье р. Тисы и правобережье р. Уж. Наибольшее количество их (около 20) находится в районе Вышково — Велятино. На правобережье р. Уж известно три интрузива основных пород и шесть кислых. Гранатовый микрогранодиорит встречен опорной скважиной к северу от центральной части гряды, возле пос. Свялава.

Изучение малых интрузий левобережья р. Тисы (Вышковский район) проводилось В. Н. Зайцевой, а массива у с. Хижи — Л. Г. Данилович (1963). Малые интрузии правобережья р. Уж изучались С. В. Растичинским, а района р. Свалявы — Р. Г. Ивановой. Петрографией малых интрузивов занимались И. Ф. Трусова (1954), Е. Ф. Сидоренко (1951), Соболев и др. (1955), С. М. Спитковская, (1958, 1961), Л. Г. Данилович (1963); материалы этих исследований были нами использованы.

Малые интрузии представляют собой гипабиссальные образования штокообразных куполовидных форм и дайки. Размеры их измеряются от первых десятков метров до трех километров в поперечнике. По периферии массивы раскристаллизованы слабо, и породы имеют структуры эффузивных пород. В центральных частях массивов основная масса пород раскристаллизована полностью, однако по внешнему виду они сходны с экструзивными породами. В них часто можно наблюдать полосчатость, пористость у контактов и большое количество ксенолитов, что свойственно куполам кислых пород. В связи с этим, раньше они считались эффузивными образованиями. На контакте габбро-диабазов и габбро-порфиров в осадочных породах образуются пироксен-полевошпатовые роговики, а вблизи диоритов и диорит-порфиров — амфибол-полевошпатовые роговики, по мере удаления от контакта переходящие в филитизированные сланцы. Интрузии кислого состава не метаморфизуют вмещающие породы.

В районе Вышково — Велятино основные интрузии представлены габбро-диабазами и габбро-порфиритами, а интрузии среднего состава — диоритами и диоритовыми порфиритами, кислыми гранодиорит-порфирами и кварцевыми диорит-порфиритами. Химический состав горных пород малых интрузий весьма разнообразен (табл. 15). В наиболее основных разновидностях содержание  $\text{SiO}_2 = 47,42$  или  $49,66\%$ . Преобладающая масса пород — среднего и средне-кислого состава.

Интрузии основного состава образуют штокообразные тела диаметром от 25 до 80 м, от которых отходят апофизы, длина которых иногда измеряется десятками метров. Часто наблюдалось, как габбро-порфи-

риты с глубиной переходят в габбро-диабазы и отличаются от последних более четко выраженной порфировой структурой.

Габбро-диабаз обладает порфировой структурой с офитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом двух генераций: в виде крупных зерен зонального строения, имеющих в центре № 80—90 и неправильных зерен — № 55—63. Моноклинный пироксен содержит 40% железистого компонента ( $Ng=1,722$ ,  $Np=1,692$  и  $2V=+49^\circ$ ). Гиперстен имеется в небольшом количестве и содержит 40% железистого компонента ( $Ng=1,715$ ;  $Np=1,702$ ). Кварц и калишпат развиты в основной массе (II генерация) иногда образуют микропегматитовые срастания. Акцессорные представлены апатитом, вторичные — биотитом и хлоритом.

Диориты и диорит-порфириты обычно сочетаются в пределах одного массива и имеют постепенные переходы, но они пользуются относительно небольшим распространением, образуя тела в среднем поперечнике от 100 м до 1 км. Цвет их серый и темно-серый с зеленоватым оттенком. Структура порфировая. Структура основной массы обычно гипидиоморфнозернистая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (в центре № 65—80, по периферии № 45—50), моноклинным пироксеном ( $Ng=1,714$ ,  $Np=1,684$  и  $2V=+52—+54^\circ$ ; 30% железистого компонента), роговой обманкой ( $Ng=1,682$ , с  $Ng=12^\circ$  и  $2V=-67^\circ$ ; 45% железистого компонента) и единичными зернами гиперстена ( $Ng=1,722$ ; 46% железистого компонента). Основная масса состоит из плагиоклаза и кварца с небольшим количеством червеобразных выделений калишпата. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом и бурыми окислами железа.

Подавляющее большинство интрузий сложено гранодиорит-порфирами и кварцевыми диорит-порфирами. На уровне эрозионных срезов они имеют различные, иногда очень сложные очертания. Породы имеют серый и светло-серый цвет с зеленоватым оттенком. Структура их порфировая, с аллотриоморфнозернистой, приближающейся к гранулитовой структуре основной массы. Порфировые выделения представлены крупными идиоморфными зернами плагиоклаза зонального строения (в центре № 60—65, по периферии — № 42—50), кварцем, в виде зерен неправильной формы, роговой обманкой, моноклинным пироксеном и биотитом<sup>1</sup>. Основная масса состоит из плагиоклаза № 20—25, кварца и калишпата размерами от 0,05 до 0,2 мм. Из вторичных минералов присутствуют каолинит, хлорит, окислы железа и реже эпидот. Акцессорные — циркон и апатит.

К юго-востоку от г. Виноградово, возле с. Хижи, находится интрузивное тело гранодиорит-порфира, диаметром более 2 км. В гранодиорит-порфире присутствует большое количество ксенолитов, роговиков и андезито-базальта. Интрузия имеет полосчатость — строение, обусловленное сменой светлых и темных полос мощностью от 2 до 10 см. Полосчатость вертикальная с азимутом простирания  $60^\circ$ , что, видимо, совпадает с направлением зоны разлома, по которой шло внедрение магмы. Структура породы порфировая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (№ 48—50), роговой обманкой ( $Ng=1,686—1,706$ ;  $Np=1,6681—1,684$ ;  $2V=-81^\circ$ ), гиперстеном ( $Ng=1,722$ ;  $Np=1,708$ ;  $2V=-56^\circ$ ) и моноклинным пироксеном ( $Ng=1,718$ ;  $Np=1,706$ ;  $2V=+57^\circ$ ). Основная масса микрогипидиоморфнозернистая и состоит из плагиоклаза, кварца и калишпата. Интрузия в западной части прорывает вулканогенные образования третьей фазы, а с востока — аггломератовые туфы предположительно четвертой фазы (возраст ее, очевидно, поднимается до верхнего левантиня).

<sup>1</sup> Фемические минералы обычно сильно развожены.

Оксиды	529	618	184	619	600	Д-27	514	Д-145	531	500	200	546
SiO <sub>2</sub>	47,42	49,66	50,56	52,94	53,96	54,34	55,34	55,75	56,46	56,80	57,46	58,22
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,90	1,00	0,85	0,80	0,75	0,90	0,72	0,80	0,95	0,69	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,94	17,43	15,22	18,29	17,84	16,06	17,67	14,90	16,32	17,91	17,27	15,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,32	2,61	1,43	2,80	1,50	1,48	4,22	3,07	3,51	4,30	3,54	2,45
FeO	9,05	6,18	6,25	6,46	6,82	6,03	4,10	4,60	4,74	2,95	3,92	5,25
MnO	0,57	0,26	0,15	0,16	0,14	0,14	0,10	0,13	0,13	0,11	0,15	0,10
MgO	3,66	3,16	2,60	4,71	4,63	7,17	3,80	5,39	3,47	3,73	2,68	2,82
CaO	6,30	5,95	7,00	9,37	8,67	9,51	6,75	8,96	7,13	6,88	6,12	7,17
Na <sub>2</sub> O	2,13	2,16	2,36	1,22	1,63	2,18	1,33	2,10	2,73	1,07	2,34	1,21
K <sub>2</sub> O	1,89	2,14	2,22	1,27	1,02	1,02	0,77	1,47	1,73	1,30	1,57	1,48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	0,51	1,31	1,20	—	—	2,21	0,57
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,49	0,55	0,75	0,75	0,88	—	—	—	0,79	1,60	—	—
SO <sub>3</sub>	—	0,45	—	—	0,63	—	1,12	—	—	—	—	1,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,09	0,30	0,18	0,18	0,10	0,15	0,10	0,20	0,16	—	0,14
П. п. п.	9,01	6,94	10,23	1,10	1,42	0,84	2,25	1,2	1,89	1,98	1,86	3,29
Сумма	99,75	99,68	100,07	100,10	100,12	100,13	99,81	99,60	99,90	99,83	99,81	100,11

Примечание. Место взятия проб: 529 — г. Малый Шаян у с. Вышково; 618 — 600 — гора Моронгош, там же; Д-27 — к северо-западу от пос. Перечин; 514 — район Вышково; 500 — гора Ракош, там же; 200 — г. Луци, там же; 546 — район с. Вышково; гедь, там же; 204 — район с. Вышково; 205 — там же; 3 — район с. Хижа на левобережье гора Ракош, там же; 219 — гора Кругляк у с. Велятин; 26 — гора Ракош у с. Вышково; Анализ 204 заимствован из работы В. С. Соболева и др. (1955); Д-27, Д-145 — С. М. Спитковский из работы В. Н. Зайцева и др. (1960).

Описываемые малые интрузии располагаются вдоль румынской границы в пределах полосы длиной 22 км и шириной 4 км предположительно субширотного направления, перпендикулярного, в данном районе, Выгорлат-Гутинской гряде, уходя за пределы Закарпатья. Они, вероятно так же, как и описанные выше экструзии кислых лав, имеют общий магматический очаг. Интрузии прорывают отложения тортона, нижнего сармата, паннона и в районе с. Хижи — андезито-базальты и их туфы низов третьей фазы вулканизма и перекрываются основными эффузивами четвертой фазы. Следовательно, возраст их совпадает с вулкано-генными образованиями третьей фазы (нижний левантин) и, по существу, они представляют собой гипабиссальную фацию третьей фазы вулканизма.

К западу от пос. Перечин, в области описанных выше экструзий липарито-дацита находятся три выхода габбро-диабазов. Наиболее крупное тело имеет сложные контуры, занимая площадь около 1 км<sup>2</sup>, второе тело имеет эллипсовидальную форму (500×300 м) и третье — диаметр около 150 м. Они залегают среди вулкано-генных образований третьей фазы вулканизма. Петрографические составы вышковских и перечинских габбро-диабазов очень близки. Структура породы диабазовая. Зерна плагиоклаза (№ 68—76) и моноклинного пироксена (Ng = 1, 711 и Nr = 1, 685; 26% железистого компонента) имеют в поперечнике 3—5 мм. Они образуют неправильные сростания, промежутки между которыми выполнены зернами плагиоклаза (№ 59—61), моноклинного пироксена и микропегматитовых сростаний кварца и калишпата.

пород малых интрузий, %

493	201	202	203	204	205	3	320	501	237	29	219	26	27
58,34	59,15	59,32	60,51	61,45	61,56	61,69	61,80	62,54	62,71	63,40	63,80	64,18	66,17
0,62	0,60	0,49	0,62	1,01	0,07	0,74	0,70	0,70	0,68	0,38	1,30	0,51	0,56
13,54	16,36	17,83	14,20	15,53	16,51	15,24	17,10	16,16	15,97	15,90	15,44	15,47	15,86
3,59	1,28	2,69	2,67	1,57	2,69	4,77	5,23	4,47	3,02	1,12	4,83	0,43	3,86
5,03	4,82	4,13	4,60	4,43	4,27	2,88	2,20	2,09	2,62	3,30	1,20	2,19	1,73
0,20	0,13	0,16	0,22	0,13	0,09	0,06	0,001	2,08	0,09	0,09	0,04	0,06	0,03
3,08	2,63	3,04	3,17	2,21	2,01	2,46	1,80	2,32	2,32	1,18	2,55	0,21	0,65
6,14	5,53	6,57	6,14	6,23	5,22	5,19	6,02	6,06	4,75	5,31	5,33	4,74	3,86
2,41	2,50	1,99	2,30	2,01	3,00	1,92	4,02	1,33	2,94	2,92	1,92	2,00	3,18
2,14	1,85	1,60	2,16	1,51	0,91	1,92	1,49	1,48	2,14	1,75	1,28	2,59	2,51
1,13	1,23	0,65	1,71	0,35	1,30	—	—	2,23	0,90	1,27	—	0,45	0,87
—	—	—	—	—	—	1,48	0,24	—	—	—	1,21	—	—
1,73	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—
0,16	—	—	0,20	—	—	—	—	0,15	—	0,13	—	—	—
2,08	4,17	1,46	1,40	3,39	2,00	1,18	—	0,90	2,20	2,58	2,02	6,68	—
100,17	100,30	99,93	100,14	99,82	100,23	99,45	100,0	99,65	100,29	99,96	99,65	99,51	99,28

поток Баян, там же; 184 — гора Большой Шаян, там же; 619 — гора Гедешь-Гедь, там же; с. Вышково; Д-145 — к северо-западу от пос. Перечин; 531 — гора Большой Шаян у с. 493 — там же; 201 — гора Варгедь, там же; 202 — гора Ракош, там же; 203 — гора Варр. Тисы; 320 — там же; 501 — гора Гедешь-Гедь, район с. Вышково; 237 — там же; 29 — 27 — гора Большой Шаян, там же.

(1956). З. 320 и 219 любезно переданы автору Л. Г. Данилович. Остальные анализы заимствованы

В 10 км к северу от основных интрузий выявлено шесть небольших интрузий кислого состава, из которых самая крупная имеет размеры 500×300 м, остальные же — диаметры от нескольких десятков метров до 100 м. Они располагаются на площади около 3 км<sup>2</sup>, прорывая отложения палеогенового флиша. Форма тел штокообразная с крутыми краями. Одно тело имеет пластообразную форму; пласт залегает под углом 30°. Мощность его 20—30 м, но с глубиной увеличивается до 70 м. На контактах образуются брекчии, состоящие из обломков вмещающих и интрузивных пород. Породы, слагающие интрузивные тела, представлены микрогранодиоритом и близкими к микрогранитам. Цвет их светло-серый, почти белый. Состоят они главным образом из кварца, плагиоклаза (№ 30—35) и калишпата. Структура микрогипидиоморфнозернистая с переходом в гранулитовую. Размеры зерен достигают 0,1 мм (редкие вкрапленники — 0,5 мм); вблизи контактов размеры кристаллов уменьшаются. Изредка в них присутствуют зерна магматического граната (альмандин) размерами 1—1,5 мм.

Отмеченные микрогранодиориты по составу близки к описанным выше экструзиям липарито-дацита Перечинского района, но здесь они более глубоко эродированы, вследствие чего основная масса их полностью раскристаллизована.

Габбро-диабазы прорывают нижние горизонты вулканогенных образований третьей фазы. Верхняя граница их не установлена и, вероятно, они также относятся к третьей фазе, но более позднего этапа, чем нижние горизонты туфов.

В 2 км к юго-западу от пос. Свалява опорной скважиной Свалява-1 под надвинутыми отложениями юры и мела, в интервале от 650 до 915 м встречен гранатовый микрогранодиорит. Ниже также залегают отложения мела (севон) и затем палеогена. Микрогранодиорит светло-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом (до 1 мм), чешуйками биотита, редко роговой обманкой. Общее количество порфириновых выделений не превышает 3%. На белом фоне породы выделяются редкие кристаллы темно-красного граната (1—2 мм в поперечнике). В тяжелой фракции протолочных проб гранат составляет 53%. Основная масса микрогипидиоморфнозернистой структуры состоит из плагиоклаза, кварца и калишпата. Порода в значительной степени изменена с образованием каолинита и кальцита.

Залегание гранатовых микрогранодиоритов в средней части Выгорлат-Гутинской гряды, среди отложений мелового возраста, несколько необычно. По составу они очень близки к гранатовым микрогранодиоритам и гранатовым липарито-дацитам Перечинского района, вероятно, представляя собой более кислые обособления от магматического очага, давшего гранатовые дациты района Мукачево — Чинадиево. Вследствие этого, мы их условно относим также к третьей фазе вулканизма.

Описываемые малые (гипабиссальные) интрузии одновозрастны вулканогенным образованиям III фазы, приурочены к общему с ними глубокому разлому и залегают совместно. Породы интрузий имеют взаимопереходы с эффузивными породами, близкий минералогический состав и петрографические особенности, вследствие чего представляют собой гипабиссальную фацию вулканогенных образований III фазы и вместе с вулканитами образуют вулканоплутоническую формацию, что опровергает взгляды Б. В. Мерлича и С. М. Спигковской (1958) об обособленности их в хронологическом и тектоническом отношении.

### Гранаты магматического происхождения

Многие описанные кислые экструзии содержат первичный магматический гранат (табл. 16, 17). Впервые в Закарпатье гранат в туфах у пос. Перечин отмечен в 1869 г. Ф. Вивенотом (Vivenot, 1869), в 1873 г. в туфах у с. Ворочеве В. Р. Зефаровичем (Zepharovich, 1873), в липарито-дацитах у пос. Перечин в 1954 г. С. В. Расточинским, в туфах Г. Г. Сасным (Костюк, Сасин, 1958). В 1952 г. нами обнаружены гранаты в микрогранитах у с. Дубриничи, а в 1954—1956 гг. — в спекших-

Таблица 16  
Химический состав гранатов, %

Компоненты	4663	2104	III	IV	Компоненты	4663	2104	III	IV
SiO <sub>2</sub>	36,54	39,71	37,87	34,93	MnO	1,25	0,11	1,35	0,35
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,35	0,39	0,32	MgO	2,28	1,85	1,84	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,34	17,13	18,34	18,29	CaO	6,89	6,14	6,58	4,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,87	4,32	1,60	4,58	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,27	
FeO	27,39	29,92	31,03	33,93	H <sub>2</sub> O		0,16		

Примечание: 4663 — гранат из спекшегося туфа липарито-дацита с. Кибляры (аналитик Н. Л. Рыбальченко); 2104 — гранат из литокластического липарито-дацита туфа с. Ворочеве Перечинского района (Костюк, 1958); III — гранат из литокластического туфа липарито-дацита (Соболев и др., 1955); IV — гранат из липарита месторождения Потички, Чехословакия (Зорковский, 1953).

Состав гранатов, %

Основные компоненты					Основные компоненты				
	4663	2104	III	IV		4663	2104	III	IV
Альмандия . . . . .	66,2	73,0	70,7	77,9	Гроссуляр . . . . .	11,8	—	11,8	—
Пироп . . . . .	9,8	8,0	7,7	7,3	Андрадит . . . . .	9,3	—	6,5	—
Спессартит . . . . .	2,9	—	3,3	0,7	Кальциевые компоненты . . . . .	—	19,0	—	14,1

ся липарито-дацитовых туфах к северу от среднянокских экструзий, возле с. Кибляры, в ряде пунктов в районе с. Среднего и к северу от г. Мукачево в районе с. Чинадиево. В 1962 г. гранатовый микрогранодиорит встречен скважиной южнее пос. Свалява. Кроме того, гранаты были установлены в основных породах четвертой фазы вулканизма.

Закарпатские гранаты описывались В. С. Соболевым и др. (1955), В. П. Костюком (1958) и нами (Малеев, 1962<sub>4</sub>).

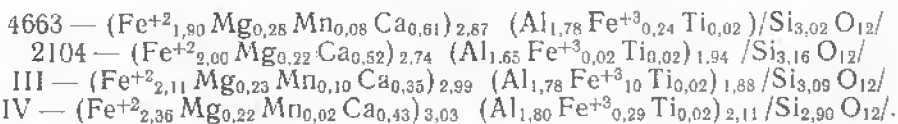
Среди вулканогенных образований Восточных Карпат гранатые породы были известны в Венгрии, Румынии и Чехословакии еще с прошлого столетия. Они описывались Я. Сабо (1885), Я. Садецким (1892), А. Кохом (1900), Б. Зорковским (1950, 1953, 1956), М. Кодером и соавторами (1957), Я. Шалатом (1957) и многими другими.

Зарубежные геологи, в частности, Б. Зорковский (1956), связывали образование гранатов с аутометаморфизмом. В. С. Соболев (1955) относит гранаты к первичным магматическим минералам на основании постоянного габитуса кристаллов граната и отсутствия следов какого-либо оплавления. «Нет никакого сомнения, что это типичные фенокристаллы, которые росли в магме до ее поднятия, т. е. в условиях давлений» (Соболев и др., 1955, стр. 318). Впоследствии и словацкие геологи стали относить гранаты к первичным магматическим образованиям, считая их порфиоровыми вкрапленниками, возникшими путем нормальной кристаллизации магмы (Кодер и др., 1957).

Выше было отмечено, что гранаты присутствуют в туфах Перечинского района и возле с. Кибляры в виде кристаллов размерами 2—4 мм и редко 5 мм в поперечнике. На площади 1 дм<sup>2</sup> их насчитывается до 10 зерен. В липарито-дацитах их значительно меньше (на 1 дм<sup>2</sup> — 2—5 зерен размерами 1—3 мм). В шлихах протолочных проб, взятых из различных частей сложного Среднянского купола андезито-дацита и его потоков, встречаются единичные зерна граната размерами до 1,2 мм. На правобережье р. Латорицы, в с. Чинадиево в протолочной пробе, полученной из образца весом около 50 г, взятого в верхней части купола, оказалось 12 зерен граната, размером от 0,25 до 1,00 мм.

Кристаллы граната имеют форму тетрагон-триоктаэдра со срезанными вершинами ромбододекаэдра. Показатели преломления граната: 1) из спекшегося туфа с. Кибляры — 1,821, 2) из туфа Перечинского района 1,812 (Соболев и др., 1955), 3) из липарито-дацита Перечинского района — 1,809 ± 0,04 (Костюк, 1958), 4) из андезито-дацита с. Чинадиево — 1,821.

#### Кристаллохимические формулы гранатов



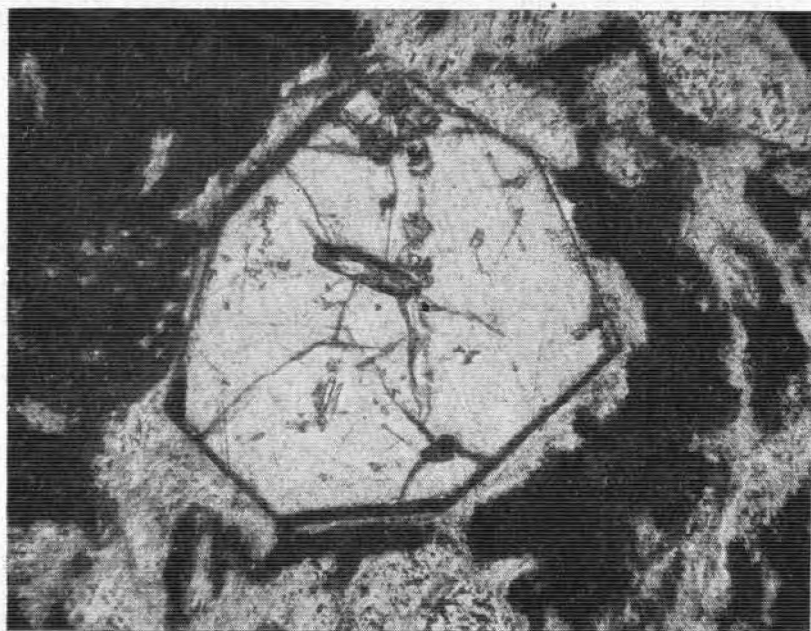


Рис. 32. Гранат в туфе Киблярского месторождения под микроскопом. Свет простой.  $\times 40$ .

Из приведенных данных видно, что гранаты Закарпатья имеют близкий состав и очень мало отличаются от гранатов из Чехословакии.

Под микроскопом в гранатах обнаруживаются включения игольчатых кристаллов рутила, мелких зерен и таблитчатых кристаллов брукита и редких октаэдров магнетита (рис. 32).

Гранат приурочен к апикальным частям экстрезий. Не исключена возможность, что отсутствие граната в Виноградово-Хустских экстрезиях связано с их глубокой эрозией. Наибольшее количество гранатов наблюдается в более кислых экстрезиях. Туфы, предшествующие экстрезиям липарито-дацита, содержат максимальное количество граната. Они по составу более кислые, чем липарито-дациты экстрезий ( $\text{SiO}_2 = 65,5-67,5\%$ ). Это позволяет сделать вывод, что гранаты концентрировались в верхних частях магматических очагов (где состав расплава был более кислый), были выброшены с пирокластикой, а также подняты на поверхность экстрезиями.

Можно полагать, что сваявский микрогранодиорит образовался в результате отщепления от мукачевского магматического очага более кислого расплава, обогащенного гранатом.

Как видно из анализов, гранатовые породы обогащены глиноземом, о чем свидетельствуют числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому. В породах, богатых кристаллами граната,  $a' = 69,0; 71,15$ . В породах, где гранат редок (отмечен в шлихах протолочных проб),  $a' = 46,5; 56,4$ , а в тех экстрезиях, где гранат не встречен,  $a' = 17, 21, 30$ . Следовательно, образование пород с гранатом связано с магмами, содержащими избыток глинозема.

Можно отметить, что наличие гранатов в вулканогенных породах не ограничивается Восточными Карпатами. В литературе встречается многочисленные упоминания нахождения гранатов в вулканических породах и в других районах. В пеплах кульминационного извержения Ключевского вулкана в 1945 г. Б. И. Пийп (1956) отмечает наличие граната,

с показателем преломления  $N = 1,735 \pm 0,02$  (Б. И. Пийп относит гранат к ксеногенным минералам).

В. Гросс (1886) описал гранат из риолита Колорадо, содержащий 65,4% спессартитовой молекулы и 31,3% альмандина. А. Пэбст (1938) отмечает гранаты в риолите Невада (63,0% альмандина, 32,8 спессартита и 4,2% пиропы). В Китае, в провинции Лмо-ни, возле деревни Куантен альмандин встречен в основных эффузивных породах третичного вулкана (Huang Kan-tzu, 1957). Японский геолог М. Иамасаки (1958) полагает, что гранаты, близкие к альмандину в кварцевом порфире Ниши-Нуми (префектура Нио-сап) и биотитовом андезите (префектура Осака), кристаллизовались из расплава. Во многих случаях можно с уверенностью говорить о магматическом происхождении гранатов.

Как видно из изложенного: 1) максимальное количество гранатов наблюдается в туфах и апикальных частях экструзий кислого и среднего состава третьей фазы вулканизма; 2) кристаллизация гранатов происходила в интрателлурическую стадию, вероятно, в верхних частях магматических очагов, где они обогащались глиноземом; 3) гранаты установлены также в основных породах четвертой фазы вулканизма и в вулканических породах в различных частях земного шара и, вероятно, являются типичными для вулканических образований; 4) гранат свойствен магмам, богатым глиноземом, независимо от ее кислотности.

### Развитие вулканизма третьей фазы

Вулканогенные образования нижнелевантинского возраста распространены главным образом во внутренней части Выгорлат-Гутинской гряды и располагаются в пониженных частях рельефа и в предгорьях. Общая мощность ильницкой свиты, в которую входят вулканогенные образования, по данным многочисленных скважин, равна 500 м. На отдельных участках, где сосредоточены купола дацитов, мощность отложений достигает 700 м. К югу ильницкая свита обогащается осадочными породами, и мощность ее постепенно уменьшается и затем выклинивается. Вдоль Выгорлат-Гутинской гряды, от границ Чехословакии до Хуста, свита протягивается полосой на 100 км при ширине в среднем 15 км. Далее на юго-восток, в районе с. Вышково, она пользуется небольшим распространением. Общая площадь, занимаемая ею, около 1500 км<sup>2</sup>. Средняя мощность вулканогенных образований здесь около 400 м, т. е. объем их 620 км<sup>3</sup>. Если учесть, что при извержениях магмы основного состава стромболианского и вулканического типов рассеивается до 50% материала, то общий объем вулканокластического материала составит, примерно, 1000 км<sup>3</sup>. Потоки андезито-дацита, на поверхности вскрытые многочисленными скважинами, имеют мощность от 50 до 100 м и покрывают (участками) площадь в 1500 км<sup>2</sup>. Принимая среднюю мощность 50 м, общий объем лавы андезито-базальта составит около 75 км<sup>3</sup>.

Дацитовые туфы имеются здесь в очень малом количестве. Мощность туфов колеблется от 50 до 10 м; они распространены не по всей области развития вулканогенных образований основного состава данной фазы, поэтому для этой территории мы можем принять мощность их равной 10 м. Следовательно, объем дацитовых туфов составит около 15 км<sup>3</sup>. Рассеивание пирокластики привело к потере около 50% объема материала. Таким образом, первоначальный объем составит около 30 км<sup>3</sup>. Купола и потоки лав дацита занимают площадь около 62 км<sup>2</sup>. Средняя мощность дацитов принята 150 м, т. е. объем составит 10 км<sup>3</sup>. Полученные данные позволяют дать приближенное количественное отношение основных и кислых вулканических продуктов, равное 1000:40, т. е. дациты и их туфы составляют около 4% эруптивного материала.

Эксплозивный индекс для основных пород составит, примерно, 92,5, а для кислых — 75.

Вулканогенные образования основного состава, сложенные наиболее грубообломочным материалом, переслаиваются с лавами и на геологической карте вырисовываются в виде непрерывной полосы по южному и юго-западному предгорью Выгорлат-Гутинской гряды. Это позволяет предполагать, что основная масса центров извержения находилась в пределах данной полосы. Здесь же, вероятно, в виде непрерывной цепи по линии Ужгород — Мукачево — Хуст были расположены и крупные стратовулканы. Судя по характеру пирокластического материала и лав, можно предполагать, что преобладали извержения стромболианского и вулканского типов. Линейное расположение центров излияния, надо полагать, обусловлено единым магматическим очагом и глубоким разломом, названным нами Ужгород-Мукачево-Хустским.

Магматический очаг протягивался вдоль всего Закарпатья (уходя за пределы его границ), через Ужгород, Мукачево и Хуст. Длина его на территории Закарпатья 125 км, а ширина 8—10 км в западной части и 15—20 км — в восточной.

Излияние крупнопорфировых андезитов, последовавшее после излияния андезито-базальтов, также связано с магматическим очагом, вытянутым в северо-западном направлении, но гораздо меньших размеров (30 × 10 км).

Следует обратить внимание на то, что пижонит с очень малыми углами оптических осей, встречается только в андезито-базальтах и крупнопорфировых андезитах, что указывает на их магматическую связь. Надо полагать, что в процессе поступления магмы из глубины произошло отщепление более кислых дифференциатов с образованием более верхних горизонтов вторичного очага, где, при благоприятных условиях кристаллизации, шло образование крупных фенокристаллов плагиоклаза.

Экструзии дацитов и малые интрузии левобережья р. Тисы развиты в пределах небольших площадей, вытянутых перпендикулярно Выгорлат-Гутинской гряды. Надо полагать, что они связаны с небольшими магматическими очагами, имеющими такую же ориентировку. Магма поднималась преимущественно по субмеридиональным разломам, не имеющим большой протяженности и, вероятно, не идущим на большую глубину<sup>1</sup>. Следовательно, и глубина залегания магматических очагов была относительно небольшой. Отсюда можно сделать вывод, что основная магма, связанная с разломом, протягивающимся через все Закарпатье, поднималась с значительных глубин, которые теперь в областях активного вулканизма определяются цифрой 50—60 км (Горшков, 1958), в то время как кислая магма связана с небольшими вторичными, неглубоко залегающими очагами, где и происходила ее дифференциация.

В заключительную стадию указанной фазы вулканизма имели место слабые метасоматические процессы, которые связаны только с кислыми экструзиями и малыми интрузиями, в то время как основные породы в удалении от кислых экструзий не подвергались метасоматическим процессам. Причем, в Перечинском районе, где развиты более кислые экструзии, метасоматические процессы более интенсивные.

Гипабиссальные интрузии и средне-кислые экструзии, переходящие в интрузии, видимо, связаны с более крупными близповерхностными интрузи-

<sup>1</sup> Однако в некоторых случаях меридиональные разломы, служившие подводными каналами дифференцированной магмы, вероятно, имели значительную протяженность. Так, например, в 5 км к северу от Перечинского района развития кислых экструзий находятся небольшие тела микрогранодiorита в районе пос. Дубриничи, а в 12 км севернее Мукачевских кислых экструзий, возле Свалявы встречен микрогранодiorит. Причем, общим для первых и вторых является присутствие граната — альмандина.

зиями и вместе с вулканитами III фазы представляют собой вулканоплутоническую формацию.

Таким образом, комплекс вулканогенных образований и малых интрузий нижнего левантина, связанный с Ужгород-Мукачево-Хустским глубоким разломом, отнесен нами к третьей фазе вулканизма. Она началась накоплением вулканогенного материала андезито-базальтового и, в меньшей мере, базальтового состава и закончилась излияниями продуктов кислого состава, от андезито-дацитового до липарито-дацитового. Для данной фазы характерно резко выраженное преобладание пирокластики над лавами.

#### *Тектонические движения в период развития третьей фазы вулканизма*

Начало третьей фазы ознаменовалось заложением Ужгород-Мукачево-Хустского глубокого разлома, представляющего собой систему субпараллельных трещин, послуживших подводными каналами для подъема базальтовой и андезито-базальтовой лавы. Глубокие разломы непосредственно в обнажениях не фиксируются, но они устанавливаются по системе выходов лав основного состава в пределах полосы Ужгород — Мукачево — Хуст. Заложению глубокого разлома, вероятно, предшествовали восходящие движения, свойственные вообще начальным стадиям развития вулканизма; на это указывают наземные фации грубообломочных вулканогенных образований в районе г. Виноградово, с. Велятино и других пунктов. Затем, видимо, в области развития вулканогенных образований третьей фазы произошла компенсационная просадка. Это доказывается тем, что в пределах образовавшегося желоба наряду с накоплением вулканокластического материала шло угленакпление и седиментация осадочного материала, за счет размыва отложений палеоцена, сармата и нижнего миоцена и сноса его с центральной части Закарпатского прогиба в Солотвинскую и Чоп-Мукачевскую впадины. Видимо, образование Ужгород-Мукачево-Хустского желоба происходило одновременно с поднятием, смятием и дроблением на блоки осадочных отложений Закарпатского прогиба. На заключительном этапе третьей фазы вулканизма проявление кислых продуктов



Рис. 33. Несогласное налегание лавового потока андезито-дацита IV фазы на туфы III фазы. На контакте образуется кластолава мощностью до 8 м

вулканической деятельности было сопряжено с началом восходящих движений в пределах Ужгород-Мукачево-Хустского желоба. Особенно интенсивные тектонические восходящие движения произошли в период между мощными эксплозиями, давшими отложения пирокластического материала кислого состава, и началом излияния лав. В результате вулканогенные и залегающие совместно с ними осадочные образования были интенсивно дислоцированы и на отдельных участках круто поставлены почти в вертикальное положение (рис. 33). Затем они были разбиты сбросами и размыты. Основное направление осей складок и разрывных нарушений — субмеридиональное или северо-восточное, перпендикулярное к общекарпатскому. Оно совпадает с направлением предполагаемых зон разлома, по которым поднималась кислая магма, т. е. кислые экструзии располагаются в центральных частях поднятий. Лавовые потоки часто ложатся на размытую поверхность смятых в складки вулканогенно-осадочных отложений третьей фазы.

### Четвертая фаза орогенного вулканизма (верхний левантин)

На дислоцированные и размытые вулканогенные образования третьей фазы налегает мощная толща грубообломочных вулканокластических пород андезито-базальтового и андезитового состава. В нижней части разреза можно наблюдать переслаивание лавовых потоков с пирокластическим материалом, в верхней части преобладают лавовые по-

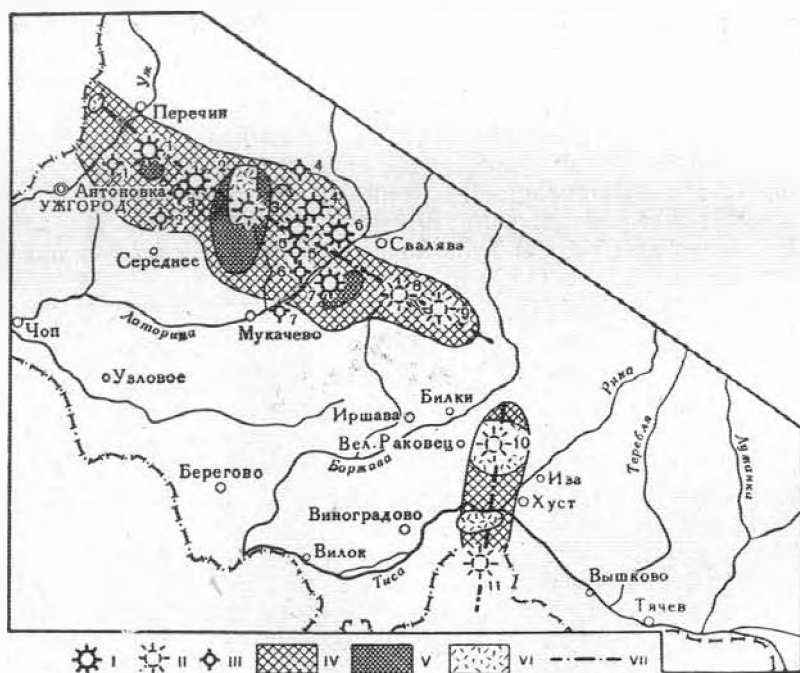


Рис. 34. Схематическое расположение вулканогенных образований IV фазы орогенного вулканизма:

I — разрушенные стратовулканы; II — предполагаемые стратовулканы (1 — Анталовский; 2 — Маковица; 3 — Хотар; 4 — Синяк; 5 — Верхнеобавский; 6 — Новоселицкий; 7 — Борилев Дил; 8 — Бужорский; 9 — Малый Синяк; 10 — Великий Шоллес; 11 — Фрасня); III — моногенные вулканы (1 — Невийский; 2 — Худлева; 3 — Кибляры; 4 — Турьебыстренский; 5 — Обавский; 6 — Чинадиевский; 7 — Сарны); IV — область развития мощных вулканогенных образований и центров эрупций; V — область развития экструзий средне-кислого состава; VI — области развития экструзий кислого состава; VII — предполагаемое положение глубоких разломов.

1122

токи андезитов. Заключительным этапом вулканической деятельности описываемой фазы явились экструзии дацитов и липаритов.

Вулканогенные образования IV фазы, перекрывая описанные выше продукты вулканизма третьей фазы, локализованы севернее области распространения отложений третьей фазы и слагают внешнюю часть Выгорлат-Гутинской гряды. В северной части они ложатся на отложения юры, мела и палеогенового флиша, а в восточной части Закарпатского прогиба перекрывают миоценовые молассы (рис. 34).

Вулканогенные образования четвертой фазы слагают наиболее возвышенные части Выгорлат-Гутинской гряды и протягиваются полосой от пос. Перечин к пос. Свалява и г. Мукачево и далее к пос. Иршава и г. Хусту. Ширина полосы вулканогенных образований от 10 до 15 км, а между Мукачево и Свалявой — 20 км. Абсолютная высота наиболее высоких гор 900—1086 м. Описываемые вулканогенные образования также распространены за пределами Закарпатья в Чехословакии и Румынии. Они менее эродированы, благодаря чему частично сохранились вулканические постройки, позволяющие установить их первичные формы.

## Формы проявления вулканизма

### Вулканы

На основании проведенных исследований в пределах Выгорлат-Гутинской гряды установлено 11 крупных стратовулканов, 6 небольших моногенных вулканов и 125 экструзий, даек и центров излияния лав. Степень сохранности вулканов различная. Одни хорошо сохранились и достаточно обнажены, что позволяет судить о их строении; другие полуразрушены и перекрыты лавами, в третьих сохранились лишь их корни в виде пекков или небольших остатков построек. С. Рудницкий еще в 1928 г. писал о вулканах Закарпатья, но в основу его описания были положены геоморфологические признаки, т. е. все чащеобразные и конусообразные возвышенности, сложенные вулканическими образованиями, относились к вулканам. Поэтому к вулканам были причислены купола и останцы покровов. И. Ф. Трусова на основе данных геосъемочных работ дала более глубокий геоморфологический анализ сложным формам рельефа Выгорлат-Гутинской гряды и выделила ряд кальдер крупных вулканов. Описание вулканов Выгорлат-Гутинской гряды на основе детального геологического картирования и фациального анализа вулканогенных отложений дается нами впервые.

### Горы Борилы Дил

Горы Борилы Дил представляют собой конусообразный горный массив, увенчанный двумя вершинами — Гомбушка и Дыхманов (1022 м). В плане массив Борилы Дил имеет круглую форму диаметром около 10 км. Он сложен, главным образом, грубообломочными вулканокластическими породами основного состава и, в меньшей мере, потоками лав, в верхней части перекрытыми покровами андезита. Вулканогенные образования прорваны многочисленными экструзиями андезита, андезитобазальта и дацита. Юго-западная часть гор наиболее хорошо обнажена, и здесь вскрываются нижние горизонты туфов<sup>1</sup> (рис. 14, 236 и 35).

Для реставрации первичных форм вулканического массива Борилы Дил наиболее важными факторами являются распределение в прост-

<sup>1</sup> В процессе детального геологического картирования определялся размер обломков андезита, слагающих туф. Результаты определений наносились на карту, что дало возможность оконтурить зоны с постепенно убывающей крупностью материала.

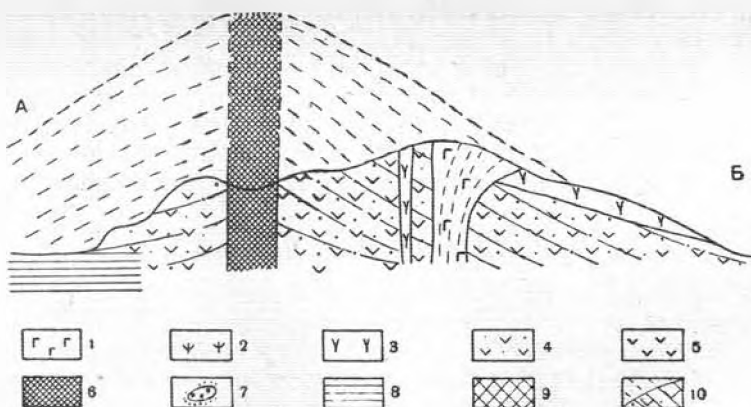


Рис. 35. Схема строения гор Борилев Дил:

1 — вулканогенные образования платформенного дна; 2 — экзрузии среднекислого состава; 3 — покровы и экзрузии андезито-базальта; 4 — вулканокластические породы основного состава; 5 — потоки в экзрузии андезита; 6 — предполагаемое местоположение нека стратовулкана; 7 — поле метасоматически измененных пород; 8 — вулканогенные образования третьей фазы вулканизма; 9 — породы фундамента вулкана палеоген-мезозойского возраста; 10 — предполагаемое строение эродированной части вулкана.

ранстве вулканокластического материала по крупности, фациальный анализ пирокластики и определение первичных элементов залегания горизонтов туфов. В распределении крупности материала наблюдается определенная зональность. Наиболее грубообломочный материал располагается к северу от с. Лецовица. Контур распространения материала имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Длинная ось равна 1,5 км, а короткая — 1 км. В пределах этого контура глыбовые агломератовые туфы содержат блоки андезито-базальта размером до 3 м в поперечнике, преобладающая же масса обломков имеет размеры 30 см. Блоки и наиболее крупные глыбы андезито-базальта имеют угловатую форму; иногда глыбы имеют более округлую форму в результате скалывания углов. Плоскости скалывания углов секут порфиновые выделения, что указывает на выброс глыб в твердом состоянии. Основная масса туфов сложена глыбами слабопористого андезито-базальта и андезита, главным образом округлой формы. Поверхность глыб и обломков шероховатая. Плоскости раскола неровные, идущие по контактам стекла и порфировых выделений. Иногда встречаются фигурные бомбы. Псаммитовый материал отсутствует. Порода прочно сцементирована и на некоторых участках похожа на спекшиеся туфы (вероятно, материал во время его отложения был в раскаленном состоянии). Гравийный материал тонкопористый, пемзовидный, желтого цвета. В поверхностной части некоторые обломки слабо окислены. В породе наблюдается около 5% мелких угловатых обломков аргиллита, ороговикованных и окисленных по периферии. Кроме того, присутствуют окисленные обломки андезито-базальта, вероятно, более ранних извержений. Слоистость в мощных пластах туфов отсутствует, однако в них встречаются прослой псаммитового литокластического туфа, гравийного ксенотуфа мощностью до 20 см. Обломки чуждого материала представлены аргиллитом и песчаником. Перечисленные особенности туфа позволяют отнести его к автохтонной наземной фаши околожерловой зоны. Образование их связано с извержениями вулканского и плинианского типов. Область развития описанных туфов окружена зоной глыбовых агломератовых туфов, в которых размер отдельных угловатых глыб достигает 30—80 см в поперечнике (преобладающие размеры обломков 5—10 см). Ширина зоны от 0,5 до 0,8 км, в северной части района она увеличивается. Характер обломочного материала сходен с вышеописанным туфом, однако в нем иногда встречаются отдельные горизонты, сложенные преимущественно фигурными бомбами андезито-базальта. Размер бомб от 5 до 10 см в диаметре, форма их округлая, поверхность волнистая или бугристая; корка слабопористая. В центральной части бомб пористость увеличивается (рис. 36). Очень редко встречаются крупные бомбы плитообразной формы длиной 1,5 м и толщиной 0,5 м.

Третья, более удаленная зона, шириной около 2 км сложена преимущественно агломератовыми туфами с редкими глыбами 10—20 см в поперечнике, основная же масса обломков имеет поперечник 3—5 см. В этой зоне часто встречаются пласты гравийных и псаммитовых туфов. Слоистость в туфах более совершенная, в связи с распределением материала по крупности. Это позволяет отдельные прослой отнести к наземной аллохтонной фаши. Здесь встречены и типичные автохтонные фаши, однако они тяготеют уже к вершине горы Гомбушки. В одном из обнажений высотой около 8 м и шириной 40 м (рис. 37, 38) агломератовые туфы обладают грубой слоистостью и залегают в виде пластов мощностью от 1 до 3 м. Пласты сложены агломератовыми туфами равномернообломочной структуры. И в них преобладают глыбы андезита размерами 5—10 см и 10—15 см в поперечнике. Гравийный и более мелкий материал отсутствует, и в породе наблюдаются пустоты.

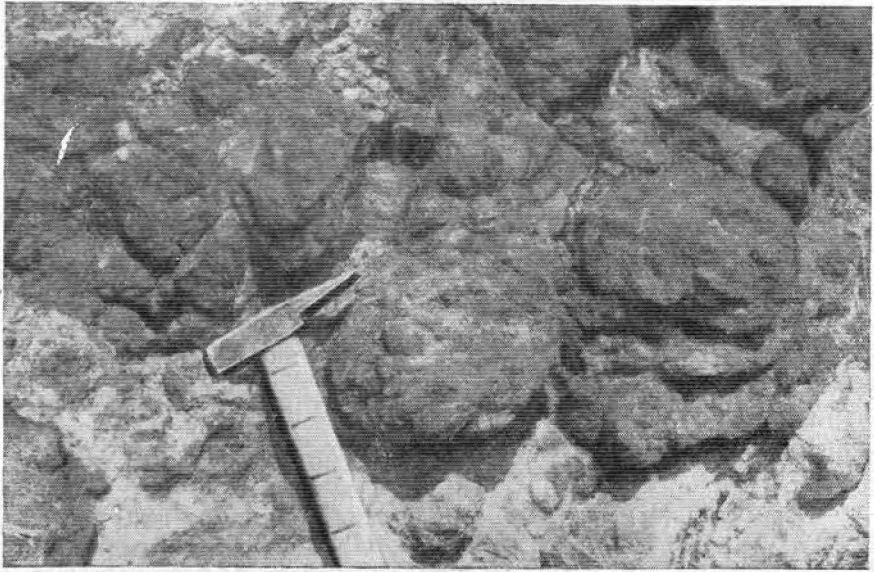


Рис. 36. Фигурные бомбы в агломератовом туфе андезито-базальта IV фазы (с. Лещовица)



Рис. 37. Грубая слоистость в агломератовых туфах автохтонной наземной фации околожерловой зоны гор Бориллов Дил

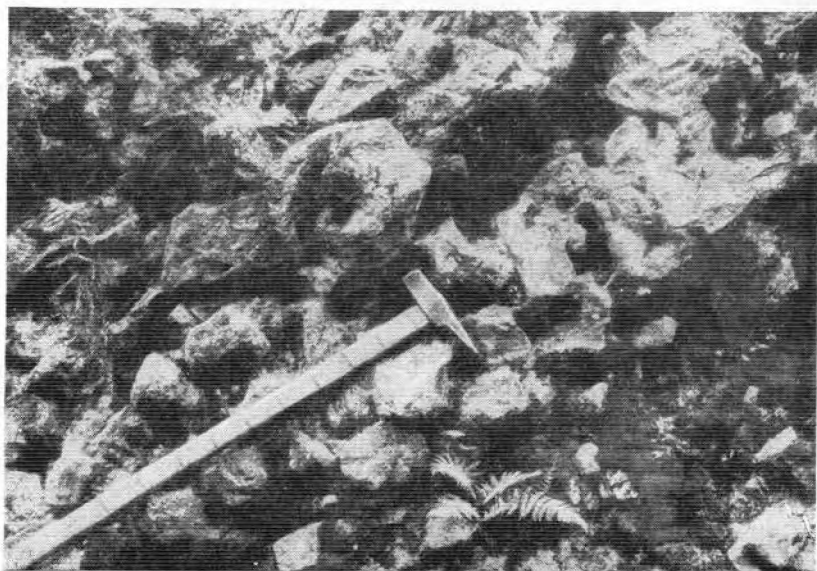


Рис. 38. То же, что и на рис. 37. Материал равномернообломочный с пустотами между обломками



Рис. 39. Агломератовая порфирокластическая структура туфа автохтонной фации на юго-западном склоне гор Борилев Дил

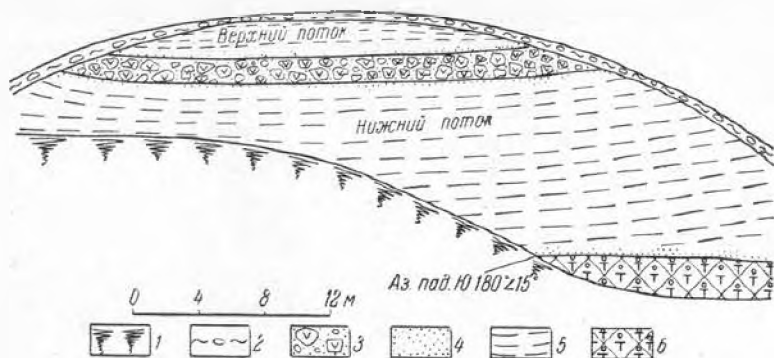


Рис. 40. Потоки андезита (оби. 6621). Азимут зарисовки 355°.

1 — осыпь; 2 — дельювий; 3 — шлаковая часть потока андезита; 4 — пористый андезит; 5 — зона трещиноватости в андезите; 6 — агломератовый обожженный туф андезита

Обломки андезита слабопористые с шероховатой поверхностью и сходны с материалом, выброшенным в раскаленном состоянии в окрестностях вулкана Шевелуч на Камчатке. Вся толща туфов в целом относится к промежуточной зоне фаций.

Внешняя зона туфов приурочена к пониженным частям рельефа. Туфы здесь имеют обычно грубую слоистость, типичную для промежуточной зоны фаций. Преобладают туфы, сложенные обломочным материалом размерами 1—3 см, однако в отдельных пластах присутствуют глыбы андезита, угловатой формы 10—20 см, даже до 50 см в поперечнике (рис. 39). Основная обломочная гравийная масса состоит из тонкопористых обломков андезита желтого и желто-серого цвета. Обломков плотного андезита здесь мало. В наиболее отдаленных участках преобладают тонкослойные псаммитовые туфы с прослоями алевитовых и гравийных туфов.

По замерам элементов залегания туфов фиксируется периклинальное залегание их. Центром является область развития наиболее грубообломочных пород (углы падения здесь достигают до 20—30°). В нижних горизонтах углы падения туфов меньше, а в верхних — больше. Так, недалеко от вершины горы Гомбушки, где залегают верхние горизонты туфов, углы падения около 40°, по мере удаления от области развития наиболее крупнообломочных туфов углы падения пластов уменьшаются и в периферических частях достигают всего 5—10°. Грубообломочные туфы пересланяются с потоками андезита мощностью до 10—15 м (рис. 40). На контактах потоков андезита с туфами в последних обнаружены зоны обжига мощностью 1—1,5 м. В области развития туфов встречаются экструзивные тела андезита.

Таким образом, в пределах западных склонов гор Борилев Дил, к северу от с. Ольховица залегают наиболее грубообломочные туфы андезита автохтонной наземной фацией околожерловой зоны, и от этой области наблюдается периклинальное падение туфов. По мере удаления от центра области уменьшается крупность материала туфов и появляются аллохтонные фации промежуточной зоны. Это позволяет сделать вывод, что центр вулкана расположен на западных склонах гор Борилев Дил, севернее с. Ольховица.

Восточная половина гор Борилев Дил покрыта мощным покровом двупироксенового андезита. В многочисленных обнажениях наблюдаются первичные трещины отдельности и полосчатость, по которым устанавливается форма лавового потока. Он как панцирем прикрывает

восточную часть вулкана, не подвергшуюся в связи с этим размыву. Углы падения потока андезита в верхней части 10—15°, к периферии они уменьшаются, и в восточной части гор Бориллов Дил порода залегает уже горизонтально, следуя рельефу. В южной части гор Бориллов Дил флюиальность и полосчатость андезита приобретают вертикальную ориентировку северо-восточного или субмеридионального направления. На площади 4 км<sup>2</sup> встречено три таких образования, вероятно, соответствующих трем центрам излияний.

На юго-западных склонах гор Бориллов Дил, или к югу от предполагаемого центра извержения, расположено пять небольших экструзий оливиновых андезито-дацитов (рис. 14, 228, 239, 240, 243, 247). От экструзий отходят лавовые потоки. Наиболее обширный лавовый поток андезито-дацита имеет самый южный массив.

В центральной части гор Бориллов Дил расположено более молодое тело базальта площадью 4 км<sup>2</sup>, которое связано уже с циклом платформенного вулканизма.

На южных склонах горы Дыхманов нами выявлена область аргиллизированных пород, вытянутая в северо-восточном направлении (1,5—0,8 км). С зоной аргиллизации связана ртутная и теллуру-висмутовая минерализация.

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что вулканический массив Бориллов Дил является разрушенным стратовулканом.

### *Хребет Сияк*

К северо-западу от массива Бориллов Дил расположена группа гор — хребет Сияк. Река Матекова разрезает этот крупный вулканический массив и своими верхними притоками окружает конусообразную гору Буса. Гора Буса окружена рядом высоких гор — Обавский Камень, Плишка, Белый Камень, Средняя. Создается впечатление, что это — кальдера с вулканическим конусом в центре (гора Буса). Однако детальное геологическое картирование, проведенное нами в 1954 г., показало, что гора Буса, расположенная в центре, сложена не более молодыми вулканическими образованиями, а đồngовозрастна окружающим ее горам, сложенным лавами основного состава. Вряд ли мы имеем здесь двойной вулкан типа «Сомма-Везувий» (рис. 14, 41).

В вершине правого притока р. Матекова, между горами Буса и Плишка, расположена небольшая гора, сложенная главным образом агломератовыми туфами основного состава. Массив туфов заключен между мощными покровами лав. В плане он имеет форму клина, острым концом обращенного к югу (длина его 2,5 км, максимальная ширина около 1,5 км). Мощность туфов достигает 400 м. Область их распространения не ограничивается отмеченной горой (рис. 41). Туфы прослеживаются на расстояние 5 км на юг и до 3 км на восток. Они залегают в виде хорошо выдержанного горизонта мощностью 10—20 м между подстилающим его покровом андезито-базальта и перекрывающим двупироксеновым андезитом<sup>1</sup>. Глыбовые агломератовые туфы в центральной части горы имеют размеры отдельных блоков до 3 м в поперечнике. Основная же масса туфа сложена обломками андезито-базальта размерами 5—30 см. Мелкообломочного материала между глыбами мало. Слоистость в туфах едва заметна и обусловлена (в отдельных горизонтах) увеличением тонкообломочного материала; в пределах пластов слоистость отсутствует. Форма обломков преимущественно округлая с слабoporистой коркой. Поверхность их шероховатая, плоскости излома идут по контакту порфириновых выделений и стекла. Большинство

<sup>1</sup> Горизонт туфов, являясь водоупором, контролирует множество источников, расположенных на склонах гор.

обломков обладает слабой пористостью, что характерно для выбросов раскаленного материала. Часть обломков и глыб имеет угловатую форму с прямыми сколами, вероятно за счет раздробления после остывания лавы.

Описанные особенности глыбовых агломератовых туфов позволяют отнести их к автохтонной наземной фации околосерловой зоны. Область распространения глыбовых агломератовых туфов в южном направлении прослеживается на 450 м, после чего размер обломков в туфе постепенно уменьшается до 5—10 см. При этом количество крупных глыб резко сокращается, за счет чего несколько увеличивается содержание псаммитового материала.

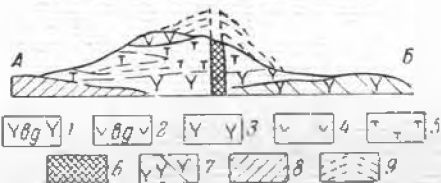


Рис. 41. Предполагаемое строение вулкана Синяк:

1—андезито-базальты бужорской свиты; 2—двупироксеновые андезиты бужорской свиты; 3 — андезито-базальты IV фазы вулканизма; 4 — андезиты; 5 — агломератовые туфы основного состава; 6 — некк; 7 — андезито-базальты III фазы вулканизма; 8 — породы палеогенового флиша; 9 — предполагаемое строение эродированной части вулкана.

На расстоянии 750—1000 м крупность обломочного материала в туфах уменьшается до 2—5 см, и туфы приобретают слоистость. Горизонт туфов, залегающий среди покровов лав основного состава на расстоянии 2—4 км от центральной части массива туфов, сложен еще более мелкообломочным материалом — гравийным, лапиллиевым и псаммитовым. Примерно такое же изменение крупности материала наблюдается в северном направлении. В центральной части туфового массива распространены лавы и лавокластические породы, прослеживающиеся на 300 м в меридиональном направлении по водораздельной части горы. Среди них преобладают кластолавы. Они сложены слабопористыми обломками андезито-базальта угловатой и округлой формы, сцементированными более пористой лавой того же состава. На отдельных участках наблюдается постепенный переход кластолавы в лаву того же состава. В широтном направлении лавокластические породы не прослежены. Условия залегания кластолав и постепенные переходы их в лавы позволяют предполагать, что ими сложен некк.

Таким образом, массив туфов представляет собой останец небольшого моногенного вулкана. Его первичные размеры: диаметр основания около 3 км, высота 750—800 м и диаметр некка 200—300 м.

В окрестностях этого небольшого моногенного вулкана развиты эффузивные породы основного и среднего состава. Это мощные потоки и покровы базальта, андезито-базальта и в верхней части — двупироксенового андезита.

Общая мощность вулканогенных образований, связанных с четвертой фазой вулканизма, — порядка 600 м. Ниже залегают вулканогенные образования III фазы, среди которых над пирокластическим материалом также преобладают лавы.

Потоки лав имеют мощность несколько десятков и сотен метров и залегают почти горизонтально или же под углом 25—30°. В пределах области развития эффузивов установлено девять пунктов, где первич-

ные трещины отдельности, полосчатость и флюидалность, имеют крутые углы наклона, иногда приближающиеся к вертикальным. Можно предположить, что эти пункты являются эруптивными центрами. Учитывая относительно плохую обнаженность пород в данном районе, можно допустить, что количество центров эрупции нами занижено. Пирокластический материал в данном районе находится в резко подчиненном в сравнении с лавой количестве. Прослой туфов среди лав редко превышали 10 м<sup>1</sup>.

Учет площади и мощности горизонтов туфов и потоков лав позволяет установить эксплозивный индекс, который, по нашим подсчетам, составляет около 10—15. Описанный район является единственным в пределах Выгорлат-Гутинской гряды (на территории СССР), где наблюдается резкое преобладание лав над пирокластикой.

Весь район можно рассматривать как своеобразное вулканическое сооружение, в центральной части которого расположен небольшой моноконический вулкан, окруженный множеством эруптивных центров и лавами близкого состава. Излияние их происходило одновременно с накоплением пирокластического материала. На заключительном этапе произошли излияния потоков дупироксенового андезита мощностью в 100 и более метров. Несмотря на переслаивание здесь лав с туфами, указанную область вулкаников нельзя признать за единый стратовулкан. Здесь, скорее, можно наблюдать следы своеобразного многоканального вулканизма.

К югу от горы Буса широко распространены гидротермально измененные породы. Площадь распространения их более 5 км<sup>2</sup>. Они представлены в верхней части монакварцитами, опалитами и алунитизированными породами, а в нижней части аргиллизированными породами, в значительной степени пиритизированными.

#### *Остатки вулканической постройки в районе Нового Села*

Между вулканическими массивами Бориллов Дил и Синяк, западнее пос. Свалява, в районе Нового Села находятся остатки вулканической постройки (рис. 14, 193). Доказательством этого служат следующие факты. В 0,8 км к северу от Нового села, на отложениях палеогенового флиша и мела залегает горизонт ксенотуфов мощностью около 6 м. Порода сложена обломочным материалом размером от 1 до 10 см в поперечнике, причем крупнообломочного материала здесь мало. В породе едва заметна слоистость, имеющая азимут падения 10°,  $\angle 40^\circ$ . Основная масса обломков представлена пористым андезито-базальтом. Наиболее крупные обломки нередко представлены фигурными бомбами. Чуждого материала в породе около 10%; он представлен ороговикованным аргиллитом и песчаником; присутствуют также желваки опала. Залегание ксенотуфов с фигурными бомбами на поверхности древних пород вообще характерно для нижних горизонтов вулканических построек. Выше ксенотуфов залегает лавовый поток андезито-базальта видимой мощностью 8 м с первичными трещинами отдельности и флюидалностью 340°,  $\angle 15^\circ$ . Вблизи описанных обнажений в делювии наблюдается большое количество фигурных бомб андезито-базальта размерами до 20 см. В 300 м юго-западнее обнажается кластолава, состоящая из округлых глыб андезито-базальта, сцементированных пористой лавой того же состава. Кластолава залегает в виде трубообразного тела, несколько вытянутого в меридиональном направлении, диаметром около 200 м. Вероятно, она приурочена к жерловине вулкана<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Дальнейшие, более детальные работы, возможно, позволят выявить новые горизонты туфов, однако преобладание лав над туфами безусловно.

<sup>2</sup> В настоящее время нет данных для суждения — главный ли это канал вулкана или побочный.

Область распространения ксенотуфов с севера и запада полукольцом окружена андезито-базальтами, залегающими гипсометрически выше ксенотуфов. В полутора километрах на северо-восток, или в 1 км на север от с. Сусково, находится скала андезито-базальта высотой около 30 м, обладающая флюидальностью, ориентированной вертикально с азимутом простираения  $355^\circ$  (рис. 14, 192). Севернее эти андезито-базальты залегают в виде почти горизонтального потока, а в полутора километрах западнее наклонены на северо-запад под углом  $20^\circ$ . Андезито-базальты перекрываются мощным горизонтом туфов, также образующим полукольцо. Мощность горизонта туфов колеблется, на различных участках не одинаковая (максимальная — в 250 м к северо-западу от области распространения ксенотуфов). По направлению на север, восток и юг мощность горизонта постепенно уменьшается, и туфы постепенно выклиниваются. Выше туфов залегают обширный покров андезита. В пределах максимальной мощности горизонта — туфы агломератовые и глыбовые с небольшим количеством прослоев, сложенных более мелким материалом. Слоистость в них выражена слабо. Среди грубообломочного материала псаммитовый и более мелкий материал присутствует в незначительном количестве. Форма обломков преимущественно округлая, однако встречаются фигурные бомбы. Поверхность округлых обломков шероховатая. Приведенные основные признаки позволяют отнести туфы к автохтонной наземной фации околожерловой зоны, образованной, вероятно, при извержениях вулканского и стромболианского типов. По мере удаления от области максимальной мощности горизонта туфов крупность материала уменьшается и в них появляется слоистость.

К югу-западу от области развития ксенотуфов обнажен горизонт туфов, отделенный от описанного выше сбросом. Мощность его около 50 м, азимут падения  $270^\circ$ ,  $\angle 20^\circ$ . Туфы преимущественно гравийные и псаммитовые, однако в них присутствует примесь агломератового материала. Некоторые глыбы андезито-базальта имеют сколотые края. Иногда пласты туфов сложены обломками размерами до 5 см, имеющими вид спекшегося туфа. Слоистость в туфах развита слабо. Описанные туфы по структурным и текстурным признакам относятся к автохтонной наземной фации промежуточной зоны.

Горизонт туфов согласно перекрывается лавовым потоком андезита, мощностью около 50 м, имеющим те же элементы залегания, что и туф. Нижняя граница лавового потока почти ровная, слегка волнистая. В нижней его части лава имеет глыбовый характер. В поверхностной части туфы, контактирующие с лавой, слабо ожелезнены. Здесь же они прорваны андезито-базальтом, и на контакте образуется кластолава. В андезито-базальте развиты вертикальные зоны пористых и глыбовых лав. Вероятно, это зоны новых порций лавы, поступавших в уже несколько застывшие участки.

Наличие мощной толщи туфов автохтонной фации околожерловой зоны, переходящих в туфы аллохтонной фации, периклинальное залегание туфов и лавовых потоков, залегание ксенотуфов в основании вулканогенной толщи и наличие центров эрупции и, возможно, нека (или побочной жерловины) и позволяют нам сделать вывод о существовании стратовулкана в районе Нового Села. Первоначальный диаметр основания вулкана был около 7 км, высота — не менее 1 км. В период его деятельности преобладали извержения вулканского и стромболианского типов.

## Верхнеобавский вулкан

В 8 км к северо-востоку от г. Мукачево, в верховьях р. Обава, развиты глыбовые агломератовые туфы (рис. 14, 145). В обнажениях высотой до 80 м можно наблюдать туфы, сложенные крупнообломочным материалом размером около 0,5 м в поперечнике (отдельные глыбы достигают даже 1 м). Форма глыб преимущественно угловатая, но некоторые из них имеют форму округлых бомб с поверхностью типа «хлебной корки». Поверхность отдельных глыб шероховатая, дробление породы происходило по контакту стекла и порфировых выделений, что свойственно породам, находящимся в полупластичном состоянии. Андезит серого цвета слабопористый; поры мелкие неправильной формы. Некоторые обломки с поверхности окислены. Тонкообломочный материал и слоистость в глыбовом агломератовом туфе отсутствуют. Приведенные характерные особенности туфа позволяют отнести его к автохтонной фации околожерловой зоны; образование таких туфов связано с извержениями вулканского типа.

Описанные глыбовые агломератовые туфы прослежены на расстоянии 0,6 км. В других направлениях они перекрыты мощным покровом двупироксенового андезита. Туфы слагают центральную часть крупного массива. Восточная часть массива примыкает к области развития лав многоканального вулкана Синяк; на север и на юг от предполагаемого центра вулкана туфы прослежены на расстояние 7 км, на запад — примерно на 6 км.

Крупность материала, слагающего туфы, по мере удаления от описанной области развития глыбовых агломератов уменьшается, и здесь, так же как и в районе вулканического массива Бориллов Дил, можно выделить три зоны с постоянно уменьшающейся крупностью пирокластического материала.

В пределах первой зоны шириной 2—2,5 км преобладают агломератовые туфы, сложенные обломками преимущественно 8—10 см в поперечнике, однако во внутренней части ее туфы содержат глыбы андезита размерами до 0,3 м в поперечнике; во внешней части зоны появляются прослои гравийных туфов. Туфы сложены преимущественно автохтонными фациями, но среди них вклиниваются туфы и аллохтонного происхождения. Залегание туфов периклинальное. Особенно хорошо это видно в южной части массива, где углы падения пластов достигают 20—25°<sup>1</sup>.

Во второй зоне (шириной также 2—2,5 км) преобладают туфы, сложенные обломками, имеющими 3—6 см в поперечнике. Характерным для этой зоны является переслаивание агломератовых и гравийных туфов. В туфах проявляется несовершенная слоистость. Видимо, они принадлежат аллохтонной фации промежуточной зоны. Туфы залегают периклинально под углом 10—15°.

Третья, внешняя зона изучена только в северной части, где она налегает на породы палеогенового флиша, и в южной, — в районе с. Визница. Преобладающими здесь являются гравийные и псаммитовые литокластические разновидности туфов. Они залегают в виде пластов мощностью от нескольких сантиметров до 3—4 м (преобладает мощность 1—3 м). Туфы сложены обломками тонкопористого светло-серого или желтого андезита; форма пор преимущественно округлая, размер их 1—2 мм. Количество пор колеблется, но иногда оно настолько велико, что андезит принимает пемзовидный облик. Форма обломков угловатая

<sup>1</sup> Необходимо отметить, что первичные углы наклона туфов искажены последующими тектоническими движениями. Наиболее хорошо это видно в северной части третьей зоны, где туфы, налегая на породы флиша, имеют обратное падение, что, видимо, объясняется опусканием Выгорлат-Гутинской гряды и воздыманием складчатой области палеогенового флиша.



Рис. 42. Отложения агломератового потока (раскаленной лавины) у с. Нижняя Грабовница

или округлая. Среди них около 20—30% обломков плотного андезита или андезито-базальта черного цвета. В породе присутствуют также обломки андезита, окисленного до красного цвета (обжиг), которые резко выделяются на светло-сером или желтом фоне породы. Количество их колеблется от 5 до 30%. Отмеченные обломки, вероятно, представляют собой материал предыдущих извержений, подвергшийся вторичному разогреву во время последующих извержений. С северной части туфы залегают с углами наклона  $10^\circ$  на север, а в южной — на юг. Среди туфов изредка встречаются потоки или экструзии лав основного состава.

В области развития глыбовых агломератовых туфов встречены гравийные туффиты, содержащие примесь терригенного материала. Они залегают гипсометрически выше глыбовых агломератов и, возможно, образовались за счет переотложения пирокластического материала и, соответственно, загрязнены терригенными примесями. Максимальная мощность туфов (порядка 600 м) наблюдается в центральной части описанного массива, к северо-востоку от с. Верхняя Визница. В периферических частях массива (третья зона) мощность туфов уменьшается до 200 м.

Зональное уменьшение мощности туфов от центра к периферии с одновременным уменьшением мощности туфов вообще, развитие в центральной части массива автохтонных околожерловых фаций и преобладание аллохтонных фаций по периферии позволяют сделать вывод, что современный массив туфов представляет собой остатки разрушенного вулкана. О первичной высоте его судить трудно, однако, учитывая возрастание по направлению к центру углов наклона туфов и то, что диаметр его основания около 10—14 км, можно предположить, что Верхнеобавский вулкан имел высоту порядка 3 км.

В юго-восточной части вулкана (в северной части с. Нижние Грабовницы) развиты отложения агломератового потока (раскаленной лавины). Они характеризуются отсутствием слоистости и сортировки материала. Наряду с глыбами диаметром до 3 м здесь присутствует мелкообломочный материал (рис. 42). Углы глыб сколоты, иногда наблю-

даются «рваные» поверхности. Тонкообломочный материал окислен до розового цвета. Отложения агломератового потока указывают на то, что здесь произошли извержения катмайского типа. Вероятно, они происходили в одну из последних стадий жизни вулкана.

В пределах первой и частично второй зоны туфов встречены экструзии и лавовые потоки основного и кислого состава. Они образовались сингенетично накоплению пирокластики, а также после частичного разрушения вулканической постройки. В юго-западной части первой зоны туфов расположен лавовый поток андезито-базальта длиной около 2 км и шириной около 1 км с наклонами первичной трещиноватости и флюидальности 20—50°. Центр эрупции лавы находится в северо-восточной части, лава текла главным образом в юго-западном направлении, согласно падению пластов туфов. Здесь же расположены небольшие потоки и экструзии андезито-базальтов и андезитов. После частичного разрушения верхней части вулкана произошли излияния мощных потоков двупироксеновых андезитов, которые перекрыли центральную часть вулкана и спускались в северо-западном направлении. Мощность лавовых потоков превышает 100 м, причем они распространены не только в пределах постройки описываемого вулкана, но и далеко за его пределами.

В 2 км к западу от области развития глыбовых агломератовых туфов, т. е. от центра эрупции, находятся три экструзии дацита. Две из них представлены куполами без потоков, а третья — куполом, с отходящим от него трехкилометровым лавовым потоком (ширина от 0,8 до 1,2 км). Лавовый поток спускается в юго-западном направлении, почти к подножию вулкана. Причем, направление движения лавового потока находится в соответствии с первичными углами падения подстилающих туфов. Правда, он лежит на несколько размытой поверхности туфов.

В районе экструзий дацита и севернее их, на площади около 10 км<sup>2</sup> развиты гидротермально измененные породы. Они представлены монокварцитами, алунидами, аргиллизированными и пиритизированными породами с небольшой теллуру-висмутовой и ртутной минерализацией. К югу от экструзий расположено поле гидротермально измененных пород площадью около 1 км<sup>2</sup>. В центральной части его находятся монокварциты, по периферии — кварцево-каолиновые породы. К западу от экструзий, по ключу Солёные Млаки, расположено небольшое поле (площадью менее 1 км<sup>2</sup>) монтмориллонитизированных и пиритизированных пород.

Можно полагать, что Верхнеобавский вулкан, поскольку он сложен в основном пирокластическим материалом и лавами от андезито-базальтового до липарито-дацитового состава, — является стратовулканом, эволюция которого была весьма длительной.

Вулканокластический материал в Верхнеобавском вулкане резко преобладает над лавами и его эксплозивный индекс, даже с учетом покровных двупироксеновых андезитов, превышает 90.

#### *Моногенные вулканы средней части Выгорлат-Гутинской гряды*

В пределах описанного массива туфов, наряду с общим уменьшением крупности материала от центра к периферии, наблюдались участки с повышенной крупностью материала. Один из них расположен в среднем течении р. Обавы, второй — к югу от с. Турья Быстра. Они представляют собой остатки небольших вулканов. Южнее Верхнеобавского вулкана, в районе с. Чинадиево (Чинадиевский) и в северной части г. Мукачево (гора Сарны) развиты небольшие моногенные вулканы.

## Обавский вулкан

В среднем течении р. Обавы, в северной части одноименного села обнажены глыбовые агломератовые туфы, с размерами отдельных блоков до 2 м; преобладающая масса глыб имеет размеры 0,2—0,3 м (рис. 14, 141). Эти туфы аналогичны описанным выше глыбовым агломератовым туфам, развитым в верховьях р. Обавы, отнесенным нами к автохтонной фации околосерловой зоны.

По мере удаления от центральной части области развития глыбовых агломератовых туфов, крупность материала быстро уменьшается. В северном и восточном направлениях на расстоянии 500—700 м крупность отдельных глыб еще достигает 0,3 м в поперечнике, в юго-западном направлении (на таком же расстоянии) она составляет всего 8—10 см. В процессе изучения распределения крупности материала

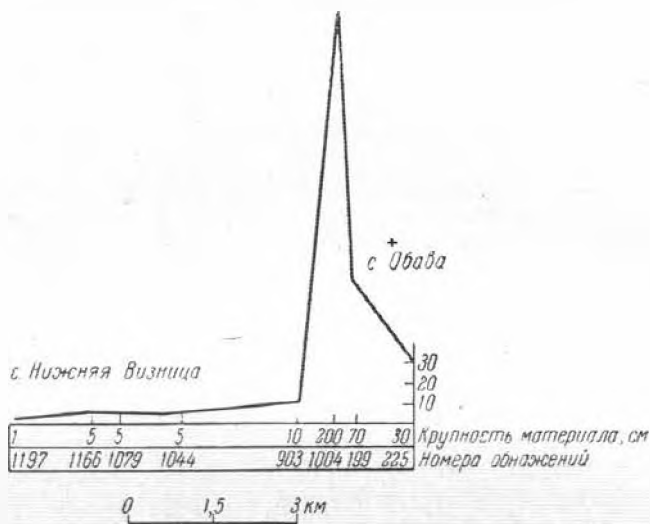


Рис. 43. График изменения крупности туфогенного материала между селами Обавы и Нижняя Визница

нами было составлено множество графиков изменения крупности материала. По профилю северо-западного направления, между селами Обавы и Нижняя Визница (рис. 43), крупность материала на относительно небольшом расстоянии быстро уменьшается. Вероятно, здесь был небольшой вулкан. Одновременно с уменьшением крупности материала туфы приобретают слоистость, и автохтонные фации к периферии постепенно сменяются аллохтонными. Ориентировочно диаметр основания вулкана был около 1,5 км, а высота всего 300—400 м. Вулканическая постройка сложена породами только основного состава. По своим текстурно-структурным особенностям пирокластический материал, очевидно, является продуктом извержений вулканического и стромболианского типов.

## Турьебыстринский вулкан

К югу от с. Турья Быстра, на северных склонах Выгорлат-Гутинской гряды, развиты глыбовые агломератовые туфы андезитобазальта (размер глыб до 0,5—0,7 м в поперечнике) (рис. 14, 150). Форма глыб преимущественно округлая и иногда обнаруживаются фигурные бомбы слабобористого андезитобазальта с поверхностью типа «хлебной корки». Горизонт глыбовых агломератовых туфов здесь размыт и не имеет

продолжения на север. В восточном, западном и южном направлениях в туфах уменьшается крупность материала и на отрезке всего лишь 0,6—0,8 км они переходят в гравийные разновидности, смешиваются с туфами Верхнеобавского вулкана, и становится трудно определить их мощность. В восточном направлении, где примесь пирокластического материала Верхнеобавского вулкана меньше, мощность горизонта туфов уменьшается до 10 м. Можно предположить, что грубообломочные туфы, развитые к югу от с. Турья Быстра, представляют собой остатки небольшой вулканической постройки. Диаметр основания вулкана был около 1 км, а высота — порядка 200—300 м.

#### Чинадиевский вулкан

В 10 км к северо-востоку от г. Мукачево, возле железнодорожного переезда в с. Чинадиево, обнажены глыбовые агломератовые туфы (рис. 14, 133). Они не слоистые, плохо отсортированные с размером глыб до 2 м в поперечнике. Наиболее крупные глыбы сложены слабопористым или плотным андезитом-базальтом. Форма их угловатая. Глы-

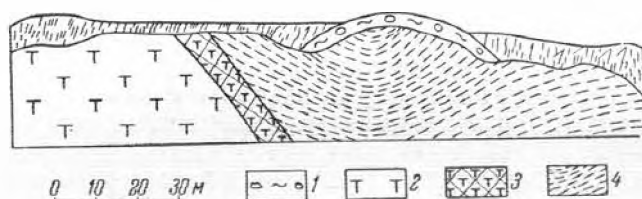


Рис. 44. Зарисовка купола андезита в с. Чинадиево:

1 — дельта; 2 — глыбовый агломератовый туф; 3 — измененный туф;  
4 — андезит и направление флюиальности.

бы преимущественно округлой формы, среди них встречаются бомбы с поверхностью типа «хлебной корки». Обычно поверхность глыб шероховатая, плоскости скалывания неровные и идут по контакту порфировых выделений и стекла. Мелкообломочного материала в туфе мало.

Приведенные характерные особенности туфа позволяют отнести его к автохтонной наземной фации околожерловой зоны. В северо-восточной части территории, занятой туфами, последние прорваны куполом андезито-базальта, и мощный лавовый поток, отходящий от него, перекрывает частично или полностью туфы. На контакте андезито-базальта и туфа образуются кластолава и зона обжига туфов мощностью до 10 м (рис. 44).

В юго-западном направлении, вдоль террасы, крупность обломочного материала в туфах постепенно уменьшается — на отрезке 400 м крупные глыбы достигают 1 м в поперечнике, в 1 км — 0,8 м, причем, постепенно уменьшается количество крупных глыб и основная масса туфов становится мелкообломочной (5—10 см). Несмотря на это, туф полностью сохраняет характерные особенности, свойственные автохтонной фации. В 1,3 км от описанного обнажения грубообломочных туфов появляются прослой гравийных и псаммитовых туфов и слоистость, свойственная аллохтонной фации.

К северу от купола андезито-базальта встречены аргиллизированные породы с небольшой ртутной минерализацией.

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что в районе с. Чинадиево находился небольшой вулкан с диаметром основания 2,5—3 км и высотой 300—400 м.

## Вулкан Сарны

В северной части г. Мукачево расположена гора Сарны, занимающая площадь около  $1,5 \text{ км}^2$  (рис. 14, 125). В западной части горы большим карьером вскрыты глыбовые агломератовые туфы с блоками лавы до 1,5 м в поперечнике. Структура туфа неравномернообломочная, однако тонкий материал присутствует в незначительном количестве. Между глыбами иногда встречаются пустоты. Слоистость в туфе отсутствует. Форма глыб угловатая и округлая; встречаются глыбы с поверхностью типа «хлебной корки», иногда слабоокисленные. Туфы прорваны экструзией андезито-базальта. В северной части горы карьерами вскрыты те же глыбовые агломератовые туфы, глыбы имеют размер до 1 м в поперечнике. Среди глыбовых агломератовых туфов присутствуют линзы лапиллиевых туфов мощностью 4—5 м, с заметной слоистостью (азимутом падения  $50^\circ$ ,  $\angle 15^\circ$ ). Туфы прорываются экструзиями с субмеридиональной флюидалностью. Контакты их вертикальные, реже пологие, переходящие в горизонтальные, с образованием даек мощностью 3—5 м. Андезито-базальт плотный, но на контактах становится пористым. Туф на контактах с андезито-базальтом окислен, возможно, в результате обжига. Мощность зон обжига от 0,3 до 1 м.

Описанные туфы характерны для автохтонной наземной фации околожерловой зоны. Уменьшение крупности материала наблюдается по направлению к северу, пласты туфа наклонены по азимуту  $50^\circ$ , поэтому можно предполагать, что центр извержения расположен в южной части горы Сарны.

Агломератовые туфы несогласно залегают на гравийных и псаммитовых слоистых туфах с прослоями лигнита, обнаженных в северной части горы Сарны.

Наличие вулкана к северу от г. Мукачево, после С. Рудницкого (1928), было отмечено О. Н. Горбачевской (Соболев и др., 1947). По ее представлениям, вулканогенные образования, развитые на правом берегу р. Латорицы, залегают периклинально и являются остатками одной вулканической постройки. Наши исследования показали, что на правом берегу вулканогенные образования имеют другой возраст и относятся к другой фазе вулканизма. Туфы там залегают не периклинально, и нет оснований относить их к одному вулкану. Однако состав вулканогенных образований, слагающих г. Сарны, указывает на образование их в околожерловой зоне, и они представляют остаток постройки вулкана. Малые размеры области распространения вулканогенных образований позволяют высказать предположение, что здесь был не крупный стратовулкан, как предполагалось ранее, а небольшой моногенный вулкан.

## Анталовский вулкан

Гора Анталовская, расположенная на левобережье р. Уж, имеет абсолютную высоту около 1000 м (рис. 14, 31). Она имеет форму усеченного конуса с диаметром основания около 10 км.

По периферии горы обнажаются преимущественно агломератовые туфы, переслаивающиеся с гравийными и псаммитовыми разновидностями. Туфы обладают слоистостью, содержат примесь терригенного материала и переходят в туффиты. Подавляющая масса их представлена туфами аллохтонной водной фации промежуточной зоны, но имеются также гравийные и лапиллиевые неслоистые туфы без примеси терригенного материала, которые могут быть отнесены к автохтонной фации. Залегание их близко к горизонтальному.

Ближе к склонам горы агломератовых туфов становится больше и залегание туфов становится периклинальным, с углами падения до  $10^\circ$ .

Туфы перекрываются покровом андезитов, с центром на вершине горы. Мощность покрова 50—100 м, и он хорошо обнажен в результате эрозионной деятельности многочисленных ручьев. Андезит обладает хорошо выраженными трещинами растяжения, ориентированными параллельно плоскости покрова; наклон покрова — 10°. Залегание лав здесь периклинальное. Возможно, покров состоит из нескольких отдельных мощных потоков. Андезит на некоторых участках перекрывается туфами, имеющими, видимо, небольшое распространение (установлены только в юго-восточной части горы). Мощность туфов 10—20 м. Указанные туфы и андезиты в свою очередь перекрываются мощным покровом андезито-базальта с центром на вершине горы; в северо-восточной части они спускаются к подножью горы, перекрывая нижние горизонты туфов. Мощность покрова андезито-базальта достигает 100 м.

На южном склоне горы обнажаются дациты, площадь распространения которых около 4 км<sup>2</sup>. Возраст их точно не установлен. Условно мы отнесли образование дацитов к четвертой фазе вулканизма.

В восточной части горы, почти на водораздельной возвышенности, развиты гидротермально измененные породы. Площадь их распространения превышает 3 км<sup>2</sup>. В верхней части они представлены монакварцитами, в нижней — аргиллизированными породами с большим количеством пирита и мельниковита.

На вершине горы Анталовская имеется чашеобразное овальное углубление, более 100 м в поперечнике и глубиной около 8 м, очень напоминающее полусасыпанный кратер вулкана.

Конусообразная форма горы, сохраняющаяся благодаря лавовому панцирю, периклинальное залегание туфов, уменьшение крупности пирокластического материала от центра к периферии и переслаивание лав с туфами позволяют заключить, что гора Анталовская представляет собой вулкан. Судя по обнажениям туфов по периферии вулкана, можно полагать, что лавовые потоки среди туфов составляют не более 5%, а верхние лавовые покровы по отношению ко всей массе пирокластического материала составят 10—15%. Необходимо отметить, что лавовые потоки ложатся на несколько размытую поверхность туфов. Первичная высота вулкана была около 2 км. Если учесть, что разрушался главным образом пирокластический материал, то соотношение лав и пирокластики будет несколько иным. Кроме того, не менее 50% мелкого пирокластического материала было развеяно. Эксплозивный индекс для Анталовского вулкана, таким образом, повысится до 90. Описанный вулкан можно отнести к стратовулканам. Широко развитие гидротермально измененных пород в этом районе позволяет высказать предположение о наличии не вскрытых гипабиссальных кислых пород помимо купола дацита, расположенного на южном склоне горы.

#### Невицкий вулкан (побочный конус Анталовского вулкана)

Невицкий вулкан находится на левом берегу р. Уж, возле села, носящего то же название (рис. 14, 23). Он как бы приращен к западному склону Анталовского стратовулкана. Высота его около 100 м, диаметр основания 400—500 м. В нижней части вулканической постройки, непосредственно над поймой р. Уж, обнажаются глыбовые агломератовые туфы, слагающие пласты мощностью 3—5 м. Слоистость в них отсутствует, материал неравномернообломочный с небольшой примесью тонкообломочного. От 30 до 80% породы составляют фигурные бомбы, размерами от нескольких сантиметров до 2 м в диаметре. Большинство их имеют темно-серый цвет, но часть бомб с поверхности окислена до красного цвета. Форма бомб преимущественно шаровая, но около 30%

бомб имеют сплюснутую форму. Андезито-базальт бомб обладает слабой пористостью, пористые зоны расположены концентрически, повторяя форму бомб. Поверхность бомб бугристая, шероховатая.

В толще агломератовых туфов присутствуют прослои псаммитового туфа мощностью около 15 см, с примесью обломков преимущественно пористого андезито-базальта. Изредка встречаются прослои алевритового туфа мощностью до 2 см. В юго-западной части горы Невицкой азимут падения туфов  $50^\circ$ ,  $\angle 5^\circ$ , т. е. в сторону предполагаемого центра извержения, что вероятно вызвано

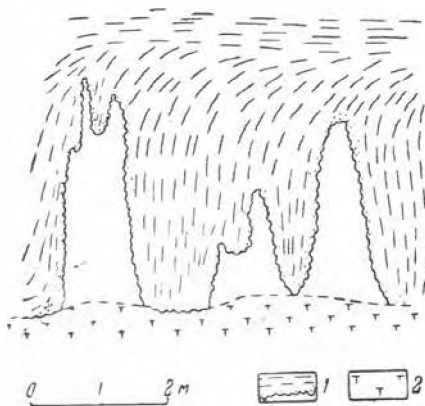


Рис. 45. Трубочные полости в основании лавового потока Невицкого вулкана:

- 1 — андезито-базальт (расположение в нем пористости и направление флюидальности);  
2 — агломератовые туфы автохтонной фации околожерловой зоны.

вторичным процессом компенсационного прогибания или складчатости. Приведенные данные позволяют отнести туфы к автохтонной фации околожерловой зоны.

В средней части горы на глыбовых агломератовых туфах залегает поток андезито-базальта мощностью 10—12 м. Нижняя часть потока, несколько пористая, со шлаковой коркой, ложится на слабоволнистую поверхность. В обнажении вскрыты трубчатые пустоты, идущие вверх от основания лавового потока (рис. 45), диаметром от 0,8 до 1 м и длиной до 3,5 м. Внутренние стенки трубчатых полостей покрыты коркой пористого, шлаковидного андезито-базальта с шероховатой поверхностью, окрашенного в красный цвет. Трубочные полости окружены вертикальными трещинами и пористыми зонами. Выше трещиноватость приобретает направление, параллельное нижней поверхности потока (азимут падения  $230^\circ$ ,  $\angle 5-10^\circ$ ), т. е. здесь наблюдается наклон лавового потока, возможно от предполагаемого центра извержения к периферии вулкана. Образование трубчатых полостей объясняется действием струй пара во время излияния лавового потока на влажную поверхность (Walker, Parsons, 1922; Устиев, 1961). Однако наличие таких необычайно крупных трубчатых полостей, вероятно, объясняется особенно большой влажностью среды, на которую изливалась лава.

Выше залегает горизонт глыбовых агломератовых туфов, сложенный неравномернообломочным материалом (до 0,4 м в поперечнике). В туфе присутствует значительное количество фигурных бомб. Мощность туфов более 10 м. Еще выше залегают два лавовых потока, отделенные прослоем глыбового агломератового туфа мощностью 2—3 м. Мощность нижнего лавового потока около 6 м, верхнего — около 10 м. В потоках андезито-базальта проявляется флюидальность, по направлению близкая к горизонтальной. В южной части горы верхний поток имеет угол наклона до  $50^\circ$  и азимут падения от 0 до  $40^\circ$ , что позволяет предполагать здесь близость центра эрупции<sup>1</sup>.

На северо-западном склоне горы в дорожной выемке обнажен андезито-базальт темно-серого, почти черного цвета, обладающий вертикальной флюидальностью и первичной трещиноватостью (азимут падения  $330^\circ$ ). На запад трещиноватость постепенно выполаживается до горизонтальной (азимут падения  $280^\circ$ ,  $\angle 10^\circ$ ). Таким образом, здесь мы

<sup>1</sup> Стены Невицкого замка (XIV в.), расположенного на андезито-базальтовом лавовом потоке, примерно на 25% сложены хорошо сохранившимися фигурными бомбами.

также имеем центр эрупции, связанный с трещиной северо-западного простирания (рис. 46).

В центральной части горы Невицкой котлованами вскрыты кластолавы андезито-базальта, переходящие в брекчиевую лаву и в лаву с пористыми гнездами и полостями, ориентированными вертикально. Такие образования свойственны неккам (рис. 47).

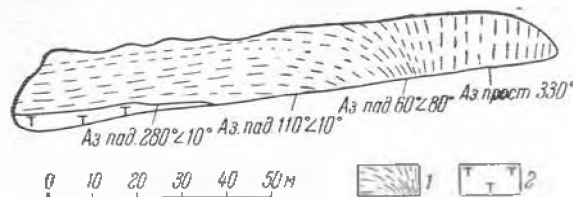


Рис. 46. Строение лавового потока в северной части Невицкого вулкана (азимут зарисовки 80°):

- 1 — ориентировка первичной трещиноватости в андезито-базальте;  
2 — агломератовый туф андезито-базальта.

Таким образом, можно сделать вывод, что гора Невицкая представляет собой остаток небольшой вулканической постройки. Она сложена в основном вулканокластическим материалом автохтонной фации, от-

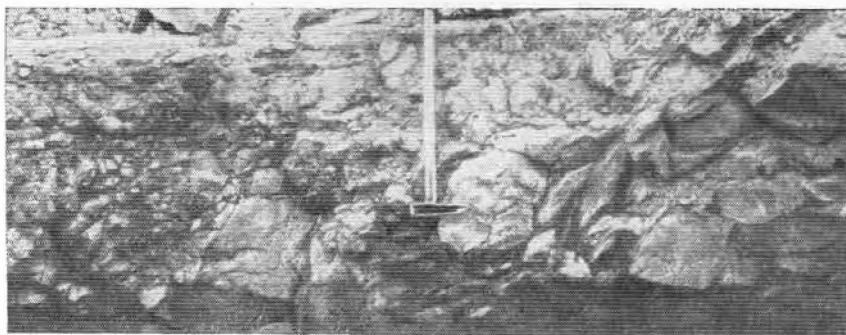


Рис. 47. Брежчиевая лава, переходящая в кластолаву в некке Невицкого вулкана

ложенным (в нижней части), вероятно, в водных условиях. В последнюю стадию жизни вулкана излияние лавовых потоков происходило, вероятно, в наземных условиях, но на влажную поверхность, вследствие чего в лаве и образовались трубчатые полости. Пирокластический материал свидетельствует о том, что здесь происходили извержения стромболианского типа. В центральной части постройки находится некк; центры излияний лавовых потоков располагались на склонах.

### *Вулканы хребта Маковица*

Между Верхнеобавским и Анталовским вулканами область Выгорлат-Гутинской гряды (протяженностью и шириной около 15 км) сложена преимущественно грубообломочными пирокластическими породами основного состава, перекрытыми обширными покровами андезито-базальта, андезита, андезито-дацита, прорванными в дальнейшем экструзиями липарита.

Туфы андезито-базальта и андезита в осевой части представлены агломератовыми и глыбовыми агломератовыми разновидностями, преи-

мущественно автохтонных наземных фаций или реже аллохтонных, переслаивающихся с лавами того же состава (рис. 48, 49, 50). К краевым частям гряды, при сочленении ее с областью складчатых Карпат и на склонах Чоп-Мукачевской впадины, крупность пирокластического материала заметно уменьшается, появляются более четко выраженная слоистость и примесь терригенного материала, т. е. признаки, характеризующие водные аллохтонные фации промежуточной и удаленной зон.

Кроме отмеченных фаций туфов, к востоку от с. Гайдои, почти в средней части Выгорлат-Гутинской гряды были встречены глыбовые агломератовые туфы, содержащие блоки размерами до 3 м в поперечнике. Слоистость в туфах отсутствует, материал не отсортирован. Наряду с крупными глыбами в туфах много мелкообломочного материала. Форма глыб угловатая, но многие из них округлые, вследствие скалывания углов. Плоскости скола неровные, поверхность шероховатая, бомбы отсутствуют. Описанные туфы характерны для агломератовых потоков и раскаленных лавин извержений катмайского типа.

Таким образом, накопление вулканокластического материала между вулканами Анталовским и Верхнеобавским происходило в результате извержений вулканского, стромболианского и катмайского типов. В результате эрозии вулканических построек и последующего перекрытия вулканокластического материала лавами центры извержения установить не удалось. Судя по общему контуру площади распространения вулканогенных образований, здесь, вероятно, было не менее двух стратовулканов. Можно предполагать, что центр извержения западного вулкана находился в районе горы Маковицы, а второй — в районе горы Хотар (рис. 14, 41, 74).

В этой области можно отметить остатки двух небольших вулканических построек — на юго-западном склоне горы Маковицы и к юго-западу от с. Кибляры.

В 3 км к юго-западу от горы Маковицы развиты неслоистые агломератовые туфы, состоящие из бомб и глыб андезита, размером 10—15 см в поперечнике (рис. 14, 44). Поперечник отдельных бомб достигает 1—1,2 м. Мелкообломочный материал присутствует в незначительном количестве. Бомбы имеют округлую форму, бугристую, шероховатую поверхность, часто окисленную до красного цвета. Андезит бомб слабо пористый. Крупные глыбы имеют угловатую форму с более или менее ровной поверхностью. Крупность материала и текстурно-структурные особенности позволяют отнести эти туфы к автохтонной наземной фации околожерловой зоны. Вероятно, здесь был небольшой побочный вулкан, о размерах которого судить трудно из-за плохой обнаженности.

В 4 км к юго-западу от с. Кибляры, среди гравийных и псаммитовых туфов, обнажается сложный комплекс кластолав, переходящих в лаву и глыбовый агломерат (рис. 14, 38). Кластолавы содержат угловатые глыбы андезита размерами до 0,5 м в поперечнике, а в агломератовом туфе, состоящем из угловатого несортированного материала, глыбы достигают 1 м. Описанные вулканогенные образования позволяют отнести их к некковой фации. Вероятно, здесь также находился побочный кратер.

К западу от горы Анталовской на правом берегу р. Уж, развиты мощные горизонты туфов и потоков андезита и андезито-базальта. Туфы здесь слоистые (чередование гравийных и агломератовых прослоев); пепловые туфы встречаются редко. Мощность пластов колеблется от нескольких сантиметров до 2—3 м (рис. 51). Туфы состоят из пористых обломков андезита с примесью окисленных (обожженных). Иногда в них видны отпечатки листьев. Фациальный анализ нижних горизонтов позволяет отнести их к аллохтонной водной фации промежуточной зоны, накопившейся за счет вулканического материала вулканических и



Рис. 48. Грубая слоистость агломератовых туфов аллохтонной водной фации промежуточной зоны к западу от с. Кибляры

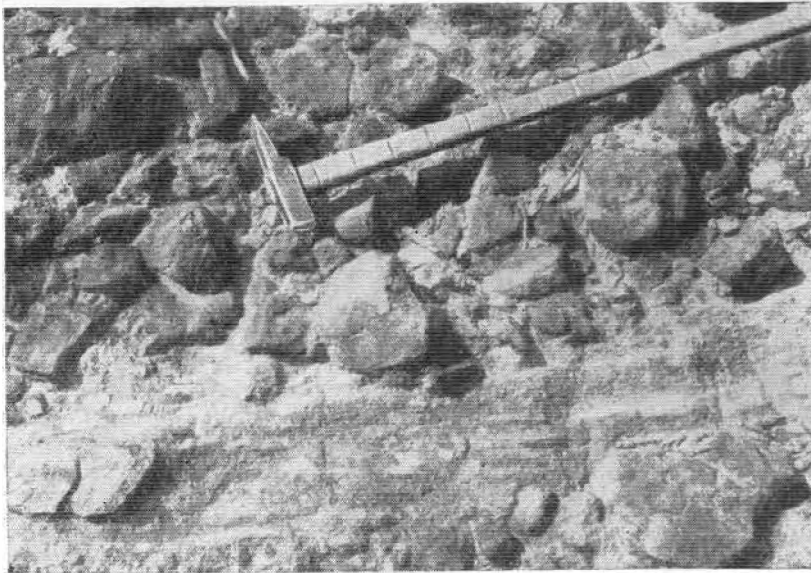


Рис. 49. Слоистость в туфах андезита. Аллохтонная фация промежуточной зоны водной области

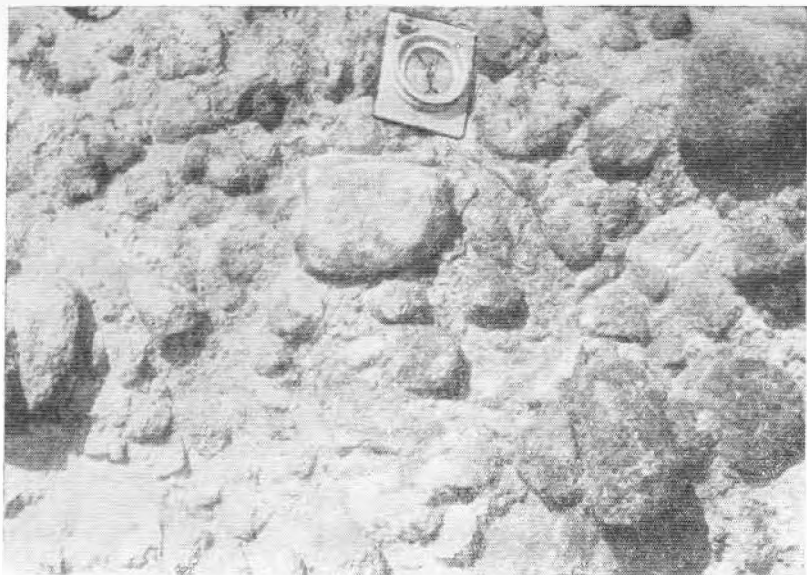


Рис 50. Неравномернообломочный туф андезито-базальта аллохтонной водной фации наземной области (с. Антоновка)



Рис. 51. Слоистые туфы андезита, перекрывающие лавовый поток на Каменецком месторождении

плинианских извержений. В верхних горизонтах преобладает более грубообломочный материал аллохтонной наземной фации промежуточной зоны. Центр извержения не установлен, вероятно, он находится на территории Чехословакии.

К востоку от гор Бориллов Дил расположен хребет Великий Дил, состоящий из трех гор: Мартинский Камень, Бужора (1086 м) и Малый Синяк (1038 м). Горы сложены туфами, перекрытыми потоками андезито-базальта и базальта бужорской свиты. Они простираются в северо-западном направлении на 15 км при ширине 5—10 км. Глыбовые агломераты в осевой части хребта содержат блоки, имеющие поперечник до 1 м и более. Туфы относятся к автохтонной фации околожерловой зоны, а на склонах хребта — к аллохтонной фации промежуточной зоны. Имеющиеся (немногочисленные) данные позволяют наметить здесь два стратовулкана с центром извержения предположительно в районе горы Бужора и Малый Синяк (рис. 14, 260, 266). Размеры их близки стратовулканам Анталовский и Бориллов Дил. К югу от горы Бужора расположена область гидротермально измененных пород<sup>1</sup> площадью около 4 км<sup>2</sup>.

В верхней части их развиты опалолиты и монокварциты, в нижней — аргиллизированные породы с большим количеством пирита. К гидротермально измененным породам приурочено слабое теллуру-висмутовое оруденение.

В восточной части Выгорлат-Гутинской гряды расположен хребт Великий Шоллес, ориентированный меридионально. В нем выделяются три вершины: Острая, Тупая и Толстый Верх (778 м). Длина хребта 15, ширина от 5 до 10 км. Он сложен преимущественно туфами, на юге перекрытыми покровом андезита; в центральной части туфы прорваны экструзиями липаритов.

Туфы агломератовые, часто глыбовые. В центральной части хребта преобладают автохтонные фации околожерловой зоны и промежуточной зоны. Между горами Тупая и Толстый Верх обнажаются глыбовые неслоистые агломератовые туфы, состоящие преимущественно из фигурных бомб андезито-базальта (шаровых, веретенообразных, сплюснутых, грушевидных), типичных для взрывов стромболианского типа. Глыбы представлены плотным, слабопористым и шлаковидным андезито-базальтом. Поверхность некоторых бомб и глыб окислена. Мелкообломочный материал присутствует в небольшом количестве. В вершине ключа Гордилова обнажаются глыбовые агломератовые туфы, залегающие в виде пластов мощностью до 10 м. Они сложены неравномернообломочным материалом с едва заметной сортировкой материала по крупности. Крупные глыбы имеют округлую форму, за счет скалывания углов (рис. 52). Мелкообломочный материал, присутствующий в значительном количестве (около 35—40%), сильно уплотнен и заполняет промежутки между крупными глыбами и выполняет углубления на поверхности глыб. Преобладающая масса обломочного материала представлена андезитом серого цвета, около 10% обломков имеют более темный цвет и, вероятно, чуждые. Отмеченные особенности туфа позволяют отнести его к лахаровой фации (грязевых потоков).

В периферических частях хребта преобладающая масса туфов слоиста и относится к водной и наземной аллохтонной фациям промежуточной зоны. Туфы переслаиваются с потоками лав мощностью до 10—12 м. Общее количество лавовых потоков составляет всего около 10% общей массы вулканогенных пород. Туфы имеют периклинальное залегание от центральной части хребта Великий Шоллес. В восточной части хребта, где проходит западное крыло меридиональной складки, углы падения меняются.

<sup>1</sup> Этот район известен под названием Смерков Камень благодаря наличию здесь высокой скалы кварцитов, имеющей вид сли (местное название «смерека»).

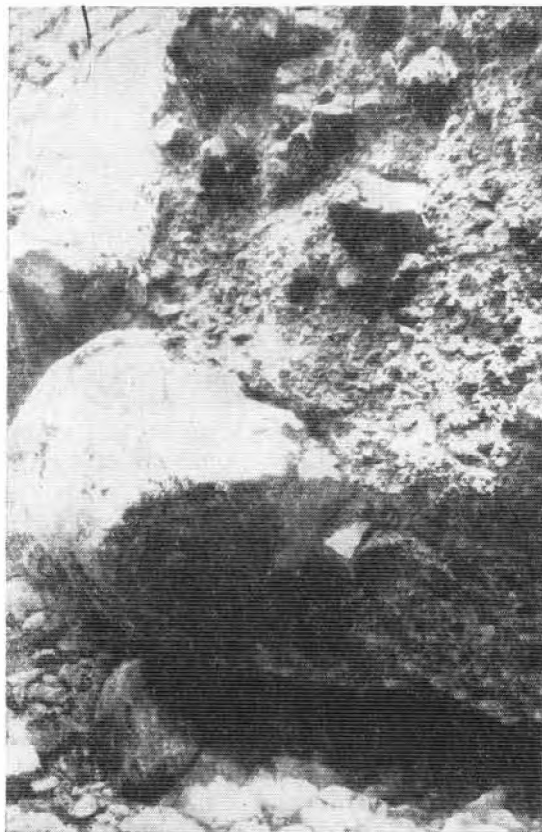


Рис. 52. Отложения грязевого потока в верховьях ключа Гордилова у г. Хуста.

ляет собой, очевидно, разрушенный полигенный стратовулкан (рис. 16, 283). Накопление вулканокластического материала происходило здесь в результате извержений стромболианского и линнианского типов. Отложение материала в пониженных частях рельефа происходило в водной среде (материал переносился временными водными и грязевыми потоками). Диаметр основания вулкана был порядка 10 км, а высота, вероятно, около 2 км. Излияния лавовых потоков и экструзии липарита происходили на последних этапах жизни вулкана, когда постройка его в значительной мере была уже разрушена.

На территории Советского Союза находится часть хребта Аваш. Центральный район его сложен вулканогенными образованиями четвертой фазы. Они представлены главным образом грубообломочными туфами основного состава, перекрытыми андезитом и базальтом бужорской свиты. В северной части хребта расположены две экструзии липарита, прорывающие андезиты и дациты третьей фазы вулканизма, а в южной — дациты, перекрывающие толщу туфов. Туфы, представленные главным образом агломератовыми разновидностями, аналогичны отмеченным в хребте Великий Шоллес. Они переслаиваются с потоками андезито-базальта и андезита. Анализ изменения крупности пирокластического материала позволяет предположить, что центр извержения находится близ границы с Румынией.

Фациальный анализ вулканогенных образований приводит к выводу, что хребет Аваш представляет собой северную часть разрушенной вулка-

В южной части хребта Великий Шоллес покров андезита занимает площадь около 20 км<sup>2</sup> и имеет мощность порядка 100 м. К западу от горы Острой сохранился небольшой остаток потока андезита, занимающий площадь 3 км<sup>2</sup>; мощность его около 20 м.

В пределах центральной части хребта нами выявлено шесть площадей развития липарита. Это экструзии с отходящими от них потоками. В западной части хребта залегают липаритовые туфы, имеющие небольшое распространение.

На северном склоне горы Толстый Верх к центральной части области развития экструзий липарита приурочены гидротермально измененные породы, занимающие площадь около 0,5 км<sup>2</sup>. В верхней части они представлены монокварцитами, а в нижней — аргиллизированными обеленными породами с большим количеством пирита.

Таким образом, хребет Великий Шоллес представ-

нической постройки. Первичный диаметр стратовулкана, вероятно, был около 10 км (рис. 16, 319).

На левобережье р. Тисы вулканогенные образования гутинской свиты встречаются редко. Они представлены андезитами и их туфами; дацит здесь занимает резко подчиненное положение.

Резюмируя все сказанное выше, можно предположить, что вулканы IV фазы располагались в виде двух цепей, одна северо-западного (обшекарпатского) простирания, другая — меридионального. Стратовулканы имели диаметр основания около 10 км и высоту 2—3 км. На последних этапах развития стратовулканов произошли интенсивные гидротермальные процессы, приведшие к образованию крупных полей метасоматитов.

Большинство вулканических построек на 80% сложены вулканокластическим материалом, и только 20% приходится на долю лав. Надо полагать, что около 50% мелкого пирокластического материала рассеялось во время извержений, поэтому эксплозивный индекс составит около 90. Особняком стоит своеобразный вулкан Синяк, постройка которого на 90% состоит из лав.

На склонах или по периферии крупных стратовулканов сосредоточены более мелкие моногенные (побочные) вулканы, сложенные преимущественно вулканокластическим материалом. Первичный диаметр их основания определяется интервалом от сотен метров до первых километров, а высота 100—300 м.

### Лавовые покровы

В пределах Выгорлат-Гутинской гряды широко распространены покровы андезито-базальтов и андезитов. Они залегают на частично разрушенных вулканических постройках в виде панцирей, предохранявших рыхлые вулканокластические образования от разрушения. Наиболее крупные лавовые покровы расположены: 1) на правобережье р. Уж; 2) в пределах горы Анталовской; 3) к востоку от г. Ужгорода; 4) на вершине и склонах горы Маковицы; 5) восточнее с. Середнее; 6) на вершине горы Хотар; 7) в пределах хребта Синяк; 8) на вершинах гор Бориллов Дил; 9) на вершинах гор Бужоры и Малый Синяк; 10) на хребте Великий Шоллес и 11) на хребте Аваш.

Площади их достигают 30—70 км<sup>2</sup>. Исключение составляют остатки покровов на горе Маковица, где площадь их всего 4 км<sup>2</sup>, на хребте Великий Шоллес — 15 км<sup>2</sup> и на правобережье р. Уж.

Кроме отмеченных полей лавовых покровов, имеются относительно небольшие, отторженные эрозией части покровов. К ним относятся покровы, расположенные восточнее Ужгорода, западнее с. Кибляры, южнее горы Маковицы, южнее с. Поршково, к северо-востоку от г. Мукачево, в районе хребта Гат, в северной части хребта Великий Шоллес и к югу от с. Вышково. Наряду с ними встречаются экструзии андезито-базальтов и андезитов.

Излияние указанных лав происходило почти одновременно, они везде перекрывают накопления обломочного материала и прорываются экструзиями липаритов и дацитов, завершивших четвертую фазу вулканизма. Мощность лавовых покровов измеряется от 50 до 100 м, иногда она достигает 200 м. Залегают покровы почти горизонтально с наклоном (до 10°), параллельным склонам гор.

Характерным для средней части покровов является однородность химического состава, текстурных и структурных особенностей. Обычно здесь можно видеть трещины растяжения, ориентированные параллельно поверхностям покрова. Они располагаются на расстоянии от 5 мм до 2—3 см одна от другой и имеют длину в десятки сантиметров (рис. 53 и

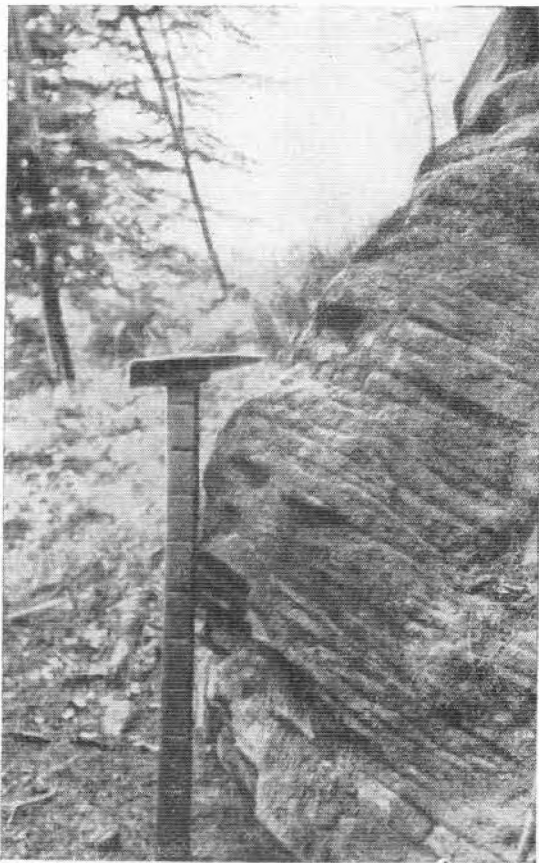


Рис. 53. Первичные трещины отдельности, флюидальность в андезите у с. Пацканево.

тированные в различных направлениях; затем количество их увеличивается и лава дезинтегрируется с образованием глыб. Судя по направлению флюидальности, отдельные глыбы перемещались. Выше брекчиевая лава состоит из глыб плотного или слабопористого андезита с размерами глыб от 0,5 до 1 м. Форма глыб угловатая и слабо округлая (рис. 56), все они имеют однообразную текстуру, состав и окраску. Промежутки между крупными глыбами выполнены пылеватым материалом. Иногда в промежутках встречаются желваки опала желтого цвета диаметром до 20 см. Брекчиевая лава перекрывается толщей слоистых, псаммитовых и гравийных туфов. Они хорошо отсортированы, содержат примесь терригенного материала и отпечатки листьев, что указывает на отложение их в водной среде. Возможно, излияние лавового покрова также происходило в водных условиях, и этим обстоятельством обусловлено образование брекчиевой лавы на его поверхности.

В нижних частях покровов также обнаружена брекчиевая лава. Так, лавовый покров горы Обавский Камень (мощностью около 100 м)

<sup>1</sup> Ориентировка трещин растяжения является надежным показателем для определения элементов залегания покровов.

54). У контактов трещин лава обелена, вследствие чего трещины хорошо выделяются на темном фоне породы<sup>1</sup>. В средней части покровов отсутствуют шлаковые участки, зоны пористости, примесь ксенолитов (рис. 55).

К северу от г. Мукачево, в районе с. Чинадиево, в покрове андезито-базальта сохранилась шлаковая корка, местами переходящая в глыбовую лаву.

Наиболее хорошо сохранилась верхняя часть покрова на правом берегу р. Уж (она обнажена карьером в с. Каменица). Здесь лавовый покров перекрыт туфами, отлагавшимися в водной среде. Мощность лавового покрова, обнаженного карьером, около 75 м, нижняя его граница не вскрыта. В средней части лава однородна. Верхняя часть покрова сложена брекчиевой лавой, имеющей мощность 10—15 м. Поверхность покрова неровная, с углублениями до 10 м. Переход от плотного андезита к брекчиевой лаве постепенный. Вначале появляются трещины, ориен-

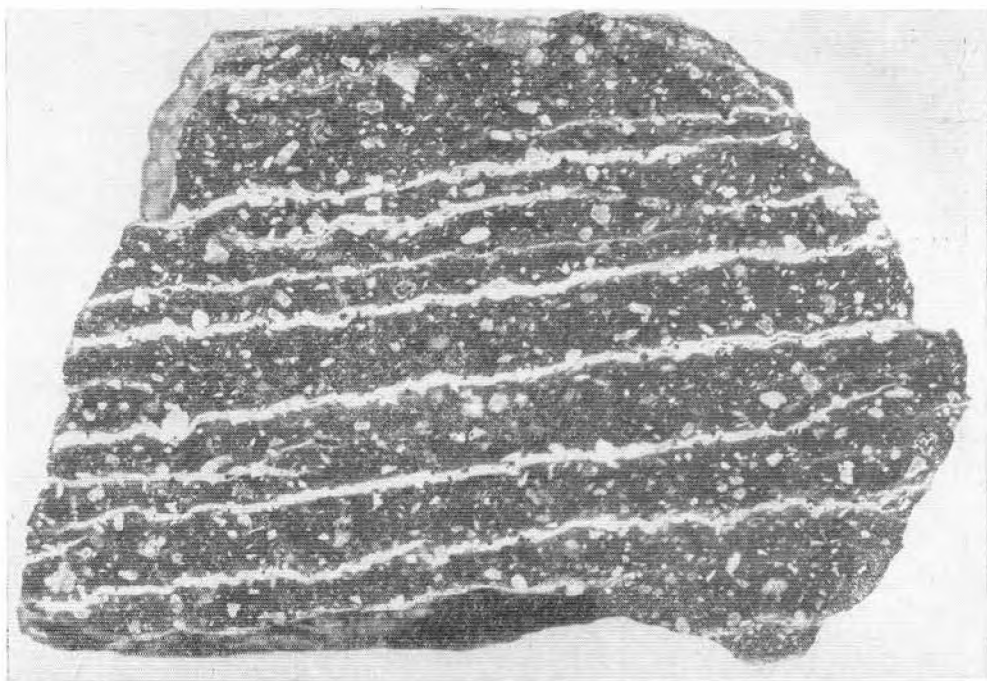


Рис. 54. Первичные трещины растяжения в андезите с. Гайдош. Нат. вел.

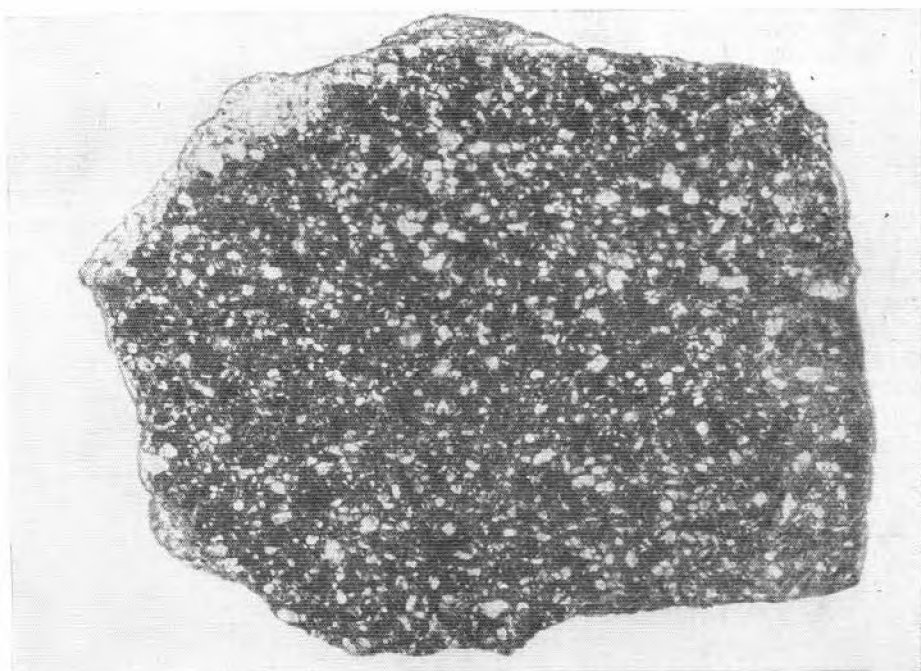


Рис. 55. Типичный андезит IV фазы вулканизма (с. Медведовцы). Нат. вел.

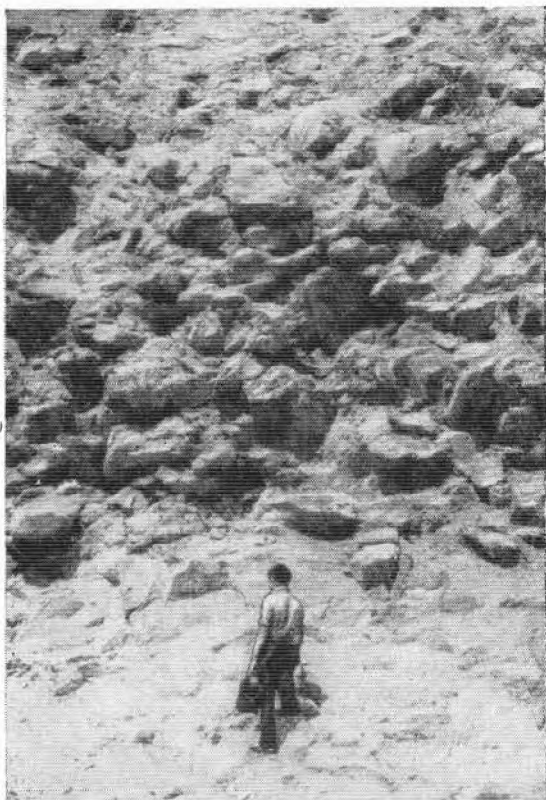


Рис. 56. Глыбовая лава в верхней части андезитового потока (Каменицкое месторождение).

сти обожженных туфов (азимут падения  $130-135^\circ$ ,  $\angle 7-10^\circ$ ). В нижней части покрова обнаружена брекчиевая лава мощностью от 0,5 до 1 м, сменяющаяся выше шлаковой лавой, постепенно переходящей в плотный андезито-базальт с первичной трещиноватостью, параллельной падению покрова. В 5—7 м выше подошвы покрова в андезито-базальте появляются плоские поры диаметром 2—3 см (рис. 57). Брекчиевая лава, залегающая в основании покрова, состоит из плотных, пористых и шлаковых обломков андезито-базальта, часто окисленных, угловатой и округлой формы. Неоднородность обломков, вероятно, объясняется тем, что они образовались не только за счет разрушения нижней части потока при его движении, но и падали с поверхности покрова в его фронтальной части. Неоднородность материала брекчиевых лав нижней и верхней частей лавовых потоков может служить критерием для диагностики обломков при неоднократном налегании глыбовых лавовых потоков один на другой. В подавляющем большинстве случаев, там, где удавалось наблюдать нижнюю или верхнюю часть лавового покрова, глыбовая лава в них или отсутствовала, или имела незначительную мощность. Возможно, в некоторой степени это обусловлено тем, что лавовые покровы образовались в наземных условиях. Лавовые потоки, изливающиеся на влажную или болотистую поверхность, как правило, дают глыбовые лавы, однако иногда лавы, изливающиеся и не на влажную поверхность (лавы побочных кратеров Ключевского вулкана), образуют потоки глыбовой лавы.

налегает на туфы, обожженные на контакте до красного цвета. У основания покрова брекчиевая лава имеет мощность около 2 м.

К востоку от с. Среднее покров андезито-базальта, площадью около  $20 \text{ км}^2$ , имеет мощность также порядка 100 м. В центральной и восточной частях покрова, где он налегает на туфы, обнаружена кластолава мощностью 3—10 м. Она состоит из глыб и обломков андезито-базальта размерами до 0,3 м в поперечнике. Промежутки между крупными глыбами выполнены перетертым обломочным материалом того же состава, иногда постепенно переходящим в сплавленную пористую лавоподобную массу красного цвета, причем, это типично только для мелкообломочного материала. Петрографический состав кластолавы сходен с составом плотного андезито-базальта покрова. К северо-востоку от г. Мукачево, на левом берегу р. Обава, покров андезито-базальта залега

Налегание нескольких лавовых потоков один на другой можно наблюдать в пределах хребта Синяк и горы Анталовской. В таких случаях лавовые потоки часто отделены один от другого прослоем туфов. В районе хребта Синяк, как отмечалось выше, поток андезита перекрывает лавы андезито-базальтового состава, а на горе Анталовской и к западу от с. Кибляры андезито-базальты перекрывают андезиты.

Общая характеристика лавовых потоков IV фазы вулканизма в пределах Закарпатья дана в табл. 18. Необходимо отметить, что цифры в ней даны ориентировочные, однако ошибка вряд ли превышает 30%. Общая площадь лавовых покровов составляет около 390—400 км<sup>2</sup>. Объем лав составит 50,7 км<sup>3</sup>. Из них на долю андезито-базальтов<sup>1</sup> приходится 21,2 км<sup>3</sup>. Если же при подсчете принять во внимание лавовые покровы нижних горизонтов вулкана Синяк, то площадь, занятая лавами, составит 46,0 км<sup>2</sup>, а объем — 85,7 км<sup>3</sup>. В соответствии с этим объем андезито-базальтов увеличится до 56,2 км<sup>3</sup>.

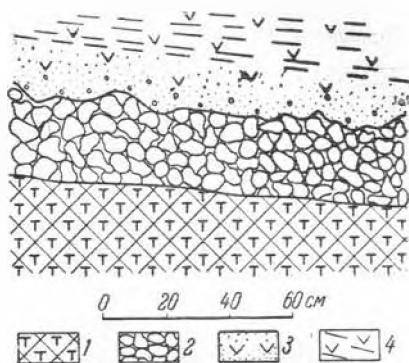


Рис. 57. Нижняя граница лавового потока андезито-базальта у с. Чинадиево:

1 — обожженный псефитовый туф андезита; 2 — брекчиевая лава; 3 — пористый андезито-базальт; 4 — андезито-базальт и направление флюидалности.

### Центры эрупции

Лавы, образовавшие во время IV фазы вулканизма обширные покровы, изливались из многочисленных центров, которые удается наблюдать в многочисленных каменных карьерах и естественных обнажениях. Они легко устанавливаются по секущим контактам, первичной трещиноватости и флюидалности. На отдельных участках, где лавовые покровы эродированы, сохранились только трубообразные подводные каналы, выполненные лавой, или мощные дайки. На вулканологических схемах (рис. 14 и 16) нанесены все установленные нами центры эрупции. Их насчитывается 91. Ниже дается краткое описание наиболее типичных из них.

Центры эрупции можно разделить на шесть типов:

- 1) имеющие два контакта с вмещающими породами типа некков и даек;
- 2) имеющие один контакт с вмещающими породами близ поверхности;
- 3) простого строения без контактов с вмещающими породами;
- 4) типа куполов;
- 5) типа экструзий;
- 6) с огромными ксенолитами в апикальных частях.

Центры эрупции с двумя контактами типа некков отмечены во многих пунктах Закарпатья.

К востоку от с. Кибляры тело андезита имеет мощность около 10 м (рис. 14, 67). Андезит темно-серого цвета, обладает первичными трещинами растяжения и едва заметной флюидалностью, ориентированными параллельно контактам (рис. 58). В нижней части разреза они

<sup>1</sup> Без нижних покровов вулкана Синяк, излияние которых происходило одновременно с накоплением вулканокластического материала в других пунктах.

## Характеристика лавовых покровов IV фазы вулканизма в пределах Закарпатья

№ п/п	Местоположение покрыва	Преобладающий состав	Площадь, км <sup>2</sup>	Средняя мощность, км	Объем, км <sup>3</sup>	Примечание
1	Правобережье р. Уж	Андезиты	18	0,15	2,7	Покров уходит за пределы СССР
2	Гора Анталовская	Андезиты, андезитобазальты	50 14	0,1 0,1	5 1,4	Андезитобазальтовый покров залегает на андезитовом
3	К востоку от г. Ужгорода	Андезиты	40	0,1	4	—
4	Гора Маковица	То же	7	0,1	0,7	Включены остатки покрыва, расположенные южнее
5	К востоку от с. Середнее	Андезитобазальты	23	0,08	1,8	—
6	Гора Хотар	Андезиты	70	0,15	10,5	—
7	Хребет Синяк	То же	10	0,1	1,0	Только верхний покров
8	Хребет Синяк (остаточная масса лав)	Андезитобазальты	70	0,5	35	—
9	Горы Бориллов Дил	То же	50	0,15	7,5	—
10	Горы Бужора и Малый Синяк	» »	70	0,15	10,5	Остатки покрыва
11	Хребет Великий Шоллес	Андезиты	17	0,2	3,4	—
12	Хребет Аваш	То же	7	0,1	0,7	—

вертикальные, выше трещиноватость становится веерообразной, и к востоку трещины постепенно приобретают почти горизонтальное направление в средней части лавового потока. На западном контакте обнаруживается кластолава мощностью около 2 м, в виде глыб андезита, сцементированных более пористым андезитом. Контактующие породы, представленные агломератовыми туфами, у контакта имеют красный цвет, вероятно, в результате обжига. Максимальная мощность зоны обжига наблюдается у западного вертикального контакта и равна 2 м. При переходе андезита в лавовый поток зона обжига сокращается до нескольких сантиметров.

К северо-западу от с. Кибляры встречен второй центр эрупции с двумя вертикальными контактами (рис. 59). Мощность андезита здесь около 10 м. Андезит нека, судя по полям лавы, расположенным поблизости, переходит в лавовый поток (рис. 14, 49).

Первичная трещиноватость андезита полностью повторяет направленные контакты. У вертикальных контактов наблюдаются небольшие зоны обжига.

Примером центра эрупции, имеющего один контакт с вмещающими породами в близповерхностных условиях, может служить купол андезита с отходящим от него мощным лавовым потоком (рис. 14, 134), находящийся в районе с. Чинадиево, к северу от г. Мукачево. Куполообразное строение экструзии обнаруживается благодаря хорошо выраженной первичной трещиноватости и флюидалности (см. рис. 44). Крутые углы

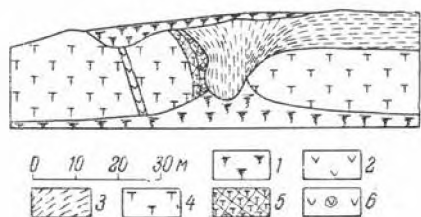


Рис. 58. Зарисовка центра эрупции к востоку от с. Кибляры:

1 — осьмы; 2 — андезит в дайках; 3 — андезит и направление его первичной трещиноватости; 4 — агломератовый туф андезита; 5 — обожженный туф; 6 — кластолава.

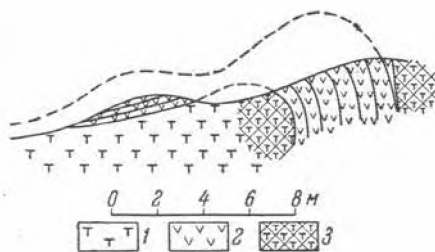


Рис. 59. Зарисовка центра эрупции к северо-западу от с. Кибляры (обн. 3778)

1 — агломератовые туфы андезита; 2 — андезит и его флюидалность; 3 — обожженный туф.

падения флюидалности у контакта с туфом к северу постепенно выполаживаются и переходят в горизонтальные. На контакте с андезитом глыбовый агломератовый туф превращен в полуразложившуюся массу серовато-фиолетового цвета, в которой сохранились наиболее крупные глыбы. Мощности зоны измененных пород около 8 м. Несколько западнее контакта наблюдаются участки аргилитизации.

Центры эрупции с огромными ксенолитами в апикальных частях или о останцами прорываемых пород (обычно туфов) отмечены во многих каменных карьерах и, благодаря хорошей обнаженности, детально изучены. В карьере с. Шелестово, к северу от г. Мукачево, можно наблюдать четко выраженное куполообразное строение (рис. 14, 114 и 60). В центральной части центра эрупции первичная трещиноватость и флюидалность имеют вертикальное падение. По мере удаления от центра извержения, первичная трещиноватость приобретает наклоны к центру извержения, что создает веерообразное строение экструзии. Еще дальше от центра эрупции углы наклона трещин уменьшаются и падение их становится почти горизонтальным. В центральной части купола расстояние между трещинами достигает 1 см, а там, где от купола отходят потоки, постепенно уменьшается до 2—3 см. В апикальной части купола залегают крупные ксенолиты диаметром до 30 м. Они наиболее интенсивно окрашены в красный цвет у контактов. Андезит на контакте приобретает пористость и закалку.

Центры эрупции простого строения без контактов с вмещающими породами наблюдаются в мощных лавовых потоках или в том случае, когда нижняя часть потока не обнажена и подводящий канал скрыт. Экструзии такого типа распространены наиболее широко, но изучение их представляет определенные затруднения, поскольку контакты их скрыты. Главным критерием для определения таких центров эрупции являются текстурные особенности породы: пористость, флюидалность, первичные трещины отдельности и брекчированность.

К югу от с. Бововище в обнажении андезитов наблюдаются расположенные почти вертикально зоны пористости, брекчированности и первичной трещиноватости, благодаря которым можно установить центр эрупции (рис. 61).

На правом берегу р. Матекова, у с. Нижняя Грабовница, карьером вскрыт центр эрупции простого строения, также без контактов с вмещающими породами (рис. 14, 182 и 62, А). В карьере можно наблюдать постепенное изменение флюидалности от вертикальной к почти горизонтальной, что обусловлено образованием мощного лавового потока. Первичная трещиноватость сопряжена с полосчатостью, обусловленной чередованием полос андезита темного и серого цветов. Расстояния между полосами около 10 см. Иногда в них располагаются плоские

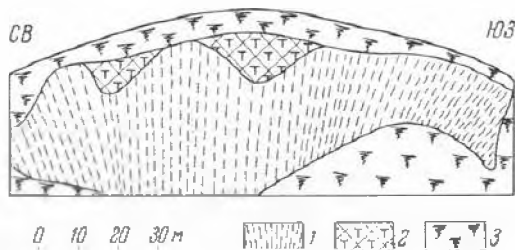


Рис. 60. Зарисовка купола в с. Шелостово, к северу от г. Мукачево:

- 1 — андезит и направление его первичной трещиноватости; 2 — агломератовый туф; 3 — осьми.



Рис. 61. Зарисовка центра эрупции в районе с. Бововище:

- 1 — депрессия; 2 — брекчиевая лава; 3 — пористый андезит; 4 — андезит и его первичная трещиноватость; 5 — плотный андезит.

поры, ориентированные перпендикулярно первичным трещинам и, вероятно, представляющие собой растянутые (расширенные) трещины (рис. 62, Б).

Малые купола андезита встречаются относительно редко. Один из таких куполов расположен между хребтом Гат и горами Борилы Дил (рис. 14, 256 и 63). В апикальной части купола андезит обладает слабой пористостью, а в периферических частях развиты участки брекчиевой лавы. Центральная часть его сложена плотным, но трещиноватым андезитом. Первичные трещины отдельности ориентированы вертикально. Иногда наряду с трещинами отдельности и параллельно им располагаются зоны пористости. Диаметр купола всего около 15 м.

Сложные экструзии андезита в пределах Выгорлат-Гутинской гряды пользуются большим распространением. Они характеризуются тем, что выжимание вязкой лавы в них происходило не одновременно по всему подводящему каналу, а отдельными блоками, между которыми образовалась брекчиевая лава. Мощность брекчиевых лав колеблется в широких пределах от 1—2 до 50 м. Количество блоков варьирует от 2 до 6. На рис. 64 (см. также рис. 16, 303) приведена зарисовка сложной экструзии, расположенной северо-западнее г. Хуста. Размеры глыб достигают 0,5 м. Промежутки между крупными глыбами выполнены мелкообломочным материалом, частично разложившимся, с гнездами опала и водного алюмосиликата (ферригаллуазит?). Иногда мощность брекчированных зон по вертикали изменяется и получаются раздувы или пережимы. К югу от пос. Перечин отмечена сложная экструзия, в которой зоны брекчированного андезита книзу выклинивались (рис. 65 и 14, 13). Образование аналогичных сложных экструзий наблюдалось в областях

современного вулканизма. Так, например, купол Суелич вулкана Швелуч во время извержения 1945—1948 гг. выжимался отдельными блоками, иногда высотой до 50 м (Меняйлов, 1955). В 1960 г. этот купол был нами осмотрен. Здесь отмечены зоны брекчированных лав, аналогичные описанным в Закарпатье. Наблюдения над куполом вулкана Безымянного в период 1956—1963 гг. показали, что рост купола также происходит отдельными блоками. Многие андезитовые купола современных вулканов Камчатки имеют также сложное строение (например, Шероховатый и Коран вулкана Швелуч и др.).

Петрографический состав основных пород четвертой фазы вулканизма изменяется от базальтов до андезитов<sup>1</sup>. Базальты встречаются в небольшом количестве в районе с. Ильковцы и по составу они также близки к андезито-базальтам. Преобладают двупироксеновые андезиты,

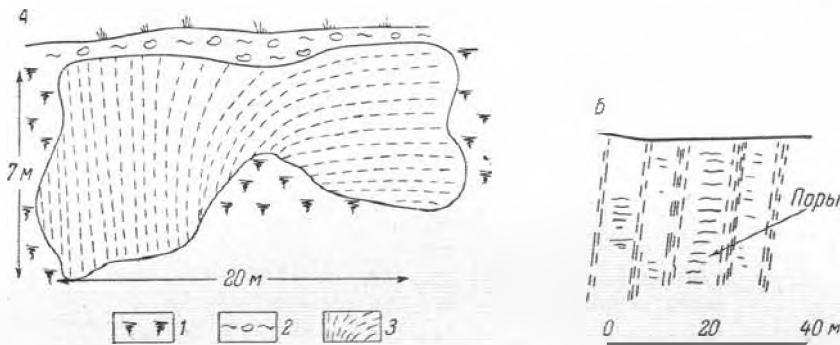


Рис. 62. Зарисовка центра эрупции на правом берегу р. Матекова (А) и расположение пор в породе (Б):

1 — осыпь; 2 — шлаковый; 3 — андезит и ориентировка его первичных трещин отдельности.

занимающие промежуточное положение между типичными андезитами и андезито-базальтами. Причем, изменения состава наблюдаются в туфах и лавовых потоках, слагающих останцы стратовулканов, а также в лавовых покровах, развитых на водораздельных возвышенностях и склонах Выгорлат-Гутинской гряды (табл. 19 и 20).

Проведенные массовые определения шлифов, измерения констант плагиоклазов и темпоцветных компонентов в шлифах и иммерсионных жидкостях показали значительные колебания состава плагиоклазов, железистости темпоцветных компонентов, количества порфирировых выделений, их соотношения, форм и строения, структур основной массы и ее состава. Базальты, андезито-базальты и андезиты могут быть разделены на двупироксеновые, гиперстенные и андезиты с преобладанием моноклининого пироксена. Некоторые разновидности андезитов можно назвать плагио-андезитами. Кроме обычных пород, с большим количеством порфирировых выделений, имеются афанитовые андезито-базальты и андезиты (рис. 66). По степени раскристаллизации и составу основной массы выделяются гналоандезиты и андезито-базальты, микродолериты и базокварцевые андезиты и т. д. Такое разнообразие является характерной чертой описываемых основных пород четвертой фазы орогенного вулканизма. Объем данной работы не позволяет нам дать полное описание всех разновидностей. В отдельных лавовых покровах удалось установить закономерности изменения петрографического состава. Так, напри-

<sup>1</sup> Вследствие изменения состава в отдельных лавовых потоках от андезито-базальтового до андезитового, андезиты рассматриваются нами вместе с основными породами.

мер, лавовые покровы горы Анталовской в нижней части сложены потоками более кислых пород, обычно андезитов, в то время как верхние потоки имеют более основной состав, обычно андезито-базальтовый. Вершина горы Маковицы сложена андезитом более основного состава, чем периферические части покрова. К востоку от с. Середнее имеется сложный лавовый покров. Вблизи центров эрупции здесь развиты андезито-базальты, а в удаленных частях — андезиты. Аналогичную закономерность можно наблюдать во многих лавовых покровах, где первые

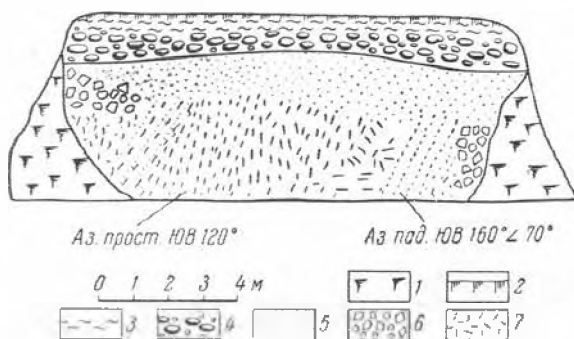


Рис. 63. Купол андезита в с. Колодное (обн. 5320, азимут зарисовки  $20^\circ$ ):

1 — осыпь; 2 — растительный слой; 3 — глина серого цвета; 4 — галечник с глиной и песком; 5 — пористый андезито-базальт; 6 — кластолава; 7 — плотный андезито-базальт и направление трещин в нем.

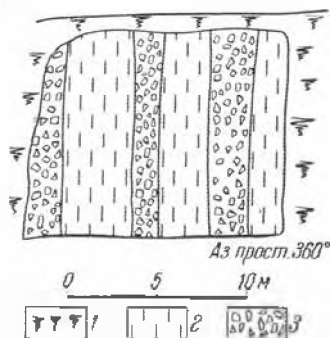


Рис. 64. Зарисовка сложной эрупции (северо-западнее г. Хуста по ключу Городилова:

1 — осыпь; 2 — андезит и его первичная трещиноватость; 3 — брекчиевая лава андезита.

порции лавы, залегающие в основании покрова (если он состоит из отдельных потоков) или в наиболее удаленных местах от центров эрупции, сложены более кислыми породами, чем последние порции лав, залегающие вблизи центров эрупции и обычно слагающие вершины гор. Такое изменение кислотности в пределах одного лавового покрова свидетельствует о дифференциации магмы в пределах канала.

Количество порфировых выделений в описываемых породах колеблется от 5 до 50%, но преобладают породы, содержащие их до 40—50%, в отличие от основных пород третьей фазы вулканизма, где преобладает 20—30% порфировых выделений.

Главным среди порфировых выделений является плагиоклаз, достигающий размеров 2 мм. Очень часто, особенно в андезитах, наряду с крупными таблитчатыми кристаллами присутствуют мелкие, размеры которых постепенно уменьшаются.

Крупные кристаллы часто зональны. Эти особенности плагиоклазов также отличают их от плагиоклазов андезито-базальтов третьей фазы, где переход от крупных кристаллов к микролитам резкий и редко встречаются зональные плагиоклазы<sup>1</sup>. В зернах плагиоклазов часто присутствуют включения стекла в виде тонких линз, располагающихся параллельно направлению зональности кристаллов. Преобладающий состав плагиоклазов № 55—65, номера их увеличиваются в андезито-базальтах и уменьшаются в андезитах. Наиболее основной состав отмечен в лавовых потоках, залегающих среди туфов на южных склонах гор Борилы Дил (№ 68—85) и на вершине горы Анталовской (№ 70—82). Андезито-базальты покровов горы Бужора имеют № 66—73, а мелкие порфировые

<sup>1</sup> Андезито-базальты, слагающие покров к востоку от с. Середнее, по составу наиболее близки к андезито-базальтам третьей фазы вулканизма.

выделения — № 53—60. Моноклинный пироксен в андезито-базальтах присутствует вместе с гиперстеном. Он часто образует гломеропорфировые скопления, иногда вместе с плагиоклазом ( $2V = 48—57^\circ$ ), но на западных склонах горы Бужора установлен моноклинный пироксен с  $2V = 20$  и  $23^\circ$ , что позволяет отнести его пиксону<sup>1</sup> (с Ng колеблется от  $39$  до  $46^\circ$ ). Показатель преломления моноклинного пироксена по многочисленным измерениям в иммерсионных жидкостях колеблется в широких пределах ( $Ng = 1,714—1,726$ ;  $Np = 1,695—1,706$ ). Гиперстен — весьма распространенный минерал в описываемых породах. Его кристаллы очень часто оторочены микролитами моноклинного пироксена и обладают апацитовой каймой ( $2V = -54, -60^\circ$ , но иногда  $65—70^\circ$ ). Показатель преломления колеблется в широких пределах от  $Ng = 1,710—1,732$ ;  $Np = 1,695—1,722$ , что соответствует железистости от 35 до 56%, однако преобладает железистость — 38—45%, т. е. значительно выше, чем в основных породах третьей фазы вулканизма. В небольшом количестве и обычно в андезитах присутствует роговая обманка. Оливин встречается очень редко, но отмечен в базальтах и андезито-базальтах. Для основной массы характерны гиалопилитовые структуры с разным количеством стекла, но обычно с мелкими микролитами. В андезитах часто наблюдается переход гиалопилитовой структуры в микропойкилитовую. Она развивается обычно пятнами, в виде шариков, неравномерно рассеянных в породе. Иногда она располагается полосами или охватывает всю породу. Витрофировая структура отмечается в верхних частях лавовых потоков, но более всего она свойственна туфам, периферическим частям крупных бомб, лапиллям и более мелким обломкам. Интерсертальная структура отмечается относительно редко, что, вероятно, объясняется преобладанием микролитов небольших размеров. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза № 48—50 (иногда мелких игольчатых, состав которых определить невозможно), пироксена (обычно в андезито-базальтах), рудной пыли и стекла.

В шлихах из многочисленных протолочных проб горных пород присутствуют циркон, апатит, рутил, редко анатаз, корунд и гранат. Последний встречен в туфах и лавах хребта Сияк в виде единичных зерен размерами  $0,12—0,24$  мм. Рудные минералы представлены здесь магнетитом, ильменитом, редко пиритом и марказитом. В районе горы Хотар и к востоку от нее в протолочных пробах из андезитов иногда отмечался оливин. В протолочных пробах из лав и туфов Т. П. Малеевой был установлен карбид железа. Он встречается в виде редких зерен размерами от  $0,12$  до  $0,24$ , но иногда его содержится до 300 зерен в пробе (ключ Светлый). Карбид имеет черно-синий цвет, с сильным алмазным блеском. Показатель преломления его более 2; твердость — более 9.

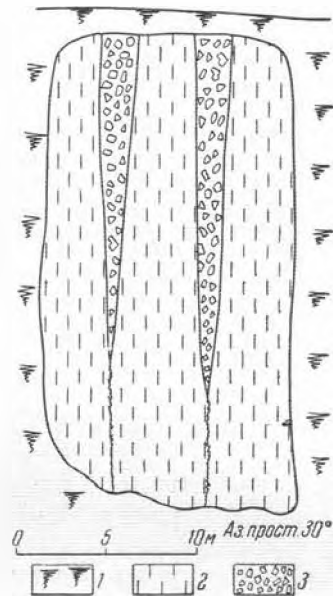


Рис. 65. Зарисовка сложной экструзии южнее пос. Перечин:

1 — осыпь; 2 — андезит и его первичная трещиноватость; 3 — брекчьева лава андезита.

<sup>1</sup> Лавовые покровы с пиксоном относятся к начальной стадии IV фазы вулканизма, но не исключена возможность, что при детальном исследовании они будут отнесены к III фазе.

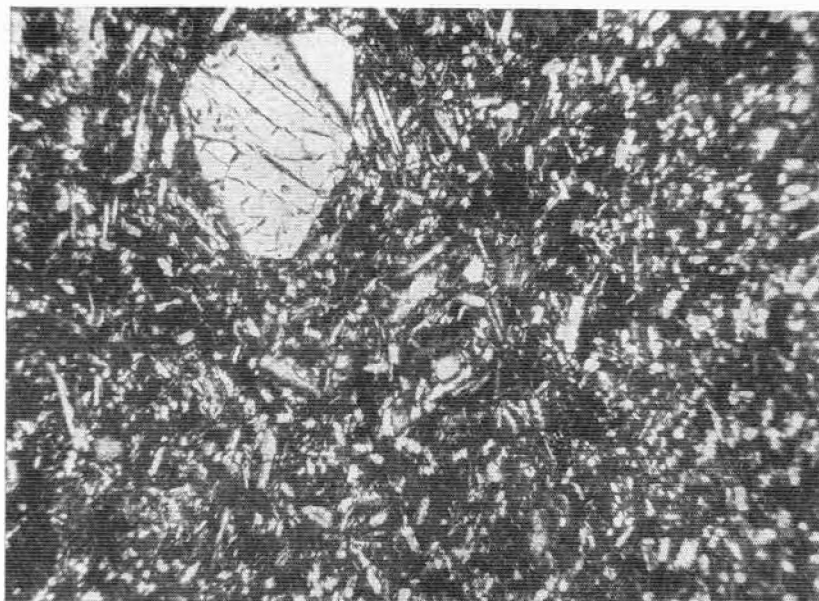


Рис. 66. Андезито-базальт четвертой фазы вулканизма с малым количеством порфировых выделений. Восточная часть вулкана Сняк. Шл. 4414. Николи +, X 40.

Т а б л и ц а 19

Химический состав горных пород агломератовых туфов и лавовых потоков вулканических пестроек четвертой фазы вулканизма, %

Оксиды	975	1-Д	619	11	600	167	64	50	310	348	45	2391	3496-а
SiO <sub>2</sub>	50,76	51,40	52,94	53,76	53,95	54,86	55,26	55,62	56,40	56,52	57,54	61,73	62,58
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,20	0,8	0,71	0,80	0,81	0,88	0,58	1,46	0,81	0,79	0,68	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,70	19,40	18,29	15,87	17,84	16,35	17,20	17,39	16,70	18,41	18,09	16,83	16,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,44	4,44	2,80	1,76	1,50	2,35	7,69	8,22	3,73	1,88	1,18	1,49	0,38
FeO	4,11	4,65	6,48	7,04	6,82	4,90	2,37	0,5	3,73	4,47	4,68	3,55	4,48
MnO	0,004	—	—	0,21	0,14	0,10	0,03	0,06	0,12	0,09	0,09	0,03	0,13
MgO	4,18	5,43	4,74	4,23	4,63	5,89	4,84	4,30	4,81	4,08	4,04	1,81	2,39
CaO	11,00	10,64	9,37	8,51	8,67	9,16	8,03	8,72	7,78	8,67	7,34	5,00	6,16
Na <sub>2</sub> O	1,79	1,56	1,22	1,83	1,63	1,67	1,60	1,04	2,15	2,51	1,87	1,56	1,53
K <sub>2</sub> O	0,31	0,33	1,27	1,42	1,02	1,32	1,31	1,04	0,96	1,61	1,87	4,00	2,65
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,59	—	0,92	1,29	—	—	0,73	—	0,32	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,28	0,75	—	0,88	—	—	0,47	1,20	—	0,62	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,63	—	—	—	Сл.	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,14	0,18	—	—	—	0,10	—	—	—	2,47
П. п. п.	2,00	1,72	1,1	4,06	1,42	1,68	—	1,80	1,43	0,64	1,66	2,03	—
Сумма	190,62	190,05	189,80	190,13	190,12	190,01	190,10	189,74	189,89	190,42	189,77	199,33	199,90

Примечание. Место взятия проб: 975 — у с. Новоселица на левобережье р. Тисы; 1-Д — у с. Дубовина, там же; 619 — там же; 11 — район с. Вышково; 600 — поток Баня, там же; 167 — кластолава нека вулкана Сняк; 64 — Невицкий вулкан; 50 — там же; 310 — район пос. Перечин; 348 — район санатория «Сняк»; 45 — Обавский вулкан на р. Обава; 2391 — район с. Кибляры; 3496-а — вулкан Турьябыстринский

Анализы 167, 64, 50, 310, 348, 45, 2391, 3496-а — выполнены аналитиками Р. И. Мацюк, В. И. Путяльной, Л. С. Скорой; 11 — заимствован из работы Б. В. Мерлича и С. М. Спятковской (1958); 975, 1-Д, 619 — переданы автору Л. Г. Давялович.

Таблица 20

Химический состав горных пород основного состава лавовых покровов четвертой фазы вулканизма, %

Окислы	125	40	304	609	1558	3352	140	25	26	3414	90	75	6	3424	39-а	8	39	2018	1973	7	2390	49
SiO <sub>2</sub>	53,48	54,00	54,96	55,42	55,63	56,09	56,24	56,30	56,32	56,34	56,55	56,80	57,24	58,10	58,67	59,00	59,01	59,38	59,65	60,00	60,58	61,58
TiO <sub>2</sub>	0,87	—	1,46	0,80	0,75	0,72	0,75	0,98	1,45	0,91	0,68	0,60	0,80	0,98	0,63	0,80	0,64	0,75	0,81	0,80	0,81	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,27	18,62	16,64	17,16	16,76	18,06	18,46	18,50	16,22	18,85	16,67	18,39	16,51	17,68	16,32	19,01	15,81	17,64	16,50	17,39	17,31	17,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	3,36	1,16	2,47	2,76	3,56	1,85	2,98	3,37	3,27	1,87	5,83	1,01	3,79	1,44	1,93	2,02	2,63	3,38	3,28	1,97	1,70
FeO	6,33	6,36	7,76	5,32	5,60	3,38	4,52	4,54	7,37	4,06	5,23	0,98	7,47	4,14	4,77	3,93	4,35	4,12	3,97	3,88	3,97	6,00
MnO	0,12	—	0,13	0,13	0,17	0,03	0,07	—	0,20	Сл.	0,12	0,12	0,15	0,12	0,09	0,09	0,09	0,07	0,05	0,11	0,04	0,13
MgO	4,60	3,33	2,20	5,18	5,43	3,23	3,11	3,32	2,43	2,97	5,43	0,36	2,53	2,61	4,86	2,24	4,84	3,49	3,08	0,72	2,89	1,59
CaO	9,58	7,56	7,45	8,11	8,34	7,24	8,42	7,12	6,26	7,84	9,04	6,72	5,47	6,58	8,18	7,01	7,40	6,79	5,60	5,30	6,02	5,15
Na <sub>2</sub> O	1,84	3,39	2,33	1,68	2,14	1,92	1,64	2,86	2,47	2,12	1,78	3,0	1,87	1,90	2,13	1,59	1,84	1,66	1,84	1,48	1,92	2,99
K <sub>2</sub> O	1,52	0,96	1,24	1,26	1,41	3,01	1,32	1,81	2,07	2,58	1,69	1,41	1,78	2,06	2,14	1,83	2,31	1,99	2,64	1,56	1,73	1,93
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,58	1,25	—	—	0,69	0,89	—	0,13	1,12	—	—	—	—	0,66	—	—	0,75	0,28	0,99	—	0,56	0,58
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	0,18	1,03	—	—	0,51	—	1,82	0,75	0,44	—	1,90	—	0,31	0,74	—	—	—	1,36	—	1,18
SO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,12	0,16	—	—	0,11	—	0,32	—	—	—	0,08	—	—	0,10	—	—	—	—	0,12	—
П. п. п.	0,27	1,20	3,98	1,14	1,83	2,44	2,20	0,53	—	0,83	0,80	2,4	2,97	1,05	0,23	2,60	1,24	0,96	1,24	3,53	1,27	—
Сумма	99,29	99,04	99,61	99,86	101,48	100,57	99,50	100,37	100,42	101,30	100,28	99,75	99,93	99,67	99,77	100,10	100,30	100,15	100,65	99,53	99,50	100,63

Примечание. Место взятия проб: 125 — к юго-востоку от санатория «Синяк»; 40 — район с. Покутье; 304 — район пос. Перечни; 609 — гора Моронгош в районе с. Вышково; 1558 — район с. Чинаднево на правом берегу р. Латорицы; 3352 — гора Ловачка к северо-западу от г. Мукачево; 140 — район пос. Перечни; 25 — горы Бориллов Дил; 26 — с. Шелестово; 3414 — западнее с. Визница; 90 — гора Белый Камень к северу от санатория «Синяк»; 75 — с. Черна; 6 — район с. Верхняя Визница; 3424 — Кировский карьер на правом берегу р. Визница; 39-а — г. Обавский Камень к западу от санатория «Синяк»; 8 — район с. Верхняя Визница; 39 — гора Обавский Камень; 2018 — район с. Бобовице; 1973 — район с. Лохово; 7 — район с. Ильковцы; 2390 — к востоку от с. Гайдош; 49 — район с. Рокосово.

Анализы 125, 304, 609, 1558, 3352, 140, 3414, 90, 3424, 39-а, 39, 2018, 1973, 2390 выполнены аналитиками Р. И. Мацок, Николаичук, В. И. Путильной, Л. С. Скорой. Анализы 6, 7, 8, заимствованные из работы Э. А. Лазаренко (1960); 49 — Ю. К. Пискорской (1953); 40, 140, 25, 26 — В. С. Соболева и др. (1955). 75 — передан автору Л. Г. Данилович.

## Вулканогенные образования среднего и средне-кислого состава

В пределах Выгорлат-Гутинской гряды вулканогенные образования среднего и средне-кислого состава, относящиеся к IV фазе вулканизма<sup>1</sup>, известны преимущественно в двух районах: в районе р. Визница и на юго-западных склонах гор Бориллов Дил. Кроме того, небольшая, мало изученная площадь дацитов, находящаяся на южных склонах горы Анталовская, условно отнесена к IV фазе вулканизма. Не исключена возможность, что некоторые экстрезии дацита Перечинского района также будут отнесены к IV фазе вулканизма.

Вулканогенные образования среднего и средне-кислого состава представлены андезито-дацитами, дацитами и липарито-дацитами. Они проявляются в виде экстрезий с отходящими от них лавовыми потоками. Вулканокластических образований здесь мало; они представлены преимущественно кластолавами.

Во всех пунктах установлено, что кислые породы прорывают основные вулканогенные образования IV фазы.

### *Вулканогенные образования среднего и средне-кислого состава района р. Визница*

В районе урочища Падулки, в верхнем течении р. Визница находятся два массива липарито-дацита площадью менее 0,5 км<sup>2</sup> каждый (рис. 14, 109, 110). Липарито-дациты серого цвета разбиты редкими вертикальными трещинами на крупные блоки и, вероятно, представляют собой остатки экстрезий. Южнее, в районе горы Брдо и далее на юго-запад, к с. Верхняя Визница липарито-дациты хорошо обнажены и определяются как экстрезии. В районе г. Брдо в липарито-дацитах наблюдается ясно выраженная вертикальная, субмеридионального простирания флюидалность и первичная трещиноватость — здесь, вероятно, расположен центр эрупции (рис. 14, 111). В юго-западном направлении липарито-дациты образуют лавовый поток длиной 3,5 км и шириной до 1 км, со слабым наклоном на юго-запад вдоль склона горы (на отдельных участках угол наклона достигает 10—25°). Конечная часть лавового потока сложена кластолавой, состоящей из обломков и глыб перлита липарито-дацитового состава черного цвета, сцементированных слабопористой лавой светло-серого цвета (рис. 67). Наблюдается постепенный переход от пористой массы к мелкообломочной, спекшейся. В породе присутствует небольшое количество чуждых обломков и глыб андезита и андезито-базальта, окисленных до красного цвета по периферии, вероятно, захваченных во время излияния из нижних горизонтов.

В области центра эрупции липарито-дацит наиболее раскристаллизован. Цвет его светло-серый, и он разбит редкими вертикальными трещинами (расстояние между трещинами 0,5—1 м). В лавовом потоке липарито-дацит обладает хорошо выраженной флюидалностью и трещиноватостью, имеющими одинаковое направление. Порфиновые выделения в области центра эрупции и в различных частях лавового потока по количеству и составу (25—30%) отличаются сравнительно мало. Они представлены преимущественно плагиоклазом таблитчатой или неправильной формы, часто с включениями стекла и слабокаолинизированными. В нижней части покрова — плагиоклаз № 52—53, в верхней — № 52—66. Гиперстена около 5%, он имеет призматическую или изометрическую форму, часто окружен опалитовой каймой ( $N_g = 1,718—1,720$  и  $N_r = 1,732—1,734$ , что соответствует содержанию 45% железистого компонента по таблицам В. С. Соболева;  $2V = -59^\circ$ ). В небольшом количестве

<sup>1</sup> Описываемые породы обладают сложным составом от андезитов до липарито-дацитов, поэтому мы объединяем их в группу «среднекислых» пород.



Рис. 67. Перлит липарито-дацита из кластолавы четвертой фазы вулканизма (с. Верхняя Визница). В породе хорошо видна перлитовая отдельность.  
Шл. 3419а, свет простой,  $\times 40$ .

ве присутствует роговая обманка в зернах удлиненно-призматической и неправильной формы, плеохролирующей от светло- до темно-зеленого цвета. Из аксессуарных присутствуют единичные зерна циркона, анатаза и ильменита<sup>1</sup>. Основная масса в области центра эрупции — микропиклитовая, в пределах лавового потока — главным образом гналопиклитовая, а в конечной и нижней частях потоков — витрофирровая. В стекловатых участках проявляется флюидальность, обусловленная ориентировкой волосовидных кристаллитов. В кластолавах, залегающих в основании потока и его конечной части, обломки липарито-дацита с флюидальной структурой ориентированы в различных направлениях; они сцементированы стеклом более темного цвета с меньшим количеством кристаллитов. Часто в кластолаве присутствуют обломки кристаллов плагиоклаза и пироксена. В стекловатых разновидностях липарито-дацитов часто наблюдаются радиально-лучистые сферолиты, в центре которых, как правило, находятся кристаллики плагиоклаза и гиперстена.

Описываемые андезит-дациты содержат 67—68%  $\text{SiO}_2$ .

Наличие в конечной части лавового потока более кислых плагиоклазов позволяет высказать предположение, что первые порции лавы были более кислые, чем последние, вследствие дифференциации в канале. Аналогичная закономерность наблюдалась при извержении вулкана Блюкай — побочного кратера Ключевского вулкана (Набоко, 1938).

Второй небольшой массив, расположенный на правом берегу р. Визница, сложен гиперстеновым андезит-дацитом, занимающим площадь около 8 км<sup>2</sup> (рис. 14, 88). Это сложный купол с субширотным простиранием флюидальности. Андезит-дацит содержит 40—50% порфирированных плагиоклаза и гиперстена (последнего около 5—8%). Основная масса имеет гналопиклитовую структуру с небольшим количеством игольчатых микролитов плагиоклаза. В породе содержится много рудной пыли.

<sup>1</sup> В протоочных пробах.

Третий пункт развития пород среднего и средне-кислого состава (площадью около 5 км<sup>2</sup>) расположен в междуречье Визлицы и Старой, севернее с. Пацканево. Здесь развиты андезито-дациты, отличающиеся от описанных выше несколько большим количеством порфировых выделений и присутствием наряду с ромбическим моноклинного пироксена и роговой обманки (у моноклинного пироксена  $N_g = 1,717-1,719$ ;  $N_r = 1,693-1,694$ ; у гиперстена  $N_g = 1,716-1,718$ ;  $N_r = 1,696-1,697$ , что соответствует 44% железистого компонента)<sup>1</sup>.

К северу от г. Мукачево и до с. Счастливое (гора Жорнина) на площади 28 км<sup>2</sup> распространены андезито-дациты и андезиты, которые слабо изучены из-за плохой обнаженности. Они залегают в виде куполов с потоками, прорывая и перекрывая гиперстеновые и двупироксеновые индезиты. В настоящее время установлено восемь центров эрупции, из которых шесть связаны с субмеридиональными разломами, а два с широтными (рис. 14, 93—100). Преобладающими породами здесь являются андезито-дациты. Андезиты приурочены преимущественно к центрам эрупций. В каменном карьере с. Кирово обнажена экструзия с отходящим от нее потоком. Мощность лавы в центре эрупции около 30 м. Это плотный андезит, с редкими вертикальными трещинами и зонами пористого андезита. Поры в нем сплюснутые, ориентированы они также вертикально. Иногда наблюдается слабая флюидальность. Андезит экструзии постепенно переходит в лавовый покров мощностью около 100 м. По мере удаления от центра эрупции первичные трещины растяжения, постепенно выполаживаясь, приобретают горизонтальное направление и сближаются (расстояние между трещинами здесь уже 2—3 см). Верхняя часть потока сложена глыбовой лавой (рис. 68). В центре эрупции на лаве залегают агломератовый туф андезита. На контакте с андезитом туф приобрел красную окраску, вероятно в результате обжига.

Аналогичные центры эрупции можно наблюдать в с. Ловачки, возле с. Боровице, к югу от с. Счастливое, возле с. Сборовице, на вершине и склонах горы Жорнина. По внешнему виду андезито-дациты весьма разнообразны. Они обычно плотные или в них имеется густая сеть трещин растяжения. Цвет их изменяется от черного (тогда они напоминают базальты) до светло-серого. Лавы покровов или экструзий обычно одинаково окрашены. Однако не редки случаи полосчатых лав. У с. Сборовице в каменном карьере обнажены тонкополосчатые лавы светло-серого и черного андезито-дацита. Мощность полос изменяется от дециметров до миллиметров. Наиболее характерна вертикальная, вытянутая в меридиональном направлении полосчатость. Изменение окраски обусловлено различной степенью раскристаллизации стекла: чем более раскристаллизована основная масса, тем андезито-дацит светлее. Светло-серые разновидности андезито-дацита имеют микропиклитовую или интерсервальную структуру, серые — гиалопилитовую, черные — витрофировую<sup>2</sup>.

Для описываемых андезито-дацитов и андезитов характерно большое количество порфировых выделений, достигающее 50—60% объема породы. Они представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксеном и небольшим количеством оливина.

Плагиоклаз составляет 75—90% количества порфировых выделений. Характерной особенностью его является различная крупность зерен. Зерна от 2 мм и менее обычно имеют правильные грани. Часто они трещи-

<sup>1</sup> Андезито-дациты и их туфы в районе с. Ильковцы, по данным Э. А. Лазаренко (1960), перекрываются андезитами и, по всей вероятности, относятся к III фазе вулканизма.

<sup>2</sup> Андезиты различной степени раскристаллизованности в виде серии тонких параллельных прослоев можно наблюдать во многих куполах современных вулканов (Шевелуч, Большая Удина и др.), что следует объяснять различной степенью проникновения газов, способствующих кристаллизации.

новаты и включают стекло и рудную пыль. Зональные плагиоклазы редки. Состав их резко колеблется. В андезито-дацитах крупные кристаллы имеют № 74—77, мелкие № 53—55, микролиты — № 39—40 (в одном шлифе). В андезитах крупные кристаллы имеют № 70—90, мелкие — № 62—65, микролиты — № 55—56.

Гиперстен составляет 5—20% общего количества порфировых выделений. Он представлен зернами до 2 мм в поперечнике, изометричной и реже неправильной формы. Часто он оторочен опацитовой каймой или микролитами моноклинного пироксена. Для него обычны включения рудной пыли и иногда мелких кристаллов плагиоклаза, с которыми он иногда образует гломеропорфировые скопления ( $2V = -56^\circ, -60^\circ$ ;  $Ng = 1,726$ ;  $Np = 1,709$ , что соответствует 50% железистого компонента).

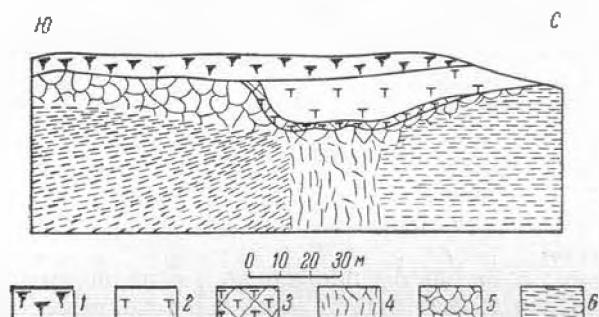


Рис. 68. Зарисовка центра эрупции в с. Кирово к северу от г. Мукачево:  
1 — осыпь; 2 — агломератовый туф; 3 — обожженный туф; 4 — андезит в области центра эрупции; 5 — глыбовая лава; 6 — андезит с тонкоплитчатой отдельностью.

Моноклинный пироксен встречается очень редко, обычно в виде зерен неправильной формы ( $2V = 52-56^\circ$ ). Однако изредка встречаются гломеропорфировые выделения размерами до 3 мм, состоящие из мелких зерен моноклинного и ромбического пироксена.

Оливин является типичным для описанных андезито-дацитов. Однако он присутствует в незначительных количествах в виде мелких округлых зерен, обычно с опацитовой каймой, или полностью замещен бурыми окислами железа.

Очень редко встречаются небольшие таблочки биотита. В протоличных пробах отмечена роговая обманка, которая вообще не характерна для андезито-дацита данного региона. Из рудных присутствуют ильменит, магнетит и редко пирит, из аксессуарных — рутил, циркон, апатит<sup>1</sup>. Основная масса андезито-дацитов имеет гиалопилитовую структуру со значительным колебанием количества стекла. Реже встречается пилотакситовая и микропйкилитовая структура. Витрофирровая структура отмечена в единичных шлихах.

Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, редко пироксена, рудных минералов и стекла, а в микропйкилитовой структуре — и кварца. В пределах одной из экструзий наблюдалась полная раскристаллизация основной массы лавы с образованием микродолеритовой структуры.

Проведенные полные химические анализы и большое количество сокращенных показали неустойчивость химического состава указанной группы пород (табл. 21).

Пониженные значения кремнезема типичны для лав центров эрупций. Средняя мощность потоков и куполов андезито-дацита составит не

<sup>1</sup> В протоличных пробах.

Результаты определения кремнезема андезитов-дацитов горы Жорнина

№ проб.	1714	2058	1736	2029	2018	2086	1723	1744	1973	2001	3424
SiO <sub>2</sub>	65,12	64,80	64,16	63,16	63,03	63,00	62,00	61,92	59,65	59,38	58,10

Примечание. Место взятия проб. 1973 — вершина горы Жорнина; 2001 — южнее с. Бобовище; 3424 — карьер с. Кирово (1714, 1736, 2058 и т. д.) — апикальные части экструзий и конечные части лавовых потоков.

менее 200 м. Это даст общий объем лав  $28 \times 0,2 = 5,6 \text{ км}^3$ . Пирокластические породы в описанных телах отсутствуют.

Приведенные выше сведения о массиве андезитов-дацита позволяют сделать следующие выводы.

1. Кристаллизация магмы происходила в течение длительного времени с постепенным увеличением кислотности расплава по мере увеличения степени кристаллизации. На это указывает одновременное уменьшение крупности кристаллов и понижение основности, а также наличие зональных плагиоклазов с резким увеличением номера плагиоклаза к периферии зерен.

2. Дифференциация магмы происходила в периферическом магматическом очаге. На это указывает залегание в конечных частях потоков лав более кислого состава, чем в центральных частях эрупции.

3. Магматический очаг располагался на относительно небольших глубинах, что вызвало образование большого количества центров эрупции.

В пределах этого, разомкнутого на севере контура, расположено тринадцать более молодых экструзий липарита различных размеров. Описанные экструзии располагаются полукольцом диаметром более 10 км.

#### *Вулканогенные образования средне-кислого состава юго-западного склона гор Борилы Дил*

В описываемом районе установлено пять экструзий андезитов-дацита с отходящими от них лавовыми потоками (рис. 14, 228, 239, 240, 243, 247). Они приурочены к полосе северо-восточного простирания длиной в 8 км и шириной 1—2 км.

Наибольшую площадь (около  $3,5 \text{ км}^2$ ) занимает андезитов-дацит, разбитый в юго-западной части (рис. 14, 228). Вероятно, здесь имеется два центра эрупции: в западной и восточной частях. Именно там флюиальность имеет наклоны  $25-60^\circ$ . Андезитов-дацит залегает с угловым несогласием на размытой поверхности туфов андезита и на андезитов-базальтах третьей фазы вулканизма в виде потока мощностью около 50—70 м. Нижняя часть потока (2—4 м) представлена кластолавой (см. рис. 33). Кластолава состоит из обломков и глыб андезитов-дацита (до 0,5 м в поперечнике) угловатой формы. Промежутки между глыбами выполнены обломочным материалом, сплавленным в слабопористую массу. В подошве потока обломочный материал не спекся. Андезитов-дацит обладает хорошо выраженной, близкой к горизонтальной флюиальностью и первичной трещиноватостью. Цвет андезитов-дацита темно-серый, почти черный; при выветривании он становится светло-серым с фиолетовым оттенком, благодаря чему легко может быть опознан в полевых условиях. Два других поля андезитов-дацита занимают площадь около  $1 \text{ км}^2$  каждое и в плане имеют вид вытянутых в северо-восточном направлении овалов ( $2 \times 0,5 \text{ км}$ ). Принадлежность к экструзии устанавливается по флюиальности, имеющей падение на северо-восток под

углом 75°. Еще две экстрезии, площадью около 0,5 км<sup>2</sup> каждая, установленные по россыпям глыб, изучены слабо.

Несмотря на внешнее сходство пород, химический состав их меняется от андезито-базальтов (обр. 5175), содержащих 54,82% SiO<sub>2</sub>, до липарито-дацитов, в которых содержание SiO<sub>2</sub> = 70,48%; преобладают андезито-дациты, содержащие 63,65% SiO<sub>2</sub> (табл. 22).

Таблица 22

*Химический состав средне-кислых горных пород четвертой фазы вулканизма*

Оксиды	5175	52	103	6/2	3419	3-Л	2	4-Л	8018-а
SiO <sub>2</sub>	54,82	63,10	63,63	65,36	67,23	67,18	68,60	68,87	69,40
TiO <sub>2</sub>	1,00	—	0,42	0,75	0,23	0,10	0,20	0,28	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,40	17,54	16,81	16,32	17,05	16,81	17,55	16,74	15,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,13	0,47	2,32	3,24	Сл.	0,72	1,18	2,14	3,25
FeO	3,13	4,63	2,71	4,09	1,00	1,51	0,32	—	0,54
MnO	0,19	—	0,08	0,13	0,04	0,06	Сл.	—	0,02
MgO	1,01	1,12	0,21	1,05	1,05	0,37	0,36	0,32	0,36
CaO	7,24	3,91	4,71	4,61	3,50	4,47	1,86	0,44	5,50
Na <sub>2</sub> O	2,70	4,43	3,10	2,49	2,42	1,87	2,50	0,28	1,71
K <sub>2</sub> O	2,30	2,49	1,85	2,14	3,83	2,61	3,63	4,06	2,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	0,25	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,86	0,95	—	9,45	—	1,61	2,41	0,40
SO <sub>3</sub>	—	—	0,17	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,09	—	—	0,06	0,06	0,10	—
П.п.и.	1,4	1,49	1,40	0,22	4,18	3,29	2,05	4,10	1,00
Сумма	99,32	99,96	99,57	100,18	101,04	99,90	100,15	99,80	100,44

Примечание. Место взятия проб: 5175 — район с. Дылок; 52 — там же; 103 — ключ Сыровой, к западу от пос. Перечин; 6/2 — западные склоны гор Борилы Дил; 3419 — с. Верхняя Визница; 3-Л. — верховье р. Визницы; 2 — там же; 4-Л — там же. 8018-а — гора Брдо к северу от с. Верхняя Визница.

Анализы: 5175, 103, 3419, 8018-а — выполнены аналитиками Р. И. Мацюк, В. И. Путиллиной, Л. С. Скорой, Л. Г. Сабовой; 3-Л, 2, 4-Л — заимствованы из работы Э. А. Лазаренко (1960), 52 и 6/2 — В. С. Соболева и др. (1955).

Наиболее основные разновидности развиты в самой юго-западной части описываемой полосы вулкаников и, вероятно, представляют собой последние порции лавы. Самые кислые лавы встречены в северо-восточной части, недалеко от вершин гор Борилы Дил. Совместное расположение, сходство текстуры, структуры и минералогического состава позволяют описывать их вместе.

Структура породы порфировая; вкрапленников обычно — 5—8%, редко 20%. Они представлены плагиоклазом, оливином и небольшим количеством ромбического и моноклинного пироксена (рис. 69).

Плагиоклаз присутствует в виде удлиненных таблич, он часто зональный, содержит включения стекла, иногда внутренняя часть его разложена. Ядро содержит 69—72% анортитовой молекулы, промежуточная зона — 58—60 и внешняя 38—54. Мелкие выделения плагиоклаза имеют состав, близкий составу внешней каймы вкрапления (№ 35—55).

Гиперстен представлен зернами неправильной формы, часто с опацитовой каймой (2V = —42—52°; Ng = 1,718—1,722 и Ng = 1,706—1,710, что соответствует 44—46% железистого компонента). Моноклинный пироксен встречается редко (Ng = 1,726—1,700), так же, как и гиперстен, он богат железистым компонентом (до 50%). Для темноцветных характерен оливин. Он свежий, иногда с апацитовой каемкой по краям или

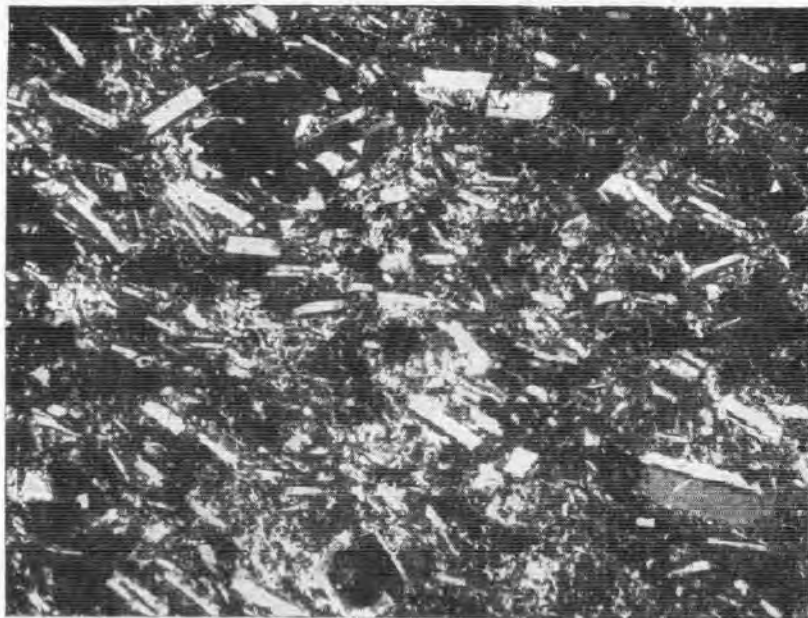


Рис. 69. Оливиновый андезито-дацит с субпараллельным расположением микролитов (горы Бориллов Дил). Шл. 6124. Николи +,  $\times 40$ .

полностью замещен идиингситом. По данным В. С. Соболева и др. (1955), в нем содержится 61—64% железистого компонента, что позволяет отнести его к гортонолиту. В наиболее основных породах, развитых к западу от с. Дилок, оливина гораздо больше, чем в восточных, более кислых экструзивных лавах, где мелкие зерна его, частично или полностью замещенные идиингситом, составляют не менее 10%<sup>1</sup>. Основная масса лавы обычно имеет гиалопилитовую структуру с большим количеством игольчатых микролитов плагноклаза, часто расположенных субпараллельно. В этом случае структура приближается к трахитовой. В основной массе много рудной пыли, а в более основных разновидностях пород встречаются оливин и пироксены. Стекло светлое, иногда частично раскристаллизовано. Основная масса нередко имеет микропрйкилитовую структуру.

Описываемые экструзии располагаются в виде цепочки северо-восточного направления и имеют общее направление флюиальности. Вероятно, они связаны с единой зоной разлома и с общим магматическим очагом. В них, как и в описанных выше визницких андезито-дацитах, основность плагноклазов и их химический состав резко меняются в различных участках зоны, что, вероятно, связано с изменением состава расплава в процессе кристаллизации, а также в пределах самого магматического очага. Общая площадь, занимаемая андезито-дацитом на западных склонах гор Бориллов Дил, около 5 км<sup>2</sup>, средняя мощность 100 м. Следовательно, объем их составит около 0,5 км<sup>3</sup>.

К югу от горы Анталовской расположена небольшая экструзия дацита, площадью около 2 км<sup>2</sup>. Она изучена слабо и условно отнесена к описываемой фазе.

Если принять среднюю мощность лав и экструзий андезито-дацита бассейна р. Визница и горы Анталовской 200 м, то объем пород выразится цифрой 9,4 км<sup>3</sup>, а вместе с андезито-дацитами гор Бориллов Дил — около 10 км<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> К сожалению, в этих породах замерить плагноклаз не удалось.

## Экструзии липарита

В пределах Выгорлат-Гутинской гряды на территории СССР липариты развиты в верховьях р. Визницы, в районе хребтов Великий Шоллес и Аваш и в окрестностях пос. Перечин.

### *Экструзии липарита в верховьях р. Визницы*

Как уже было сказано выше, верхневизлицкие экструзии липарата окружены с юга, востока и запада полукольцом экструзий среднего состава. В пределах описываемого района установлено 13 экструзий липарита. Они располагаются в зоне ( $10 \times 4$  км), вытянутой в меридиональном направлении. Размеры экструзий липарита — от 0,2 до 4 км в поперечнике.

Наиболее крупный массив липарита (площадью около 8 км<sup>2</sup>), расположенный у северной границы Выгорлат-Гутинской гряды, вероятно, представляет собой сложный купол или группу куполов (рис. 14, 81, 82). Вследствие плохой обнаженности здесь установлено только два участка с крутыми углами падения флюидалности, позволяющие предполагать существование центров экструзии. В северной части флюидалность ориентирована меридионально, а в южной — почти меридионально, с небольшим наклоном на северо-запад.

Другая крупная экструзия липарита расположена в районе с. Герцовцы. Площадь ее более 2 км<sup>2</sup>. В отдельных редких обнажениях обнаруживается субмеридиональное направление флюидалности. К югу от купола отходит лавовый поток, детально изученный В. И. Залесским в процессе разведочных работ на перлиты. В основании потока, где он налегает на двупироксеновые андезиты, залегает прослой гравийного туфа мощностью 2—3 м, состоящего из обломочного стекловатого липарита черного цвета. Там же участками обнаруживается брекчиевая лава, местами переходящая в кластолаву, сложенная обломками и глыбами перлита черного цвета, сцементированными слабопористой лавой серого цвета. Пористая лава на отдельных участках переходит в спекшийся перлит (мощность пласта от 10 до 30 м). Выше залегает перлит черного цвета мощностью от 5 до 30 м, еще выше — переходная зона мощностью 1—7 м, от перлита к липариту, представляющая собой чередование перлита и липарита. Мощность прослоев измеряется от миллиметров до дециметров, у контакта с липаритом мощность и количество прослоев липарита увеличиваются. Переходная зона постепенно сменяется обычным липаритом вначале серого, а затем розового цвета с резко выраженной флюидалностью (рис. 70, 71). Горизонтальная флюидалность потока к центру купола становится наклонной (до 30°) с падением в западной части на северо-восток, и намечается веерообразное строение купола (рис. 14, 86).

Третья, наиболее крупная, экструзия расположена к северу от с. Счастливое. Общая площадь ее около 1,5 км<sup>2</sup>. Липарит обладает хорошо выраженной флюидалностью в центральной части, имеющей падение под углом 70°, с субмеридиональным простираем (рис. 14, 78). Судя по направлению флюидалности, можно сделать предположение, что купол липарита связан с зоной разлома меридионального направления. В восточной части купола обнаружена зона перлитовой кластолавы мощностью более 100 м, к востоку от нее наблюдается слабая аргиллизация туфов.

Остальные 10 экструзий слабо обнажены. Они вытянуты в субмеридиональном и реже субширотном направлении (рис. 14; 75, 83—85, 87—92), площадь каждой из них составляет несколько гектаров.

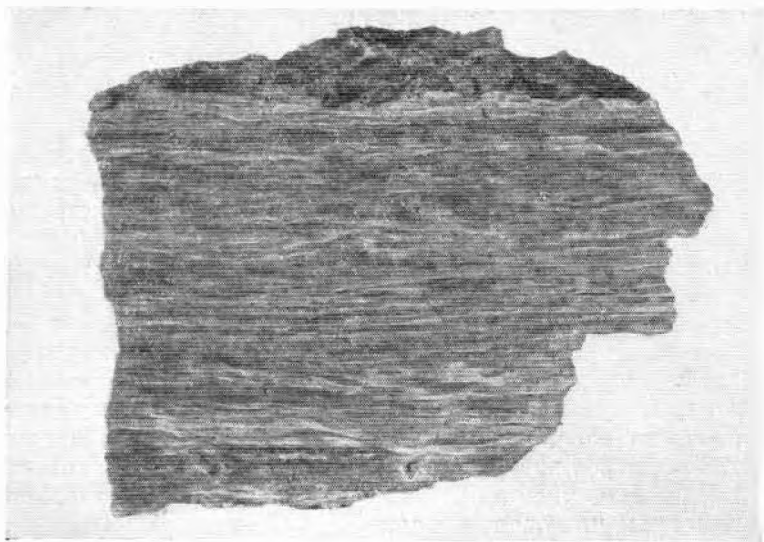


Рис. 70. Флюидалность в липарите района с. Крыто. Пат. вел.

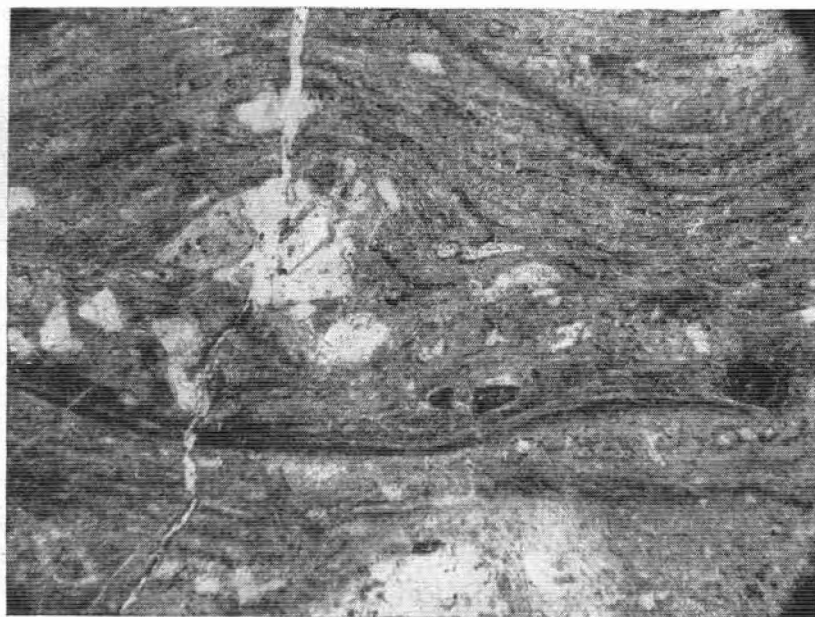


Рис. 71. Флюидалность в липарите экструзии, расположенной к югу от с. Герцевцы.  
Шл. 2235, свет простой. X 40.

Вулканокластические породы, связанные с экструзиями липарита, представлены преимущественно кластолавами. В районе с. Ильковцы, вблизи небольшой экструзии, залегают гравийные и псаммитовые туфы липарита мощностью до 10 м, состоящие преимущественно из пемзовидных обломков липарита.

Площадь, занятая экструзиями липарита, около 14 км<sup>2</sup>. Если учесть, что средняя мощность пород здесь около 0,2 км, то объем лавы составит 2,8 км<sup>3</sup>. Объем пирокластического материала<sup>1</sup> не превышает 1,2 км<sup>3</sup>. Общий объем вулканитов липаритового состава составит 4 км<sup>3</sup>.

В центральных частях экструзий липарит расстеклован, флюидалность выражена хорошо. Липариты здесь имеют розовый или серый цвет. По периферии экструзий или в нижней части отходящих от них потоков липарит стекловатый, обычно перлитовой текстуры; самая внешняя зона экструзий или основание лавовых потоков сложены кластолавой или брекчиевой лавой (Малеев, 1959).

Петрографические особенности некоторых экструзий изучались А. П. Бобревичем (Соболев и др., 1955), частично В. В. Наседкиным (1963) и нами.

Порфиновые выделения составляют 5—8, редко 10—15%. Они представлены плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и оливином.

Плагиоклаз представлен удлиненными кристаллами, размерами 0,5—2 мм в поперечнике, иногда зональный, с ядром № 40—52. Преобладающая масса плагиоклаза № 32—38, микролиты и краевые зоны зональных кристаллов № 30.

Биотит составляет всего 1—2% породы, редко больше; его пластинки размером 0,2—2 мм иногда располагаются в виде цепочек вдоль флюидалности (рис. 72) ( $N_g = 1,704$ , удельный вес 3,1, что по диаграмме И. А. Островского и В. П. Петрова (1940) соответствует содержанию 40% оксилепидомеланового компонента, 40% лепидомеланового и 20% флогопитового). Вторичный биотит светло-бурого цвета, имеет меньший показатель преломления ( $N = 1,620$ ).

Роговой обманки гораздо меньше, чем биотита ( $N_m = 1,720$ ;  $N_r = 1,688$  — разрез [001]  $2V = -74-78^\circ$  и  $cN_g 6-10^\circ$ ).

Характерной особенностью описываемых липаритов является наличие в них редких зерен оливина. Наибольшее количество его в самой северной экструзии у края Выгорлат-Гутинской гряды. Зерна оливина очень малы (десятые доли миллиметров в поперечнике). Они окружены опацитовой каймой или же замещены идиингситом. Оливин имеет  $N_g = 1,833$ ;  $N_r = 1,783$ , что соответствует содержанию 72% железистого компонента. Изредка встречаются мелкие зерна пироксена.

Структура основной массы изменяется от витрофировой до микропойкилитовой. Липарит с витрофировой структурой обычно имеет перлитовую отдельность, стекло бесцветное или светло-коричневое ( $N = 1,502-1,506$ ), с волосовидными кристаллами, придающими флюидалность породе. В более раскристаллизованных липаритах обнаружены кварц, кристобаллит, тридимит и калишпат часто сферолитового строения. Размеры сферолитов калишпата, тридимита и кристобалита достигают 5 мм. В центре радиально-лучистых сферолитов находятся кристаллики плагиоклаза или биотита (рис. 73). Из рудных присутствует ильменит, из акцессорных — апатит, циркон и редко корунд.

Заканчивая описание экструзий района верховьев р. Визницы, следует отметить, что как для анлезито-дацитов, так и для липаритов этой

<sup>1</sup> Сохранившиеся залежи туфов позволяют допустить, что если на всей площади развития экструзии липарита (40 км<sup>2</sup>) туфы лежали слоем 10 м, то их объем составит всего 0,4 км<sup>3</sup>. Если допустить, что возможное рассеивание тонкого пирокластического материала было вдвое больше полученной цифры, то общий объем составит 1,2 км<sup>3</sup>.

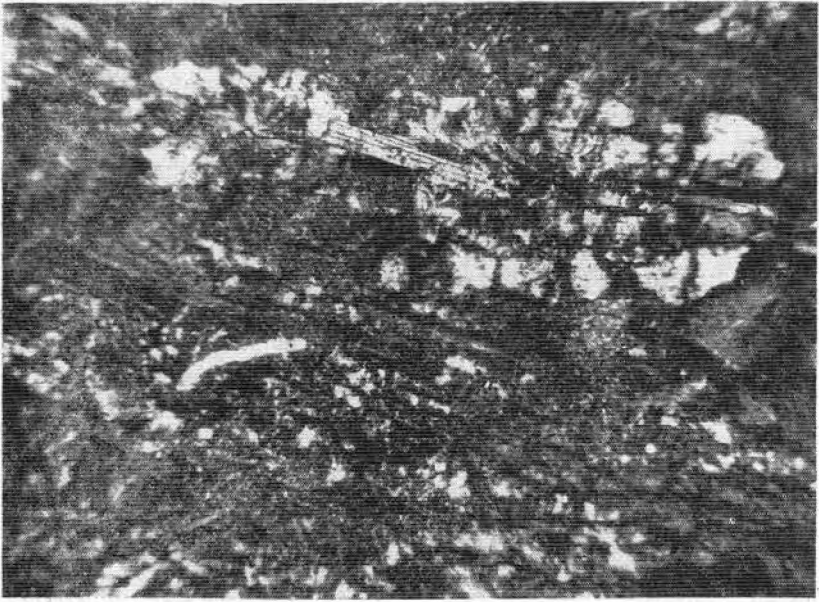


Рис. 72. Липарит с неравномерной раскристаллизацией основной массы, максимальной у трещин (с. Герцовцы). Шл. 2165. Николи-,  $\times 40$ .

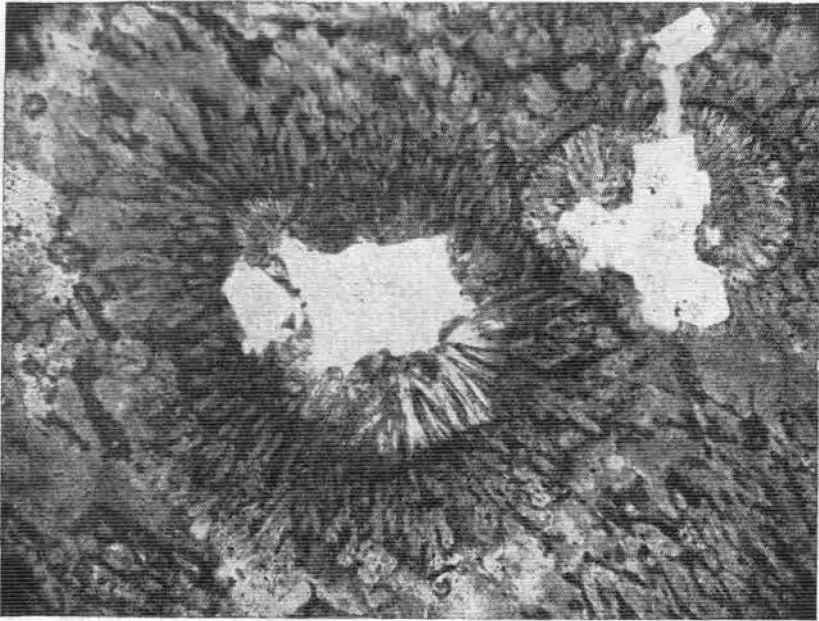


Рис. 73. Сферолиты из полевого шпата, тридимита и кристобаллита в липарите. В центре кристаллы плагиоклаза (с. Счастлиное). Шл. 2126, свет простой,  $\times 40$ .

Химический состав кислых горных пород четвертой фазы вулканизма, %

Окислы	301	1316	1-С	101	304	126	116	374	2-С	139	133	658	112	5	70	2126
SiO <sub>2</sub>	68,80	69,39	69,40	69,78	69,82	70,24	70,26	70,46	70,82	70,85	71,87	72,09	72,21	72,76	72,90	73,15
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,21	0,27	0,2	0,07	0,18	0,25	0,27	0,20	0,11	0,29	0,18	0,50	0,10	0,37	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,85	15,30	14,12	17,64	13,65	14,42	14,62	14,84	15,49	16,67	11,04	15,60	15,42	15,42	15,31	15,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	2,61	2,13	1,08	0,25	1,00	0,23	0,55	1,10	2,62	4,19	1,77	0,65	1,15	3,18	0,16
FeO	3,74	0,82	0,29	2,16	2,80	1,30	3,57	3,55	0,24	0,39	0,36	0,66	0,29	Сл.	—	1,01
MnO	—	Сл.	Сл.	Сл.	0,28	—	0,05	0,03	Сл.	—	0,047	0,05	0,07	Сл.	0,12	0,03
MgO	0,65	0,54	0,29	0,72	0,65	1,87	0,46	0,19	0,24	0,29	0,36	0,18	0,31	0,22	0,79	1,86
CaO	2,32	1,96	2,42	1,20	1,12	2,13	2,50	2,23	2,33	3,08	2,33	2,00	2,32	1,42	2,95	3,50
Na <sub>2</sub> O	4,58	2,88	4,29	3,03	5,85	3,90	3,93	2,76	3,82	0,74	2,74	4,04	3,91	1,18	1,48	2,04
K <sub>2</sub> O	3,53	3,10	4,74	2,73	1,87	6,26	3,70	4,06	3,37	1,04	5,16	3,02	3,82	4,68	1,53	1,55
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,83	—	—	—	—	0,16	0,39	—	0,48	0,60	0,20	0,18	—	—	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,5	—	—	0,38	—	0,94	—	—	—	2,00	—	—	0,61	1,43	0,52	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,13	0,16	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	0,07	0,11	—	—	0,12	—	—	0,03	—	—
П. л. в.	1,12	1,82	2,51	0,23	2,30	0,90	0,02	0,23	2,24	1,42	1,36	0,64	—	1,84	0,69	0,99
Сумма	99,30	100,36	100,46	99,70	98,66	103,14	99,82	99,70	99,85	99,96	100,56	100,59	100,29	99,93	99,84	100,25

Примечание. Место взятия проб: 301 — обсидиан, к западу от с. Рокосово; 1316 — липарит, к востоку от с. Крыто, в верховьях р. Визинцы; 1-С — перлит, к востоку от с. Герцовцы; 101 — липарит, хр. Великий Шоллес; 304 — липарит с порами ромбического сечения, к западу от с. Рокосово; 126 — липарит южной части хребта Великий Шоллес; 116 — обсидиан, северная часть хребта Великий Шоллес; 374 — обсидиан района с. Кошелево; 2-С — перлит, район с. Рокосово; 139 — обсидиан из агломератового туфа, хребет Аваш; 133 — липарит, к западу от с. Кошелево; 658 — липарит, там же; 112 — липарит, с. Крива; 5 — липарит с. Герцовцы; 70 — липарит, с. Королево; 2126 — липарит, к северо-западу от с. Счастлиное.

Анализы 301, 1316, 101, 304, 126, 112, 2126 — выполнены Л. Мазаловой, Р. И. Мацюк, Л. Т. Соболевой. Анализы 1-С, 2-С — заимствованы из работы А. В. Жукова и др. (1960); 70 — В. В. Золотухина (1960); 5 — Э. А. Лазаренко (1960); 116, 374, 133, 658 — И. Ф. Трусовой (1954); 139 — любезно передан автору Л. Г. Данилович,

территории характерно наличие необычного для них оливина и одинаковых аксессуарных минералов. Это позволяет сделать вывод, что липариты и андезито-дациты представляют собой продукт дифференциации одной магмы. Как видно из таблицы 23, содержание кремнеза колеблется от 68,60 до 73,15%. Судя по данным массовых сокращенных анализов, проведенных в процессе изучения перлитов, содержание кремнеза в них около 70%.

### *Экструзии липаритов хребта Великий Шоллес*

В пределах хребта Великий Шоллес находится 6 экструзий липаритов. Они прорывают вулканогенные образования основного состава гутинской свиты и, в свою очередь, прорываются основными породами бужорской свиты. Наличие в Закарпатье липаритов двух возрастов нами впервые было доказано в 1950 г. В дальнейшем строение экструзий липарита было уточнено (Малеев, 1955—1959). Петрографией липаритов занимались И. Ф. Трусова (1954), О. Н. Горбачевская (1954), В. С. Соболев, В. П. Костюк и др. (1955) и В. В. Наседкин (1963). Экструзии липарита приурочены к полосе шириной 2,5—4 км и длиной 9 км, перпендикулярной направлению хребта Великий Шоллес. Наиболее крупные массивы липарита — восточный (Кошелевский) и западный (Малораковецкий), представляют собой сложные экструзии из «сросшихся» куполов.

Восточный массив липарита имеет форму, несколько напоминающую треугольник с основанием (4 км), вытянутым в меридиональном направлении, и вершиной, обращенной на запад. Протяженность массива в широтном направлении 3,5 км. Здесь развиты розовые липариты с хорошо выраженной флюидалностью (рис. 74). Массивы их окружены кластолавой, состоящей из глыб и обломков липарита черного цвета с перлитовой текстурой, сцементированных также липаритом. Мощность зоны кластолавы 1—2 м и редко больше. К центру экструзии за кластолавой следует зона перлита небольшой мощности (до 5 м). В центральной части массива развиты липариты с флюидалной текстурой и иногда зоны брекчиевой лавы. Судя по флюидалности массив состоит из четырех куполов (рис. 16, 282, 284—286). В двух западных куполах флюидалность ориентирована в широтном направлении, в южных — в северо-западном и северо-восточном (параллельно контактам). Преобладает широтное направление флюидалности, что позволяет связывать образования куполов с разломами такого же направления.

Западный массив липарита вытянут также в широтном направлении (4 × 2 км). У северных и южных контактов массива липарита, а также в центральной его части хорошо выдерживается широтное простираание флюидалности. В пределах описываемого массива липарита установлено четыре купола, вытянутых в широтном направлении (рис. 16, 289, 290, 291, 294). В многочисленных обнажениях хорошо видно веерообразное строение отдельных куполов. В юго-западной и южной частях массива липарит прорван двумя экструзиями андезита бужорской свиты. На контактах массива липарита обнаружена зона кластолавы или брекчиевой лавы мощностью 30 м, в которой глыбы перлита или обсициана сменяются массивными вулканическими стеклами мощностью до 30 м.

К югу от описанного массива липарита, на горе Седло, обнаружена небольшая экструзия липарита (2 × 0,5 км), вытянутая в широтном направлении (рис. 16, 295). Контакты ее круглые и экструзия приближается к штоку. На контакте с вмещающими ее андезитами и их туфами залегает перлитовая брекчия мощностью до 10 м, окружающая шток как бы «рубашкой». Промежутки между глыбами выполнены аргиллизированными мелкими обломками перлита.



Рис. 74. Флюиальность в липарите IV фазы вулканизма (с. Рокосово).

Между двумя крупными экструзиями расположены две небольших. Одна имеет площадь около  $1 \text{ км}^2$  (рис. 16, 287), вторая —  $0,3 \text{ км}^2$ . Они прорывают андезит гутинской свиты и вытянуты в субширотном направлении. Кроме того, к северу от Малораковецкого (западного) массива оконтурена еще одна небольшая площадь липарита. В западной части этой экструзии развиты агломератовые и псефитовые ксенотуфы липарита, прослеживающиеся на северо-запад на расстояние до 3 км. Вблизи контакта с липаритами они сложены обломочным материалом размером до 0,5 м в поперечнике. При удалении на запад на расстояние 0,5 км они быстро переходят в лапиллиевые и гравийные, с прослоями псаммитовых. Максимальная мощность туфов 20 м. Они состоят из пемзовидных обломков липарита светло-серого, почти белого цвета, с примесью (около 10—30%) обломков андезита, часто с окисленной коркой. В наиболее удаленных от массива липарита частях мощность туфов уменьшается до 5 м. Здесь развиты пелловые ксенотуфы и туффиты, сложенные обломками липарита, остроугольными обломками стекла и кристаллов (до 30%). Терригенная примесь представлена песчано-глинистым материалом.

Общая площадь распространения туфов  $4 \text{ км}^2$ , средняя мощность 10 м, объем  $0,04 \text{ км}^3$ . Если допустить, что значительная часть туфов эродирована, то и тогда их объем, надо полагать, не будет превышать  $1 \text{ км}^3$ . Общая площадь, покрытая липаритами, около  $16 \text{ км}^2$ , мощность 400 м и более (средняя — 300 м), тогда объем липарита составит  $5 \text{ км}^3$ , а общий объем вулканических продуктов липаритового состава — не более  $6 \text{ км}^3$ .

Механизм накопления вулканокластического материала О. Н. Горбачевская (Соболев и др., 1955) сопоставляет с таковым при извержениях вулканов Мон-Пеле 1902 г. и Швелуч 1945—1948 гг. Однако необходимо учесть, что максимальная крупность обломков здесь измеряется всего лишь дециметрами при мощности отложений 5—20 м, в то время как при извержении Швелуча глыбы достигали нескольких метров в поперечнике, при мощности отложения у купола до 70 м. Вероятнее всего, накопление вулканокластического материала в описываемом нами случае было связано с относительно небольшими взрывами, предшествовавшими образованию экструзии липарита, с выбросами, в основном, мате-

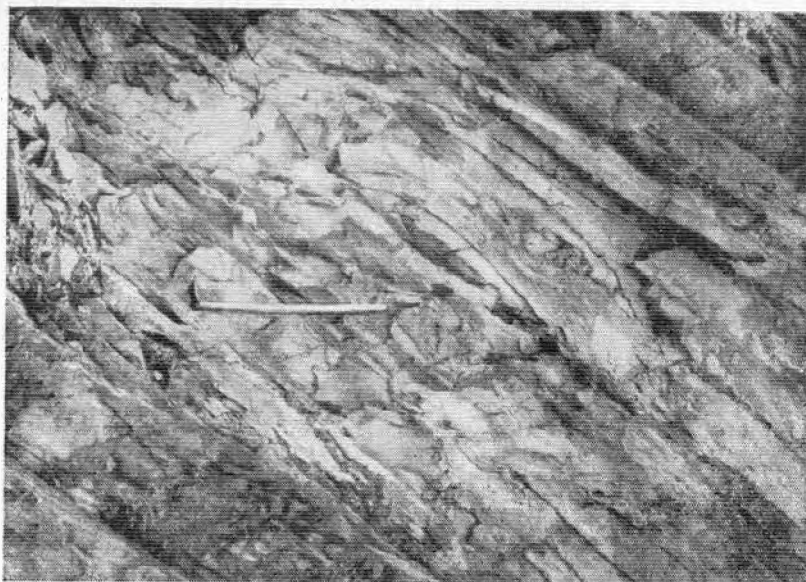


Рис. 75. Первичные трещины отдельности и флюидалности в липарите у с. Крива.

риала кровли и только небольшого количества ювенильного пемзовидного материала.

В пределах экструзий можно выделить липариты, обсидианы, перлиты и разновидности, переходные от расстеклованных липаритов к вулканическим стеклам, различающиеся по степени раскристаллизации и гидратизации основной массы. Обсидианы здесь плотные черные с раковистым изломом, перлиты с мелкосфероидной (перлитовой) отдельностью. Липариты имеют розовый или серый цвет и хорошо выраженную флюидалность, переходные — породы — своеобразную полосчатую текстуру.

Описываемые липариты отличаются от верхневизницких меньшим количеством порфирировых выделений, наличием более основного плагиоклаза (с ядром № 60—73, периферией и мелкими кристаллами № 38—50). Из темноцветных присутствуют гиперстен ( $N_g = 1,730$ ,  $N_p = 1,718$ ,  $2V = 58^\circ$ , что отвечает содержанию 55% железистого компонента), роговая обманка ( $N_g = 1,706$ ,  $N_p = 1,685$ ). Оливин, характерный для липаритов Верхней Визницы, здесь не отмечен. В. В. Наседкин (1936) выделяет разновидность перлита — мареканит, представляющий собой вулканическое стекло, в котором перлитовые сфероиды содержат меньше воды, чем окружающее их стекло.

В переходных зонах присутствуют липариты, состоящие из переслаивающихся прослоев перлита и витролипарита толщиной 2—3 мм. В прослоях витролипарита образуются трещины, которые при растяжении образуют в разрезах ромбическое сечение. В плане длина пор достигает 3—5 см (Малеев, 1955<sub>1-3</sub>).

В заключение следует обратить внимание на то, что экструзии липарита хребта Великий Шоллес вытягиваются в виде полосы широтного простирания, перпендикулярного в данном районе Выгорлат-Гутинской гряде. Ориентировка флюидалности позволяет сделать вывод, что подъем магмы осуществлялся по разломам широтного простирания.

### *Экструзии липарита хребта Аваш*

В северной части хребта Аваш, к югу от с. Крива, расположена экструзия липарита площадью около  $0,5 \text{ км}^2$ , изученная Л. Г. Данилович (1961). К западу от с. Крива нами установлена еще одна экструзия площадью около  $2 \text{ км}^2$  (рис. 16, 314). Последняя представляет собой купол, веерообразное строение которого хорошо можно наблюдать в береговых обрывах р. Тисы. В восточной части липарито-дацит (с хорошо выраженной флюидалностью, с углами падения  $25^\circ$  на запад) перекрывает туфогенно-осадочные отложения ильницкой свиты (рис. 75). К западу флюидалность постепенно приобретает вертикальное падение и меридиональное простирание, а еще западнее наблюдается падение на восток под углом  $70^\circ$ , и здесь контактирует с андезито-дацитами с. Веряца (третьей фазы вулканизма).

На контакте липарита с андезито-дацитом внешняя зона сложена брекчиевой лавой из глыб перлита размерами до  $0,2 \text{ м}$  в поперечнике, а внутренняя (мощность около  $10 \text{ м}$ ) — перлитом черного цвета. В удалении от контакта перлит постепенно переходит в липарит вначале коричневого, затем серого и, наконец, белого цвета.

Экструзии липарита к югу от с. Крива прорывают андезито-базальты и туфы гутинской свиты и тем самым завершают гутинскую свиту.

В восточной части хребта Аваш, вблизи берега Тисы, встречены псаммитовые, гравийные и лапиллиевые туфы мощностью до  $5 \text{ м}$ , сложенные немзовидными обломками светло-серого цвета и черными стеклами перлитовой текстуры. Область распространения туфов — не более  $2 \text{ км}^2$ . Следовательно, их объем составит всего  $0,01 \text{ км}^3$ .

Объем же липаритов при мощности экструзий в среднем  $0,2 \text{ км}$  определяется цифрой  $0,5 \text{ км}^3$ . Даже при учете возможных потерь пирокластического материала и некоторого объема пород экструзий в результате эрозии общий объем вулканогенных образований липаритового состава составит всего  $1 \text{ км}^3$ .

Под микроскопом липариты хребта Аваш отличаются от описанных выше еще меньшим количеством порфириковых выделений (менее 5%) и большим количеством игольчатых кристаллов микролитов плагиоклаза (до 40%). Порфириковые выделения представлены плагиоклазом № 56—60 и гиперстеном.

Основная масса у контакта с андезито-дацитом имеет витрофириковую структуру и состоит из прозрачного стекла с волосовидными кристалликами плагиоклаза. В удалении от контактов структура гналопилитовая и микропойкилитовая (табл. 23, анализ 112).

Наиболее детально изучен купол липарита в береговом обрыве; флюидалность в нем меридиональная, и это позволяет предполагать, что внедрение его связано с зоной разлома того же направления. К востоку от этого купола находится вторая экструзия липарита. Она вытянута в широтном направлении, т. е. перпендикулярно хребту Аваш, точно так же, как и экструзии хребта Великий Шоллес.

### *Экструзии липаритов Перечинского района*

В  $4 \text{ км}$  к западу от пос. Перечин расположена экструзия липарита, вытянутая в широтном направлении ( $1 \times 0,5 \text{ км}$ ). Липариты прорывают андезиты и их туфы IV фазы вулканизма. Строение купола и состав липарита изучены слабо.

Общий объем вулканитов липаритового состава по четырем районам составляет около  $11 \text{ км}^3$ , из них пирокластики —  $2,2 \text{ км}^3$ , т. е. взрывной индекс — около 20.

## Развитие вулканизма IV фазы

Вулканогенные образования IV фазы развиты преимущественно во внешней части Выгорлат-Гутинской гряды, перекрывают отложения палеогенового флиша и вулканы третьей фазы. Они слагают возвышенные части гряды. Площадь их на территории СССР около  $1200 \text{ км}^2$ , максимальная мощность порядка  $600\text{--}800 \text{ м}$  (среднюю мощность для данной площади можно принять равной  $300 \text{ м}$ ), объем вулканогенных образований IV фазы составляет  $360 \text{ км}^3$ . Вершины вулканических построек разрушены, примерно, наполовину. Следовательно, первичный объем вулканитов IV фазы был значительно большим и условно может быть принят равным  $500 \text{ км}^3$ . Учитывая, что Выгорлат-Гутинская гряда представлена только вулканическими постройками, а большая часть материала была рассеяна при извержениях в окрестностях и не учтена, объем продуктов IV фазы вулканизма должен быть значительно увеличен. Изучение распределения материала современных вулканов Камчатки такого же типа дает возможность говорить, что только 50% его идет на вулканическую постройку, а остальные же 50% выпадают в окрестностях (Гущенко, устное сообщение). Тогда общий объем вулканических продуктов IV фазы вулканизма можно принять равным  $1000 \text{ км}^3$ . Из этого количества лавы построек составят менее 10%, лавовые потоки андезита и андезито-базальта, образовавшиеся после разрушения вершин вулканов, определяются объемом  $50,7 \text{ км}^3$ . Объем андезито-дацитов и их туфов составит около  $10 \text{ км}^3$ , а кислых —  $11 \text{ км}^3$ . Эксплозивный индекс в период накопления вулканических продуктов основного состава более 90, а кислых — порядка 80. Формирование вулканитов происходило за счет извержений вулканического и стромболианского типов. Образование основных лав, связанных с вулканом Синяк, вызывалось извержением, близким к гавайскому типу. Имели место также извержения, близкие к катмайскому типу, на что указывают агломератовые потоки в районе с. Нижние Грабовницы и к востоку от с. Гайдош. В последнюю стадию развития вулканизма при накоплении пирокластики липаритового состава, вероятно, произошли извержения плинианского типа.

Вулканогенные образования IV фазы вулканизма слагают две разобщенные гряды, одна из них имеет простирание северо-западное, близкое к широтному, а вторая — меридиональное. Центры стратовулканов располагаются в осевых частях гряд и, вероятно, связаны с двумя взаимоперпендикулярными разломами.

Области, оконтуривающие центры эрупций, до некоторой степени могут указывать на размеры магматических очагов. Исходя из этого для вулканитов основного состава намечается два магматических очага: Выгорлат-Бужорский и Шоллес-Авашский. С предполагаемым Выгорлат-Бужорским очагом связано 9 стратовулканов, 7 моногенных вулканов и десятки центров эрупции. Судя по поверхностному проявлению вулканизма, магматический очаг основной лавы на глубине имел вытянутую форму шириной в среднем  $15 \text{ км}$  и длиной на территории СССР  $70 \text{ км}$  (далее он продолжается в Чехословакии). Над этим очагом, вероятно, располагались магматические очаги второго порядка, обладающие магмой средне-кислого состава, а еще выше — кислого.

Таким образом, в пределах описываемого района с четвертой фазой вулканизма связано три главных магматических периода, давших вначале лавы основного состава, затем средне-кислого и, наконец, кислого.

Наибольшую площадь занимают продукты основного состава, значительно меньшую, но в пределах того же контура, — продукты среднего состава и, наконец, экструзии кислых лав вписываются в контур средних лав.

Приведенные данные позволяют высказывать предположение, что продукты вулканической деятельности кислого и среднего состава пред-

ставляют собой дифференциаты основной магмы. Расположение магматических очагов на глубине, возможно, также трехъярусное, т. е. на глубинах порядка 60—70 км образовался магматический очаг с основной магмой, выше — со средне-кислой, еще выше — с кислой.

В пределах хребтов Великий Шоллес и Аваш вулканогенные образования слагают остатки двух стратовулканов, которые располагаются на площади длиной 20 км и шириной 5—8 км. В пределах этой площади установлены ряд центров эрупций и руины двух стратовулканов, что позволяет судить о контурах магматического очага на глубине. В отличие от описанного выше магматического очага, данный, предполагаемый очаг вытянут в меридиональном направлении. Вероятно, очаги эти разобщены, так как имеют различную ориентировку, и между ними на поверхности, на протяжении 10 км отсутствуют центры эрупции IV фазы вулканизма.

В пределах предполагаемого контура магматического очага располагаются экструзии липарита, представляющие собой последние продукты IV фазы вулканизма. Контур предполагаемого магматического очага, построенный по центрам эрупции липарита, вытянут в широтном направлении.

Таким образом, надо полагать, что липариты представляют собой конечный результат дифференциации основной магмы.

До сих пор была загадкой причина резкого изменения северо-западного направления Выгорлат-Гутинской гряды на меридиональное. Однако установление двух разобщенных магматических очагов, имеющих различную ориентировку, позволяет высказать предположение, что они связаны не с одним глубоким разломом, а с двумя самостоятельными разломами, причем, возможно, появление глубоких разломов обусловлено возникновением магматических очагов.

Во время IV фазы вулканизма происходила дифференциация магмы от основной андезито-базальтовой к липаритовой, однако, наряду с этим, вероятно, имела место дифференциация магмы в подводящих каналах. Наиболее хорошо это устанавливается в области развития продуктов вулканической деятельности средне-кислого состава. Здесь мы имеем вначале излияние более кислых лав, а затем — основных, причем разница в содержании кремнезема достигает 5—7%.

Заключительным этапом вулканической деятельности явилось широкое развитие метасоматических процессов, давших обширные поля вторичных кварцитов. В распределении площадей их наблюдается определенная закономерность: они приурочены главным образом к контурам кислых экструзий, причем сами экструзии остаются, как правило, неизменными. Это позволяет сделать вывод, что поток магматических эманий идет не от самих кислых экструзий, а от магматического очага, породившего экструзии. Кроме того, на склонах разрушенных стратовулканов Бужора и Сияк также наблюдаются большие метасоматические поля, но экструзии липарита отсутствуют. Возможно, данные метасоматические поля связаны с магматическими очагами такого же типа, но не давшими экструзий липарита.

Комплекс вулканогенных образований, образовавшийся в верхнем левантине и связанный с Выгорлат-Бужорским и Шоллес-Авашскими глубокими разломами, отнесен нами к четвертой фазе орогенного вулканизма. Проявление ее началось накоплением продуктов андезито-базальтового и андезитового состава, затем последовало массовое излияние андезитов и андезито-базальтов, после чего образовались экструзии среднекислого, а в заключительный этап — кислого состава с небольшим количеством пирокластического материала. Для данной фазы характерно резкое преобладание пирокластического материала над лавами в период формирования стратовулканов, и только на последнем этапе,

во время излияния лав андезитового состава и экструзий более кислых пород, пирокластики накапливалось гораздо меньше. С данной фазой, так же как и со второй, где имели место экструзии липаритов, связаны широко развитые метасоматические процессы.

*Тектонические движения в период развития четвертой фазы вулканизма*

Начало четвертой фазы ознаменовалось заложением глубоких разломов, явившихся путями подъема магмы к поверхности. Вероятно, образовалось два разлома — Выгорлат-Бужорский, северо-западного простирания, и Шоллес-Авашский — меридионального. Шоллес-Авашский разлом разделил Закарпатский прогиб на Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую впадины, причем последняя после заложения Шоллес-Авашского разлома начала воздыматься относительно Чоп-Мукачевской впадины. С развитием вулканизма IV фазы произошло воздымание Закарпатского прогиба в целом. Вначале отложение вулканических продуктов происходило в опресненных бассейнах, а затем — в наземных условиях. Заложение глубоких разломов сопровождалось образованием множества субпараллельных разломов. С периодом перемещения магмы в верхние горизонты и началом ее дифференциации связано появление сопряженных разломов, перпендикулярных глубоким разломам; в пределах Выгорлат-Бужорского глубокого разлома они имели субмеридиональное или северо-восточное простирание, а в области Шоллес-Авашского — широтное. Наряду с образованием поперечных разломов произошли слабые процессы складкообразования, вследствие которых вулканогенные образования были смяты в пологие складки субмеридионального простирания под углом 10—15°, а в северной части с. Чинадиево (Ольховица) — до 50°.

\* \* \*

Продукты вулканизма орогенного цикла (кроме I фазы) определены нами как разнотипные вулкано-плутонические формации. Вулканиды II фазы вместе с предполагаемыми близповерхностными интрузиями (Берегово, Великая Бегань) образуют закрытую вулкано-плутоническую формацию, связанную с кислой магмой. Вулканиды третьей фазы вместе с гипабиссальными интрузиями (Вышково), экструзиями, переходящими в интрузии (Перечин — Дубриничи, Среднее, Мукачево — Свалява) и предполагаемыми близповерхностными интрузиями (Виноградово — Хуст), образуют частично эродированную вулкано-плутоническую формацию, связанную с дифференциатами основной магмы. Продукты вулканизма IV фазы, вместе с предполагаемыми близповерхностными интрузиями в областях развития кислых экструзий (к северу от г. Мукачево, горы Борилы Дил, хребты Шоллес, Аваш и др.), представляют собой закрытую вулкано-плутоническую формацию, связанную с дифференциатами основной магмы.

Проявление вулкано-плутонических формаций характерно только для вулканизма орогенного цикла.

## Вулканизм посторогенного (платформенного) цикла

---

### Формы проявления вулканизма

Одновременно с завершением вулканизма орогенного цикла в пределах Закарпатского прогиба в верхнем плиоцене прекратились складчатые процессы, и Восточные Карпаты превратились в область завершенной складчатости. В дальнейшем эта область стала раскалываться на глыбы. Разломы имели преимущественно субмеридиональное и северо-восточное направление. Эти разломы, не сопровождавшиеся значительными вертикальными перемещениями блоков, вероятно, вскрыли новые магматические очаги, давшие недифференцированные продукты основного состава.

Для точной датировки вулканизма платформенного типа нет данных. Однако установлено, что он начался после завершения IV фазы вулканизма орогенного типа, охватившей период верхнего левантин (верхний плиоцен). Об этом свидетельствует прорыв андезитами бужорской свиты липаритов хребта Великий Шоллес. Последние продукты вулканизма платформенного типа очень слабо эродированы. Поэтому мы условно относим возраст вулканизма платформенного типа к периоду от конца плиоцена до нижнечетвертичного времени.

Молодые вулканогенные образования основного состава впервые были выделены и объединены в комплекс бужорской свиты В. С. Соболевым, В. П. Костюком и др. (1955). В эту свиту были включены молодые базальты гор Бужора и Малый Синяк и крупнопорфировые андезиты общей мощностью порядка 500 м.

Более поздние геологические исследования, проведенные нами, показали, что в пределах гор Бужора и Малый Синяк к молодым образованиям могут быть отнесены только самые верхние базальты и андезито-базальты мощностью 50—100 м. Аналогичные базальты и андезито-базальты отмечаются в пределах всей Выгорлат-Гутинской гряды в виде небольших покровов и отдельных лавовых потоков. В дальнейшем к вулканизму платформенного типа нами были отнесены экструзии и гипабиссальные тела андезито-базальта, шлаковые конусы и трубки взрыва (Малеев, 1959<sub>2</sub>, 1960<sub>3, 4, 5</sub>, 1962<sub>2</sub>, 1963<sub>5</sub>). В настоящее время к вулканизму платформенного типа нами относятся: 1) лавовые потоки и покровы базальта и андезито-базальта, 2) экструзии и гипабиссальные тела андезито-базальта, 3) шлаковые конусы, 4) трубки взрыва и 5) заключительные экструзии андезито-базальта с повышенной щелочностью (рис. 76).

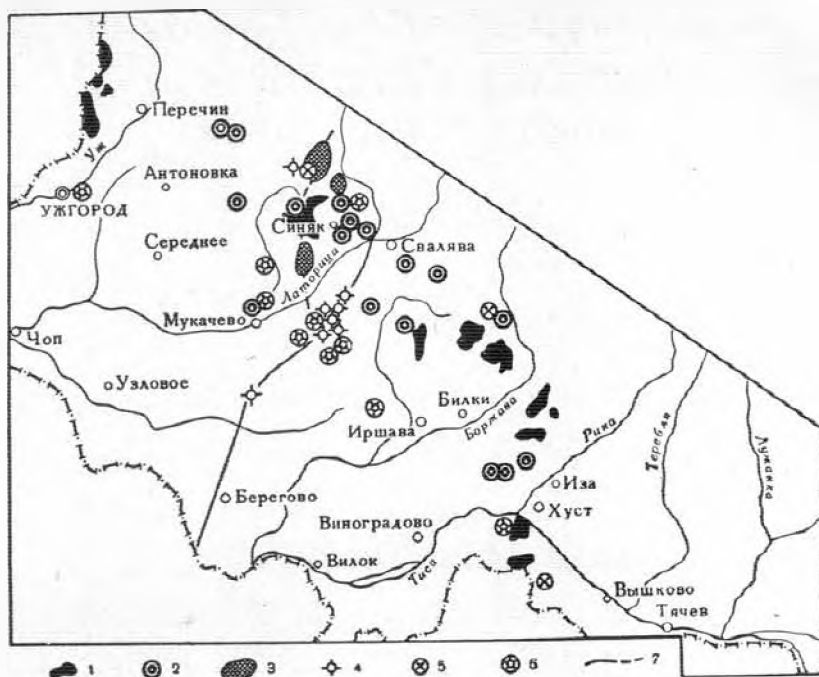


Рис. 76. Схематическое расположение вулканогенных образований платформенного цикла верхнеплиоцен-четвертичного возраста:

1 — лавовые потоки андезито-базальта и базальта; 2 — экзтрузии андезито-базальта и базальта; 3 — области распространения экзтрузий андезито-базальта; 4 — шлаковые конусы; 5 — трубки взрыва; 6 — последние экзтрузии андезито-базальта; 7 — наиболее крупные молодые разломы.

### Лавовые покровы и потоки базальта и андезито-базальта

Наиболее мощные покровы развиты в пределах гор Обавский Камень, Бужора и Малый Синяк. Вершина горы Малый Синяк и ее юго-восточные склоны покрыты андезито-базальтом площадью около  $15 \text{ км}^2$ . Мощность покрова колеблется от 50 до 100 м, а на отдельных участках возможно и больше. Строение лавового покрова между горами Бужора и Малый Синяк изучено слабо, но на отдельных участках отмечалось переслаивание до восьми потоков базальта мощностью 5—8 м с брекчиевыми лавами и туфами. В пределах горы Бужора лавовый покров базальта имеет площадь порядка  $4 \text{ км}^2$ , вероятно также состоящий из отдельных потоков. К западу от Бужоры базальт залегает в виде потока. В водораздельной части он занимает площадь около  $1,5 \text{ км}^2$  и затем спускается на юг потоком шириной 0,5—0,8 км и длиной около 6 км. Общая длина базальтового потока<sup>1</sup> 7 км.

В пределах хребтов Великий Шоллес и Аваш базальты и андезито-базальты так же пользуются значительным распространением. Они образуют потоки и покровы площадью от десятых долей квадратного километра до  $6 \text{ км}^2$ . Всего в этом районе 9 площадей, занятых этими вулканогенными образованиями. Они изучены слабо, но установлено, что в одних случаях они представляют собой мощные покровы, измеряемые десятками метров, а в других — сложены потоками, переслаивающимися с вулканокластическим материалом.

<sup>1</sup> Описываемый район относится к мало изученным, и здесь возможны уточнения контуров покровов базальта.

Описываемые основные эффузивы перекрывают основные породы IV фазы вулканизма, липаритовые туфы к востоку от с. Крива, а в районе с. Рокосово две небольшие экструзии андезита прорывают Малораковецкий (западный) массив липарита. Они имеют размеры 0,3—0,5 км в поперечнике.

Восточная экструзия наиболее хорошо изучена. В центральной части она разбита редкими вертикальными первичными трещинами, с расстоянием между ними до 2 м, имеющими общее субмеридиональное направление. К южному контакту с липаритом расстояние между трещинами в андезите сокращается до 1,5—2 см, и они приобретают азимут падения  $340^\circ$ ,  $\angle 10^\circ$ . На контакте андезит переходит в кластолаву, несколько аргиллизированную, а липарит сильно аргиллизирован (рис. 77).

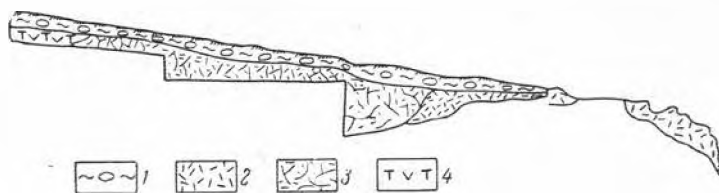


Рис. 77. Контакт липарита с андезитом (направление флюиальности: СВ  $30^\circ$ ,  $\angle 40^\circ$ ):

1 — дельвий; 2 — липарит; 3 — разложившийся липарит; 4 — андезит.

Мощность зоны измененных пород равна 8,5 м. Далее он постепенно переходит в неизмененный липарит. Западная экструзия, вероятно, имеет такое же строение.

Видимо, к бужорской свите относится также небольшой лавовый поток (в 2 км на северо-восток от санатория «Синяк»). Он слагает водораздельную часть возвышенности, вытянутую в северо-восточном направлении. Ширина потока около 0,3 км, длина 1,5 км, мощность менее 100 м.

В западной части Выгорлат-Гутинской гряды, на границе с Чехословакией, развиты покровы андезито-базальта, также относимые к бужорской свите. Они перекрывают туфы и лавовые покровы андезита IV фазы вулканизма. Покровы андезито-базальта слагают водораздельные возвышенности и на территории СССР вырисовываются в виде полос шириной 0,5—0,8 км, иногда расширяясь до 1 км и представляя собой отдельные отторженцы покровов площадью менее 1 км<sup>2</sup>.

Общая площадь, занимаемая лавовыми потоками основного состава бужорской свиты, в пределах Выгорлат-Гутинской гряды 46 км<sup>2</sup>. Если принять среднюю мощность 100 м, то общий объем составит 4,6 км<sup>3</sup>. Пирокластический материал составит не более 10%. Следовательно, взрывной индекс будет около 10.

Петрографический состав базальтов и андезито-базальтов бужорской свиты наиболее хорошо изучен в восточной части Выгорлат-Гутинской гряды В. П. Костюком (район гор Бужора и Малый Синяк), О. Н. Горбачевской (хребет Великий Шоллес) и Л. Г. Данилович (хребет Аваш)<sup>1</sup>.

Цвет базальтов — от темно-серого до черного. Обычно они плотные и только в верхних и нижних частях лавовых потоков появляется пористость. Структура породы порфировая. Порфирировых выделений около

<sup>1</sup> Петрографическое описание пород бужорской свиты дается главным образом по литературным данным.

30—35%; размеры их достигают 2 мм. Они представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, оливином и редко гиперстеном.

Среди порфировых выделений резко преобладает плагиоклаз, представленный таблитчатыми зернами, редко зональными — от № 77—84 (гора Бужора) до 98 (хребет Аваш); преобладает № 80. В микровкрапленниках он снижается до 72.

Оливина 2—3, иногда до 7%. Размеры его 0,3—0,5, редко 1 мм. Он часто замещен идингситом. Оливин в районе горы Бужора имеет  $N_g = 1,750$ ;  $N_p = 1,712$ ,  $2V = -80^\circ$ , а на территории хребта Великий Шоллес —  $N_g = 1,724—1,734$ ;  $N_p = 1,688—1,699$  и  $2V = 84 - (-) 84^\circ$ , что соответствует содержанию 35—40% железистого компонента.

Моноклинный пироксен обычно с  $N_g = 1,714—1,716$ ;  $N_p = 1,691—1,692$ ;  $2V = 52^\circ, 54^\circ$ , что соответствует 30—35% железистости.

Гиперстен встречается редко. У него  $N_g = 1,710—1,698$ ;  $2V = -64^\circ$  и, следовательно, железистость 37—38%.

Основная масса обычно гиалопилитовой структуры со значительными колебаниями количества стекла, вплоть до перехода в витрокластическую структуру в краевых частях лавовых потоков. Микролиты представлены плагиоклазом, пироксеном и рудной пылью. Из аксессуарных присутствует апатит. Содержание кремнезема в базальтах в среднем 53%, т. е. несколько повышено относительно типичных базальтов; в андезито-базальтах — 55—56%.

Как видно из приведенных данных, фемические минералы базальтов платформенного типа резко отличаются повышенной железистостью от базальтов и андезито-базальтов III фазы вулканизма орогенного цикла, в которых железистость оливина равна 25—27, а моноклинного пироксена — 12—15%. Прежде, когда лавы III фазы вулканизма и самые молодые базальты относились к одной фазе вулканизма, такое различие объяснить было трудно и, хотя В. С. Соболев и др. (1955), пришли к «заключению, что лава стала здесь поступать с какого-то нового, более глубокого очага, что отвечает началу новой фазы вулканизма» (стр. 80), в дальнейшем они продолжали относить крупнопорфировые базальты и андезиты к одной фазе вулканизма с бужорскими базальтами (Соболев, Костюк, 1958) <sup>1</sup>.

### Экструзии и гипабиссальные тела андезито-базальта

Максимальное количество экструзий и гипабиссальных тел андезито-базальта установлено за пределами внешнего, северо-восточного края Выгорлат-Гутинской гряды, в области развития палеогенового флиша. Они обнаружены на западе, в Перечинском районе, возле с. Турьи Реметы, в Оленевском районе (рис. 14, 156—167), в районе г. Михайлова (рис. 14, 168—176), у с. Сусково (рис. 14, 194, 195, 198), пос. Свалявы (рис. 14, 199, 200) и с. Керещки.

Особенно детально нами изучены гипабиссальные тела андезито-базальта в Оленевском районе. Гораздо труднее их выделять в пределах Выгорлат-Гутинской гряды, где они залегают среди аналогичных вулканогенных образований более древнего возраста. Вместе с тем и здесь они до некоторой степени условно нами выделены в районе с. Обава (рис. 14, 135—140), к северо-востоку от г. Мукачево, к востоку от г. Мукачево (рис. 14, 203—208 и др.), в районе хребта Сияк (рис. 14, 149)

<sup>1</sup> В. П. Костюк (1959) совершенно правильно подметил, что габброидные породы Перечинского района, имея в своем составе пироксены с малой железистостью, близки по составу к крупнопорфировым базальтам, но сделал неправильный вывод, отнес их к самой молодой, бужорской свите. Фактически они, по всем данным, относятся к III фазе вулканизма.

и других пунктах. Всего установлено 63 экструзии и гипабиссальных тела. Подавляющее большинство их располагается в центральной части Выгорлат-Гутинской гряды, к востоку и северу от г. Мукачево. В этом же районе расположены остатки шлаковых конусов и самые последние экструзии андезито-базальта, о которых будет идти речь ниже.

Из общего количества экструзий и гипабиссальных тел 27 расположено в области флиша и во многих случаях они изучены не только с поверхности, но и на глубине, при помощи скважин и глубоких горных выработок. Подавляющее большинство экструзий приурочено к разломам субмеридионального направления, для которых характерна значительная протяженность. Некоторые разломы пересекают всю Выгорлат-Гутинскую гряду и уходят, с одной стороны, в область флиша, а с другой — в область моласс, обнаруживая на всем своем протяжении выходы основной лавы на поверхность.

Вследствие приуроченности экструзий и гипабиссальных тел к разломам северо-восточного и субширотного простирания, подавляющее большинство их имеет вытянутую форму и располагается соответственно направлению разломов. Однако некоторые из них ориентированы в широтном направлении. Примером такой ориентировки является дайка андезито-базальта, расположенная в западной части группы Оленевских гипабиссальных тел. Ее длина около 1 км при мощности порядка 10 м.

Размеры экструзий и гипабиссальных тел андезито-базальта, как правило, не велики — 0,2—0,3 км, а часто десятки метров в среднем поперечнике. К этим же экструзиям, видимо, следует отнести и крупные тела к югу от с. Оленево (около 1 км<sup>2</sup>) (рис. 14, 154) и на горе Дыхманов (4 км<sup>2</sup>) (рис. 14, 248).

Форма гипабиссальных тел и экструзий весьма разнообразна. Они представляют собой или трубообразные тела, иногда расширяющиеся книзу, мощные дайки, или тела, имеющие форму лополитов, или гипабиссальные тела сложных неправильных форм, то расширяющиеся, то сужающиеся книзу, с апофизами и «заплывами» лавы в виде перпендикулярных отростков, измеряемых метрами, а иногда и десятками метров. Некоторые экструзии не выходят на поверхность, и в них сохранилась апикальная часть (села Оленево, Сусково, Обава) (рис. 78). По периферии и в верхней части экструзий окружены сложной брекчией. В маломощных дайках в верхней своей части они полностью переходят в брекчию. Вероятно, здесь происходит процесс, аналогичный возникающему в лавовых потоках, передвигающихся по влажной поверхности, когда весь лавовый поток превращается в брекчию.

В более влажных породах мощность брекчиевых лав увеличивается, и почти исчезают они в плотных «сухих аргиллитах».

Некоторые экструзии (к югу от с. Пошково) сохранили апикальные части, которые обычно сложены брекчиевой лавой, состоящей из угловатых обломков, в верхней части слабопористых, с глубиной теряющих пористость, а затем постепенно переходящих в плотную породу. Наличие апикальных частей в экструзиях, расположенных в районах подвергшихся интенсивной эрозии, лишней раз указывает на их молодой возраст. Очень редко от экструзий отходят лавовые потоки (район с. Березинка). Не исключена возможность, что в пределах Выгорлат-Гутинской гряды некоторые экструзии вулканизма орогенного типа ошибочно отнесены к платформенному и наоборот, но, надо полагать, их окажется незначительное количество.

Для характеристики можно привести более подробные сведения о штоке андезито-базальта в каменном карьере, расположенном в с. Оленево и изученному нами в 1952—1954 гг. (рис. 14, 160).

Шток андезито-базальта представляет собой трубообразное тело, залегающее в перемятых зоной разлома олигоценых аргиллитах

мощностью около 100 м (рис. 79). Таким образом, описываемая экструзия, вместе с группой аналогичных, приурочена к зоне разлома северо-восточного направления. Шток андезито-базальта в плане вырисовывается в виде эллипса, вытянутого в меридиональном направлении. Длинная ось его около 100 м, короткая — 40 м. Контакты андезито-базальта с аргиллитом почти вертикальные, но наблюдаются небольшие отклонения падений на 2—3 м как в сторону штока, так и в сторону аргиллитов. Южный контакт андезито-базальта отклоняется от вертикали в сторону аргиллитов.

На контакте андезито-базальта и аргиллита образуется брекчия. Мощность ее колеблется от 1 до 12 м. Преобладающая мощность брекчин 2—2,5 м. Брекчия, за исключением южной части массива, окружает

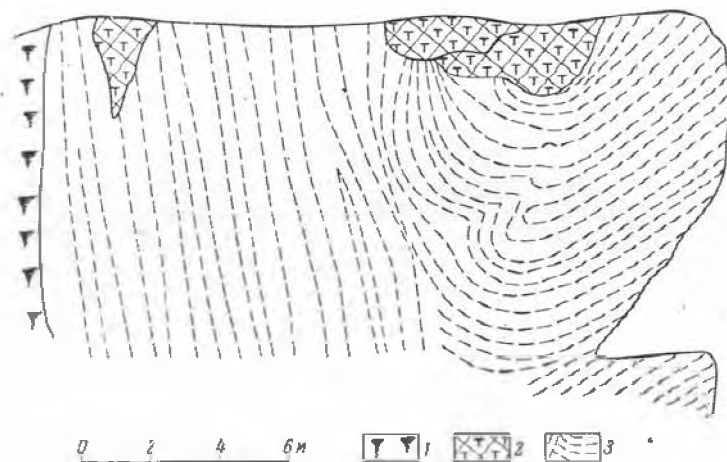


Рис. 78. Строение купола андезито-базальта в с. Обава:  
1 — осели; 2 — обожженный туф; 3 — андезито-базальт и направление трещин отдельности в нем.

шток андезито-базальта. В приконтактовой части с андезито-базальтом брекчия состоит преимущественно из обломков разложенного и полуразложенного андезито-базальта. Размер обломков его достигает 10—20 см в поперечнике. Форма обломков угловатая. Промежутки между обломками андезито-базальта выполнены мелкими обломками того же андезито-базальта. Иногда среди мелких обломков андезито-базальта присутствуют обломки ороговикованного аргиллита размером 2—3 мм в поперечнике. По мере удаления от контакта крупность обломков аргиллита увеличивается. В средней части брекчия состоит из обломков разложенного андезито-базальта и ороговикованного аргиллита. Преобладающий размер обломков 2—3 см. По мере приближения к аргиллиту количество и крупность обломков аргиллита постепенно увеличиваются. Здесь преобладающими являются уже обломки аргиллита. Размеры их достигают 10 см в среднем поперечнике. Мелкие обломки андезито-базальта и аргиллита выполняют промежутки между крупными обломками аргиллита. Цементом брекчий служит глинистая масса, образованная в результате перетирания и разложения обломков аргиллита и андезито-базальта. Иногда на обломках брекчий наблюдаются шрамы, возникшие в результате движения, и небольшие зеркала скольжения.

Аргиллит у контакта с брекчией слабо ороговикован, а андезито-базальт — аргиллизирован.

Брекчия являлась благоприятной средой для проникновения гидротермальных растворов, вследствие чего цемент ее часто пропитан кальцитом или кварцем с киноварью. Приведенные данные позволяют высказать предположение, что в процессе внедрения андезито-базальта происходило ороговикование аргиллита и застывание периферических частей штока андезито-базальта. При дальнейшем выпирании полустывшей лавы происходило дробление и перемешивание обломков аргиллита и андезито-базальта.

Аргиллизация андезито-базальта наблюдается только у контакта, но иногда ее можно наблюдать и на расстоянии 2—3 м от контакта, главным образом около трещин. В центральной части штока андезито-базальт плотный, без зон брекчирования и вторичных изменений. В периферических частях штока основная масса андезито-базальта обладает гиалопилитовой структурой со значительным количеством стекла, а в центральной части — интерсертальной с переходом в микродолеоритовую.

Не менее интересно гипабиссальное тело в районе с. Сусково, к югу от Свалявы, изученное Л. В. Соколовой (рис. 14, 198). Оно представляет собой лополит, приуроченный к разному северо-восточного простирания, с которым связано множество экстрезий андезито-базальта. Лополит имеет эллипсоидальную форму с длинной осью около 1 км и короткой — 0,5 км. Он вытянут в северо-западном направлении. Мощность его, как показало бурение, в среднем около 100 м. Края его приподняты, а середина опущена. Он сложен андезито-базальтом, преимущественно интерсертальной структуры, иногда со значительным количеством стекла.

Состав описываемых базальтов и андезито-базальта гипабиссальных тел отличается от состава андезито-базальта и базальта орогенного типа, залегающих в аналогичных условиях, благодаря чему они могут быть точно разграничены.

Количество порфириковых выделений колеблется от 5 до 25 и редко до 35%. Они представлены плагиоклазом, оливином, моноклинным и ромбическим пироксеном. В базальтах присутствует оливин и преобладает моноклинный пироксен, в андезито-базальтах обычно оливин отсутствует или встречается очень редко, а наряду с моноклинным пироксеном присутствует ромбический пироксен.

Плагиоклаз представлен кристаллами размерами до 2 мм. Часто они усеяны мелкими зернами моноклинного пироксена. Для плагиоклаза не характерно зональное строение. Номер плагиоклаза по многочисленным измерениям колеблется от 60 до 69, в мелких вкрапленниках редко снижается до 50—53 (район с. Оленово).

Зерна оливина обычно неправильной формы, часто замещены по периферии или полностью идингситом с  $2V = -78^\circ, -80^\circ$ , что соответствует приблизительно 40% железистого компонента.

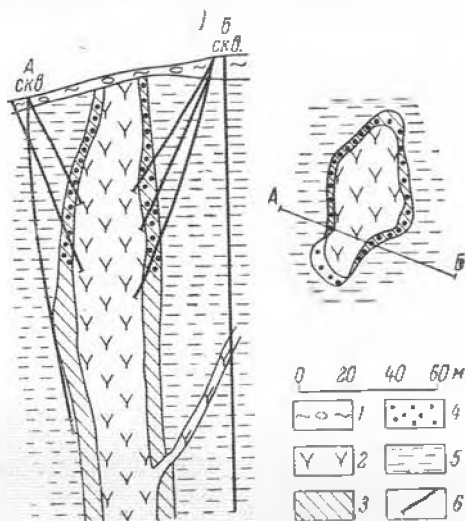


Рис. 79. План и разрез штока андезито-базальта «Каменный карьер».

Разрез составлен по материалам автора и В. И. Бобыря.

1 — делювий; 2 — андезито-базальт; 3 — брекчия; 4 — ртутное оруденение; 5 — аргиллиты, алсваролиты и песчаники неогенового возраста; 6 — скважины.

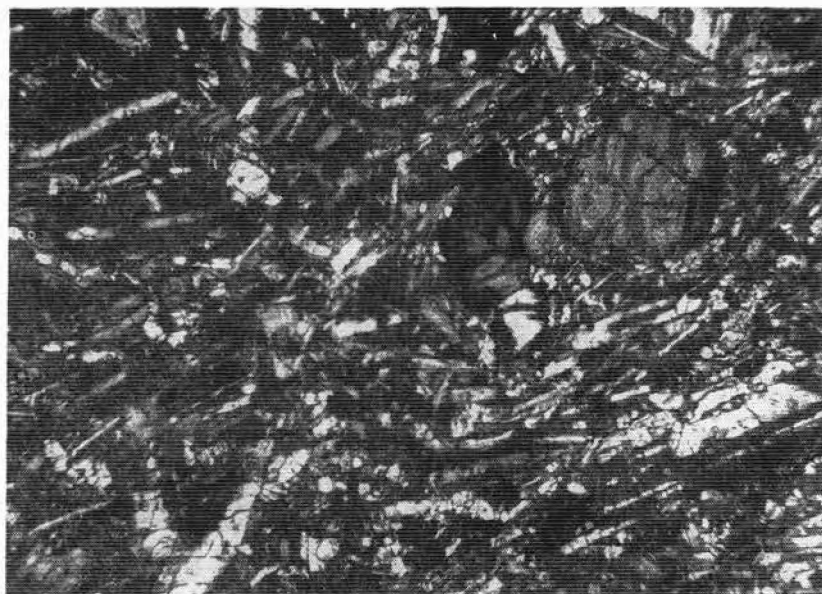


Рис. 80. Оливиновый базальт вулканизма платформенного цикла.  
Структура микроделеритовая, С. Покутье, Шл. 5529, Николи +,  $\times 40$ .

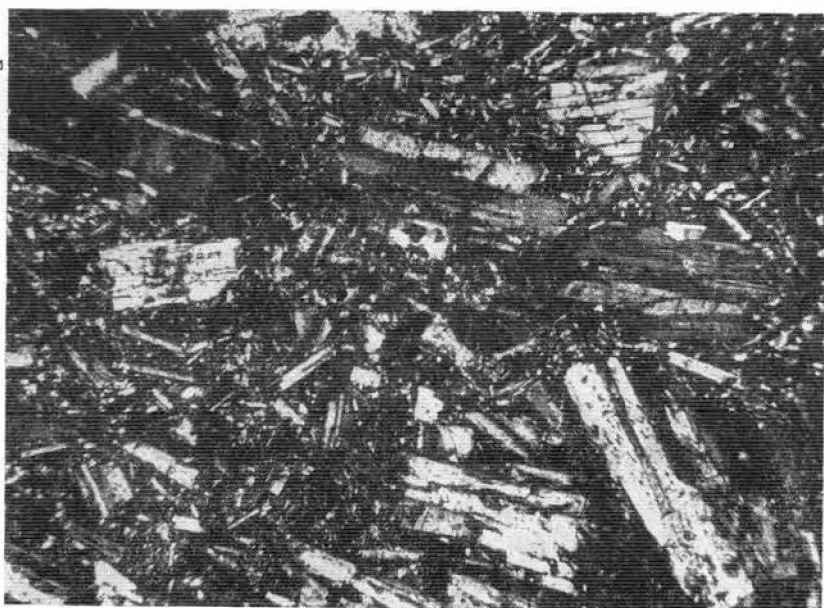


Рис. 81. Базальт из вершины горы Дыхманов (экструзии вулканизма платформенного цикла). Шл. 6103, Николи +,  $\times 40$ .

У моноклинного пироксена  $N_g = 1,710—1,716$ ;  $N_p = 1,684—1,692$ ; у гиперстена  $N_g = 1,710—1,720$ ;  $N_p = 1,695—1,710$ , следовательно, железистость моноклинных пироксенов 25—35%, а гиперстена 36—45%. Таким образом, оливин и пироксены характеризуются высокой железистостью. Для описываемых пород характерно почти повсеместное отсутствие мелких вкрапленников, а где они есть, их номер снижается до 46—50.

Основная масса обычно интерсертальной или микродолеритовой структуры и редко гналопилитовой (рис. 80 и 81). Она состоит из микролитов плагиоклаза (№ 45—50), моноклинного пироксена и редко рудной пыли. В базальтах присутствуют точечные зерна оливина; иногда присутствует калишпат (с. Покутье) в виде тонких пленок между микролитами плагиоклаза.

В некоторых разновидностях, слагающих описываемые экструзии, появляется значительное количество гиперстена, за счет уменьшения моноклинного пироксена, и в основной массе исчезает пироксен, вследствие чего они приближаются к андезитам. Однако подавляющее большинство экструзий сложено андезито-базальтом.

К гипабиссальным телам, до некоторой степени условно, отнесен массив базальтов, слагающий вершину горы Дыхманов. Его площадь около 4 км<sup>2</sup>. В западной части массива в базальте первичная трещиноватость и флюидалность ориентированы вертикально, в остальных частях они образуют наклоны 15—20°, что позволяет предполагать наличие здесь экструзии с отходящим потоком, связанной с зоной разлома меридионального простирания.

Степень изученности гипабиссальных тел и экструзий не одинакова. Тщательное исследование их имеет большое практическое значение, поскольку с проявлением вулканизма этого типа связано ртутное оруденение, а с контролирующими их зонами разлома связаны углекислые минеральные источники.

### Шлаковые конусы

Шлаковые вулканические конусы расположены в центральной части Выгорлат-Гутинской гряды. Они контролируются субмеридиональными разломами, прослеженными многочисленными скважинами и зартированными детальными геологическими съемками. Разломы хорошо видны на аэрофотоснимках и отчетливо выявлены в рельефе, что указывает на их молодой возраст.

Наибольшее количество их расположено в 5—7 км к востоку от г. Мукачево (рис. 14, 211—223). Они установлены и исследованы нами в 1954—1956 гг., а краткая характеристика их была дана позже (Малеев, 1960). Здесь, по останцам вулканических построек и некам установлено 13 вулканов, но, вероятно, этим не ограничивается их количество, так как в этом районе находится множество экструзий андезито-базальта и небольших холмов, сложенных агломератовыми туфами того же возраста. На южном продолжении главного разлома, с которым связано большинство вулканов и экструзий, в 1961 г. нами был обнаружен еще один вулкан такого же типа, расположенный в центральной части Чоп-Мукачевской впадины. В Оленевском районе среди описанных экструзий андезито-базальта, прорывающих отложения палеогенового флиша, в 1954 г. нами был установлен некк, сложенный породами андезито-базальтового состава (гора Магора) (рис. 14, 153). Он также приурочен к субмеридиональной зоне разлома, уходящей в область развития вулканогенных образований и контролирующей множество молодых экструзий. Таким образом, описываемые вулканы связаны с мощными зонами разлома субмеридионального и северо-восточного простирания,

перпендикулярного общепарпатскому; разломы пересекают область флиша, вулканогенных образований орогенного типа и область моласс.

Из 13 шлаковых конусов, расположенных к востоку от г. Мукачево, в районе сел Кучава и Быстрица, пять располагаются на одной зоне разлома северо-восточного направления на расстоянии 500—600 м один от другого. От главного разлома отходит оперяющий разлом, ориентированный почти меридионально с небольшим отклонением на запад. На этом разломе расположено еще два останца вулканов, кроме того три останца находятся к западу от описываемых вулканов. Вероятно и они связаны с оперяющим разломом. Менее изученные выходы туфов, однообразные описываемым, располагаются к востоку и югу от главной зоны разлома.

Шлаковые конусы значительно эродированы. Степень сохранности их различная: в одних сохранились некки и окружающие его накопления шлаков, в других — только незначительная часть шлакового конуса и некк, в третьих — только некки.

Несмотря на значительную разрушенность шлаковых конусов, они хорошо выделяются на сглаженном рельефе туфогенно-осадочных отложений ильницькой свиты.

Наиболее хорошо сохранился останец вулкана в с. Кучава (рис. 14, 213). В центре шлакового конуса находится некк, представленный сложными, переходными от лав к обломочным породами. Кроме того, строение некка несколько нарушено изливанием последних порций лавы. Диаметр некка около 30 м. В нижней и средней частях он сложен плотным андезитом-базальтом, изменяющимся по мере приближения к контактам и снизу вверх. В центральной части некка андезит-базальт разбит вертикальными трещинами через 1—1,5 м, но, по мере приближения к контакту, они постепенно сгущаются и интервал между ними становится 5 см. У контакта с туфом андезит-базальт приобретает пористость и инъецирует обломочный шлаковый материал, образуя кластолаву мощностью до 10 м. Состав кластолавы неравномерный. Максимальное количество цементирующей лавы наблюдается у контакта с некком, по мере удаления от контакта лавы становится меньше.

Верхняя часть некка имеет сложное четырехслойное строение. В нижней части залегает плотный андезит-базальт, разбитый редкими вертикальными трещинами. По мере движения вверх в лаве появляется пористость и трещиноватость. Количество трещин увеличивается и начинают обособляться отдельные глыбы, вначале крупные, затем более мелкие, и плотный андезит-базальт переходит в брекчиевую лаву. При дальнейшем движении вверх трещиноватость и пористость увеличиваются, но не равномерно, а на отдельных участках, вследствие чего между глыбами вначале крупными, а затем и более мелкими (угловатой формы) образуется пористая лава, цементирующая глыбы плотного андезит-базальта. Таким образом обособляется третий слой, сложенный кластолавой. Еще выше пористая лава, цементирующая глыбы, дробится, превращаясь в обломочную массу, и в конечном итоге получается порода, состоящая из глыб размерами 0,2—0,5 м, угловатой формы, с постепенно увеличивающейся пористостью, промежутки между которыми выполнены мелкообломочным материалом, сцементированным гидрохимически.

Таким образом, налицо постепенный переход от лавы к туфу через брекчиевую лаву и кластолаву. Последние порции андезит-базальта на контакте образуют зоны обжига мощностью около 2 м. От тел андезит-базальта отходят дайки мощностью до 1 м. В области некка залегают гнезда опала зеленого и коричневого цветов диаметром 15—20 см и небольшие скопления водного алюмосиликата (ферригаллуазит?), вероятно, образованные в результате поствулканических процессов.

Шлаковая часть некка сложена агломератовым туфом, состоящим из глыб, обломков и бомб размерами от нескольких сантиметров до 0,5 м в поперечнике; преобладающие размеры обломков 8—15 см. Форма их округлая или угловатая. Характерные для основных лав фигурные бомбы отсутствуют. Поверхность бомб и глыб шероховатая. Плоскости раздела идут по контактам стекла и кристаллов, обычно не раскалывая последних. Центральная часть бомб сложена пористым и слабопористым андезитом-базальтом с объемным весом 1—1,5. Периферия бомб сложена более плотным андезитом-базальтом. Иногда присутствуют обломки шлака, более пористые, губчатой текстуры, с преобладанием пор шаровой или эллипсоидальной формы. Наряду с этим имеются глыбы, сложенные плотным андезитом-базальтом. Отсутствие фигурных бомб, закрученных во время вращения при выбросах, можно объяснить относительно большой вязкостью лавы.

В агломератовом туфе наблюдается едва заметная грубая слоистость, обусловленная разделением материала по крупности. Залегание слоев туфов периклинальное от центра к периферии под углом 20—30°.

В верхней части шлакового конуса залегает поток андезито-базальта мощностью около 2 м. Подстилающий его туф окислен до красного цвета, вероятно, в результате обжига. Мощность зоны обжига около 0,5 м.

Второй удобный для изучения останец вулкана расположен у северной оконечности с. Быстрица (рис. 14, 222). Диаметр некка около 30—35 м. Он сложен кластолавой. Здесь, так же как на Кучавском останце вулкана, можно наблюдать постепенные переходы от лавы к кластолаве. В центральной части некка андезитом-базальт залегает в виде даек до 1,5 м мощности. Падение их вертикальное, а азимут простирания 20°, т. е. ориентировка даек совпадает с направлением главной зоны разлома. Вокруг некка остатки шлакового конуса сложены агломератовым туфом с размерами глыб преимущественно 0,2 м в поперечнике.

Наиболее хорошо сохранился шлаковый конус, расположенный к югу от г. Мукачево, возле с. Дрисино. Его диаметр около 0,5 км, а высота около 40 м. В центральной его части карьером вскрыт некк, сложенный кластолавой, переходящей в верхней части в агломератовый туф. В некке наблюдаются вертикальные зоны брекчированных пород, вытянутые в меридиональном направлении. Некк окружен агломератовым туфом с размером глыб слабопористого андезито-базальта 10—15 см. В области некка и прилегающих к нему туфов наблюдается аргиллизация и лимонитизация пород, вероятно связанные с фумарольной деятельностью. Южная часть некка прикрыта небольшим лавовым потоком андезито-базальта. Самый северный останец шлакового конуса, расположенный к западу от с. Оленево, известен как гора Могора<sup>1</sup>. Гора Могора в плане имеет эллипсоидальную форму (длинная его ось — около 300 м, вытянута по азимуту 20°, а короткая — около 120 м). В южной части развит андезитом-базальт, по периферии переходящий в брекчиевую лаву и затем в кластолаву. Форма его приближается к круглой с средним поперечником около 120 м. Северная часть горы сложена агломератовым туфом андезито-базальта, аналогичным описанному выше в районе г. Мукачево. В агломератовом туфе часть глыб имеют окисленную шлаковую корку, напоминающую поверхность фигурных бомб.

Вмещающими породами являются песчано-глинистые отложения олигоценового флиша, представленные преимущественно черными аргиллитами. Наклонная скважина, заложенная в восточной части горы в породах флиша на глубине 25—35 м, подсекла ряд даек, сложенных

<sup>1</sup> Строение горы Могора нами изучалось в 1953 г. Контакты были вскрыты горными выработками, а строение на глубине установлено при помощи скважины.

брекчиевой лавой, а на глубине 40,4 м — кластолаву андезито-базальта. Детальное изучение керна некка до глубины 105 м показало некоторое сходство его с нечком останца вулкана в с. Кучаве. В верхней части кластолава состояла из обломков слабопористого андезито-базальта размерами 10—15 см, сцементированных тонкой пленкой лавы такого же состава, но более пористой, с коричневым оттенком. По мере углубления размеры обломков уменьшались. Они приобретали оплавленную форму и уже на глубине 70 м составляли около 50% объема породы. По мере дальнейшего углубления количество обломочного материала и их размеры уменьшались, и на глубинах около 100 м количество их составляло около 20% объема породы при средней крупности 2—3 см в диаметре. Цементирующая лава здесь отличается более светлым цветом, а обломки — некоторой пористостью.

Надо полагать, что гора Могора также представляет собой останец вулкана, имеющий несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму. Сохранилась только часть вулканической постройки в северной части горы.

Изучение останцов шлаковых конусов позволяет сделать вывод о их первоначальном строении. Диаметр нечков колеблется от 30 до 100 м и редко больше, как, например, на горе Могора. Первичная высота их 100—200 м (судя по углам наклона пластов туфов) и диаметр основания 0,5—0,8 км. Действовали вулканы кратковременно, и иногда их деятельность заканчивалась излиянием небольших лавовых потоков. В заключительной стадии жизни вулканов проявилась небольшая фумарольная деятельность, результатом которой явилась слабая аргиллизация и отложение гнезд опала и водных алюмосиликатов.

Просмотр многочисленных шлифов показал, что андезито-базальты, слагающие шлаковые конусы, их лавовые потоки и нечки очень близки по составу к вышеописанным андезито-базальтам экстрезий, но имеют две отличительные черты. Основная масса в них обычно имеет микропойкилитовую структуру, а верхние части бомб, как правило, обладают витрофировой структурой. Кроме того, в них нет такой четкой разницы между порфиоровыми выделениями, как в выше описанных породах, а наряду с крупными порфиоровыми выделениями присутствуют мелкие. Состав плагиоклазов крупных порфиоровых выделений от № 53 до № 67, а мелких — №№ 43—51. Оливин характеризуется  $2V = -82, +85$ ; у моноклинного пироксена  $2V = 50, 60$ ; у гиперстена  $2V = -58, -66^\circ$ , что свидетельствует о высокой их железистости.

### Трубки взрыва

Трубки взрыва, характерные для вулканизма платформенного цикла, имеют место и в Закарпатье. В настоящее время установлены три трубки взрыва, расположенные у внешнего края Выгорлат-Гутинской гряды: к западу от с. Оленево, в районе с. Керецки и в районе с. Вышково. Первые две были установлены нами в 1952—1953 гг. (Малеев, 1961), а третья описана В. Н. Зайцевой (Мерлич и др., 1961).

В районе с. Оленево (участок Буковий) трубка взрыва детально изучена нами (в связи с поисковыми работами на ртутные руды) при помощи скважин и штолен, пройденных на разных горизонтах (рис. 14, 155). Трубка взрыва залегает в пределах зоны разлома, имеющей мощность около 100 м. Простирается меридионально, она сложена брекчией, состоящей из аргиллитов олигоценного возраста. В плане трубка имеет эллипсоидальную форму, с короткой осью 35 м и длиной 70 м, вытянутой в субмеридиональном направлении (азимут  $10^\circ$ ). Трубка взрыва обследована на глубину до 150 м, она имеет вертикальное залегание, на глубине 150 м сужается — длинная ось ее уменьшается на

15, а короткая — на 5 м. Трубка взрыва сложена в основном агломератовым туфом, на отдельных участках — кластолавой, а по периферии — ксенотуфом. В агломеративном туфе преобладающий размер обломков андезито-базальта колеблется от 3 до 10 см, а в редких случаях глыбы достигают 1,5 м. Промежутки между крупными обломками выполнены мелкообломочным материалом. В центральной части трубки примесь чуждых обломков встречается очень редко. Она представлена обычно ороговикованным аргиллитом и каолинизированным песчаником. Цемент гидрохимического происхождения образован за счет разложения мелко-го вулканогенного материала. На отдельных участках обломки андезито-базальта сцементированы тонкой пленкой лавы того же состава, и порода переходит в кластолаву, а иногда они слабо спекаются в общую массу, образуя нечто вроде брекчиевой лавы. К периферии и с поверхности примесь чуждого материала и его крупность увеличиваются, и у контактов количество обломков аргиллита и песчаника достигает 50%.

Обломки и глыбы андезито-базальта, выполняющие трубку взрыва, имеют угловатую форму и шероховатую поверхность. Они слабопористые, преимущественно по периферии, а в центральной части плотные. Состав их аналогичен составу экструзий, развитых в этом районе. Порфирировых выделений около 20—30%, они представлены плагиоклазом № 62—68 (иногда зональным), моноклинным пироксеном и гиперстеном с  $2V = -60^\circ$ . Иногда встречаются мелкие зерна оливина и оплавленные ксенокристаллы кварца. Структура преимущественно гиалопилитовая и интерсертальная, состоящая из микролитов плагиоклаза, пироксена, рудной пыли и стекла<sup>1</sup>. Контакты относительно резкие слабоволнистые. Иногда вмещающие породы каолинизированы.

После формирования трубки взрыва произошли небольшие поствулканические процессы, обусловившие слабую каолинизацию и карбонатизацию с отложением кварца, барита, киновари, метациннабарита и неорганических битумов черного цвета.

В восточной части Выгорлат-Гутинской гряды, возле ее поворота на юг у с. Керещки также установлена трубка взрыва, диаметром 35 м. Она сложена обломками песчаника и аргиллита, сильно каолинизированными. Обломки изверженных пород отсутствуют. Однако вблизи трубки были найдены глыбы кластолавы, такой же, как в трубке взрыва участка Букового.

В юго-восточной части Выгорлат-Гутинской гряды, в районе с. Вышково, расположена трубка взрыва эллипсоидальной формы (280 × 320 м). Она описана Б. В. Мерlichem, В. Н. Зайцевой и др. (1961) и названа ими «вулканической жерловиной». Трубка взрыва сложена преимущественно обломками прорванных пород размерами до 25 см, представленных главным образом осадочными и изверженными породами: дацитом и диорит-порфиритом. Мелкообломочный материал переработан гидротермальными растворами; здесь определены турмалин, карбонат, каолин и кварц. Б. В. Мерлич и В. Н. Зайцева полагают, что на отдельных участках «цементом служит туфоподобный материал с примесью лавового». В просмотренных нами шлифах ювенильный вулканогенный материал не установлен. Если бы он имел место среди данных пород, то, вероятно, был бы наименее подвержен вторичным изменениям, которые здесь проявлены относительно слабо и, следовательно, был бы легко установлен. Таким образом, в Закарпатье пока известна только одна трубка взрыва, сложенная вулканогенными образованиями, и две — чуждым материалом. Однако, надо полагать, что все они связаны с вулканизмом платформенного цикла.

<sup>1</sup> В некоторых глыбах в основной массе пироксен отсутствует, и они по составу приближаются к андезиту.

## Заключительные экструзии андезито-базальта

Описываемые экструзии андезито-базальта, в отличие от трубок взрыва, располагаются преимущественно в пределах внутреннего края Выгорлат-Гутинской гряды. Они обладают столбчатой отдельностью, благодаря чему хорошо диагностируются.

В настоящее время известно десять пунктов распространения андезито-базальтов со столбчатой отдельностью (рис. 14, 16, 101, 116, 122—127, 184). Они представляют собой месторождения строительного камня и получили наименования по населенным пунктам, вблизи которых расположены: Радванковское (Ужгородское), Визницкое (Клиновецкое), Колчинское, Куштановицкое, Камяницкое, Первое Становское, Второе Становское, Селецкое, Тесаникское и Кривское<sup>1</sup>.

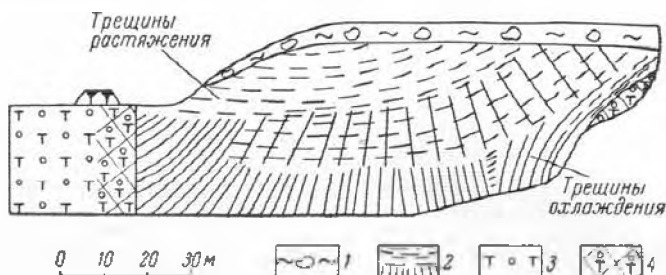


Рис. 82. Строение купола андезито-базальта у с. Куштановица:

1 — делювий; 2 — андезито-базальт; 3 — агломератовый туф андезито-базальта; 4 — обожженный туф.

Экструзии андезито-базальта залегают в виде трубообразных тел, иногда в верхней части принимающих форму куполов. Они прорывают вулканогенные образования IV фазы вулканизма и мало эродированы, благодаря чему в них сохранились апикальные части куполов. Вследствие того, что данные образования нами частично описаны (Малеев, 1962<sub>2</sub>), здесь будет дана только краткая характеристика их.

Преобладающее большинство экструзий контролируются разломами северо-восточного и субмеридионального простирания за исключением одной (Колчинской), имеющей широтное простирание. В плане они имеют форму эллипса с отношением короткой оси к длинной, равным 1:2 или 1:3. Некоторые экструзии в плане имеют форму, близкую к кругу. Размеры экструзий колеблются в широких пределах. Так, например, ширина Первой, Второй Становских и Камяницкой экструзий (рис. 14, 226, 237, 223) около 30 м, Колчинской (рис. 14, 116) около 80 м, а Куштановицкой, Визницкой (рис. 14, 124, 101) и Селецкой около 100—120 м. Длина Визницкой и Селецкой экструзий 250—300 м. Наиболее крупная Радванковская экструзия, ее диаметр около 300 м и она полностью не оконтурена (см. рис. 14 и 16).

Контакты экструзий с вмещающими породами в нижней части вертикальные, а в верхней выполаживаются в виде купола (рис. 82). Столбчатая отдельность располагается закономерно в зависимости от размеров экструзии. В экструзиях малого диаметра, как, например, в Первой Становской, столбы располагаются горизонтально (рис. 83). Строение ее несколько отлично от остальных. Периферическая часть экструзии (мощностью около 5 м) и апикальная ее часть сложены брекчиевой лавой, представляющей собой обломочную породу, состоящую из угловатых обломков андезито-базальта, преимущественно 10—15 см в диа-

<sup>1</sup> Тесаникское и Кривское расположены у внешнего края Выгорлат-Гутинской гряды.

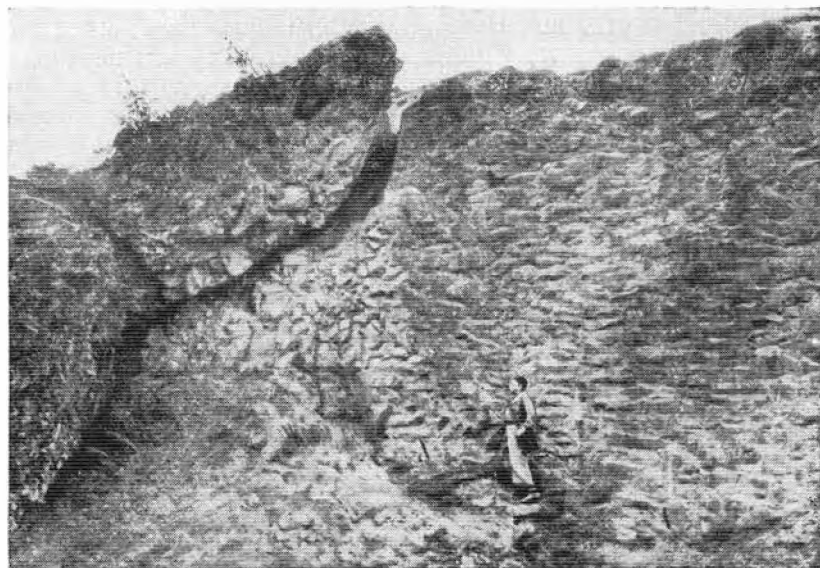


Рис. 83. Переход столбчатой отдельности в глыбовую в андезито-базальте Первого Становского месторождения.

метре; отдельные глыбы достигают 1 м в поперечнике. Цемент в породе отсутствует и обломки соединились между собой, вероятно, находясь еще в неостывшем состоянии. Между лавовой брекчией и плотным андезито-базальтом наблюдаются постепенные переходы.

В центральной части купола развита столбчатая отдельность; поперечник столбов 20—30 см. Они ограничены четырьмя-пятью гранями. Поверхность граней волнистая, а ширина непостоянная, вследствие чего столбы приобретают неправильную форму. Ориентированы столбы горизонтально. Если полагать, что столбы перпендикулярны контакту купола, то азимут трещин, по которым поднималась лава, будет равен  $70^\circ$ .

В других небольших экструзиях (Куштановицкая и Вторая Становская) столбы располагаются веерообразно.

В районе с. Куштановица андезито-базальт залегает в агломератовых туфах ильницкой свиты в виде штока, переходящего в купол диаметром около 120 м. Апикальная часть купола едва затронута эрозией, но вмещающие его вулканокластические образования плиоценового возраста дислоцированы и эродированы. В верхней части купола андезито-базальт разбит первичными трещинами растяжения, ориентированными горизонтально или близко к этому направлению (см. рис. 82). На глубине 15 м от поверхности проявляются первичные трещины охлаждения и ярко выраженная столбчатая отдельность. Столбы в центральной части купола ориентированы вертикально, а по направлению к контактам приобретают наклоны в стороны контактов. У самих контактов столбы ориентированы перпендикулярно плоскостям контактов.

В местах перехода от горизонтальных трещин растяжения к вертикальным трещинам охлаждения столбчатая отдельность имеет несовершенную форму: столбы имеют диаметр до 1,5 м, грани — волнистую поверхность; граней обычно не более четырех. Глубже проявляется более совершенная столбчатая отдельность: плоскости отдельности более или менее ровные, столбы имеют 5—6 граней, диаметр столбов 0,5—0,8 м.

Восточный контакт штока имеет азимут падения в верхней части купола  $45^\circ$ , а с глубиной увеличивается до  $70^\circ$ . На контакте с туфом в андезито-базальте появляется флюидалность, параллельная контакту.

Простираение контакта, по которому поднималась лава, имеет азимут 50°. Западный контакт штока андезито-базальта с туфом вертикальный. Столбы отдельности, имеющие вертикальную ориентировку в центральной части штока, по мере приближения к контакту постепенно приобретают наклон и у контакта принимают горизонтальное положение, перпендикулярное контакту. У контактов туфы приобретают красный цвет в результате обжига и в них обнаруживаются скопления водных алюмосиликатов и опала.

Не менее интересно расположение столбчатой отдельности на Втором Становском месторождении, напоминающее перевернутый веер (рис. 84). Весьма своеобразна столбчатая отдельность в крупных экструзиях (Селедкой и Визицкой), где вследствие их больших размеров получается несколько веерообразных пучков, сложно переплетенных между собой (рис. 85). Здесь наблюдаются резкие изгибы пучков столбов, как бы изогнутых под тупыми углами и расходящихся веерообразно. Несмотря на многократное повторение изгибов столбов, во всех случаях у контактов с вмещающими породами столбы приобретают горизонтальную ориентировку, перпендикулярную плоскости контакта. В верхних частях куполов они также стремятся приобрести горизонтальную ориентировку, а в нижних, в центре штоков — вертикальную, как это можно наблюдать на Радванском месторождении.

Изучение столбчатой отдельности позволило определить направление зон разлома, по которым поднималась лава, даже там, где контакты не были вскрыты.

Образование столбчатой отдельности вызвано равномерным охлаждением от контактов к центру экструзии, что обуславливает одновременное сокращение объема и, следовательно, одновременное возникновение трещин в каждой зоне, параллельной контактам. А. Н. Сирия (1962), изучавший столбчатую отдельность молодых лавовых потоков Камчатки, полагает, что главным условием образования столбчатой отдельности является умеренная вязкость лавы, отвечающей по составу базальту или андезито-базальту. Наши исследования показали, что столбчатая отдельность возникает в куполах, сложенных из кислыми породами. Так, например, в куполах липаритов Береговского холмогорья и липарито-дацитах в районе пос. Перечин также наблюдалась столбчатая отдельность. Отмечена столбчатая отдельность и в липаритовом куполе в с. Королево, но здесь она менее хорошо выражена.

Изучение структуры экструзивных тел показало, что столбчатая отдельность развивалась только на некоторой глубине. Там, где лава выходила на поверхность и расплывалась, образуя купол, как это видно на Куштановицком месторождении, столбчатая отдельность отсутствует и возникают горизонтальные трещины растяжения. В тех экструзиях, где лава не растекалась (Первая Становская), в апикальной части образуется лавовая брекчия.

Многие экструзии андезито-базальта содержат большое количество ксенолитов. Особенно много их в Колчинском и Куштановицком куполах. Ксенолиты имеют размеры от 2—3 до 10—15 см в поперечнике, преобладают размеры 5—10 см. Форма их неправильная, приближающаяся к округлой. Около ксенолитов часто обнаруживается полость, иногда заполненная жидкостью. Поверхность полостей иногда покрыта щетками кальцита. Ксенолиты представляют собой плотные ороговикованные породы, образованные за счет перекристаллизации известковых аргиллитов и песчаников. На контакте с аргиллитом и песчаником в андезито-базальте почти не наблюдается изменений, за исключением некоторого увеличения стекла в контактовой зоне толщиной 1—2 мм.

Наличие ксенолитов является вообще одним из характерных признаков экструзий. Так, например, купол Суелич на вулкане Шевелуч,

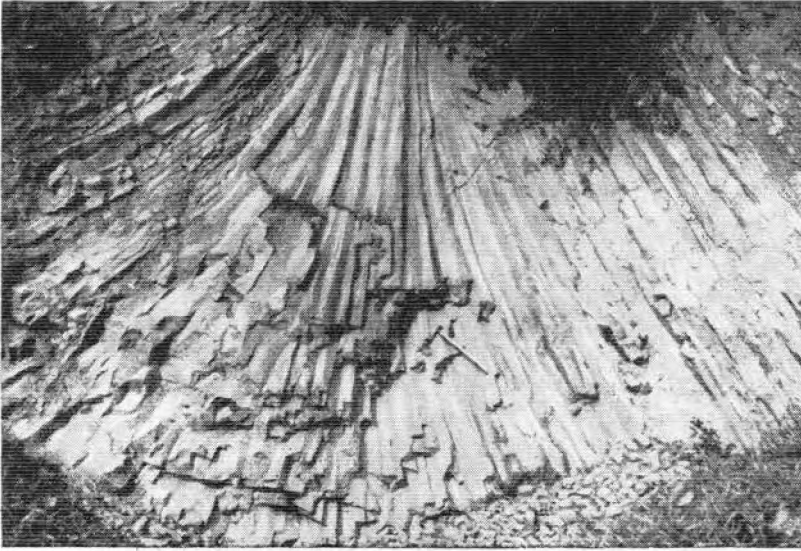


Рис. 84. Веерообразная столбчатая отдельность на Втором Становском месторождении

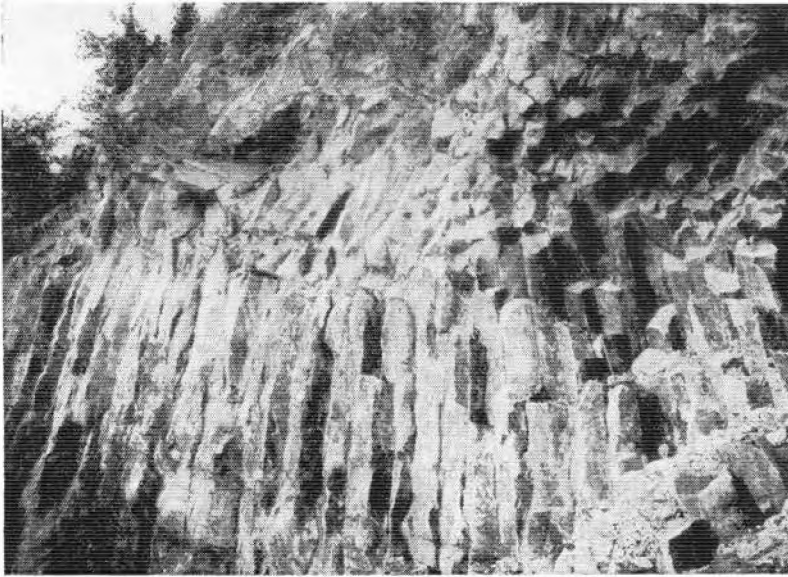


Рис. 85. Характер столбчатой отдельности в андезите Визницкого месторождения (диаметр столбов 0,2—0,3 м)

возникший во время извержения 1948 г., купол вулкана Безымянного, растущий в настоящее время (1956—1963 гг.) и многие другие имеют большое количество ксенолитов.

По внешнему виду андезито-базальты описываемых экструзий очень сходны между собой. Они темно-серого, почти черного цвета, с небольшим количеством вкрапленников плагиоклазов размером до 2 мм в поперечнике. Структура породы порфировая, количество вкрапленников достигает 30%. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, гиперстеном, моноклинным пироксеном, иногда и оливином.

Преобладающим является плагиоклаз. Он присутствует в виде широких таблитчатых кристаллов размером от 0,6 до 2 мм. В нем часто имеются включения стекла. Зональность наблюдается редко и обычно в пределах небольшой кромки. Состав плагиоклазов колеблется в широких пределах. На Втором Становском месторождении — № 80—86, на Кушницком — № 60—67 и в микролитах — № 48—54, на Визницком — № 56—69.

Моноклинный пироксен встречается в небольшом количестве в виде зерен неправильной формы и хорошо ограниченных кристаллов, иногда образующих гломеропорфировые скопления до 5 см диаметром. В нем отмечаются простые и полисинтетические двойники ( $2V = +48^\circ, +56^\circ$ ). Гиперстен присутствует в виде призматических зерен размером до 0,5 мм. Часто он оторочен каймой моноклинного пироксена. Плеохроизм почти не заметен,  $N_g = 1,709; 1,710$ ,  $N_p = 1,696; 1,698$ , что отвечает 37—38% содержания железистого компонента.

Количество пироксенов колеблется в широких пределах. Обычно они оставляют 10—15% объема порфировых выделений, а на Визницком месторождении их около 40%.

Породы, слагающие шток Второго Становского месторождения, по петрографическому составу приближаются к базальту. Во вкрапленниках и в основной массе здесь присутствует оливин в виде зерен размером до 0,3 мм ( $2V = -76^\circ$ ;  $N_g = 1,762$ ;  $N_p = 1,620$ , что отвечает содержанию 40—46% фаялитового компонента).

В центральной части штоков или на некотором удалении от контактов андезито-базальт обладает микроделеритовой и интерсертальной структурой; в апикальных и краевых частях — гиалопилитовой и интерсертальной. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, между которыми зажаты зерна моноклинного пироксена размером до 0,01 мм. В большом количестве присутствует магнетит. В менее раскристаллизованных андезито-базальтах плагиоклаз представлен игольчатыми кристаллами. Стекло присутствует в небольшом количестве.

Наименее раскристаллизована основная масса в породах Визницкого месторождения, приближающаяся к витрофировой. Это можно объяснить близостью апикальной части.

Химические анализы показывают значительные колебания кремнезема — от 49,81 до 60,32%. Для всех экструзий характерно повышенное количество железа и щелочей, особенно окиси калия (до 2—3%) и пониженное — магния (табл. 24).

Объем вулканогенных образований вулканизма платформенного цикла определить трудно, так как они представлены преимущественно экструзивными телами. Лавовые потоки и покровы определены в объеме 5 км<sup>3</sup>. Общее количество экструзий и шлаковых конусов около 100. Если принять их среднюю площадь 100 м<sup>2</sup> (что будет, пожалуй, даже несколько преувеличенным), а высоту их (мощность) — 250 м, то объем составит 0,025 км<sup>3</sup>.

Объем лавовых потоков определен 4,6 км<sup>3</sup>, следовательно, общее количество продуктов вулканизма платформенного типа можно принять равным 5 км<sup>3</sup>, а эксплозивный индекс 10.

Химический состав горных пород вулканизма платформенного цикла, %

Оксиды	6386	510	3322	6103-а	94-а	1631	94	244	313	140	385	5079	1624	6004	197	3006	110	5160	91-6	8014-а	78
SiO <sub>2</sub>	49,81	51,52	51,68	52,28	52,34	52,76	53,02	53,24	53,30	55,71	55,80	55,88	56,00	56,20	56,37	56,70	56,94	57,20	57,83	59,40	60,32
TiO <sub>2</sub>	1,38	1,19	1,00	0,90	2,20	1,03	1,14	0,85	0,93	0,68	1,34	0,92	1,49	0,92	0,98	1,03	0,78	0,94	0,30	0,60	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,24	17,78	18,08	20,06	16,45	20,11	18,18	16,01	20,60	17,24	17,90	22,91	19,69	20,90	18,21	20,32	20,13	22,15	18,64	18,81	14,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,51	1,43	3,42	5,30	2,40	0,96	0,91	5,04	2,72	5,78	1,55	2,29	1,36	3,21	2,77	6,66	2,99	3,47	7,37	7,09	4,68
FeO	9,25	8,24	8,19	5,31	7,04	6,00	7,83	4,45	4,25	3,34	5,89	3,73	6,94	5,03	4,31	0,62	3,05	4,08	2,38	0,83	2,62
MnO	0,17	0,016	0,11	0,09	0,56	0,09	0,27	—	—	0,07	0,13	0,09	0,52	0,09	0,08	0,04	0,03	0,04	—	0,01	0,025
MgO	4,10	4,99	3,49	2,54	4,93	1,63	2,35	5,15	2,97	2,06	2,48	1,62	0,77	1,31	3,42	0,54	2,19	0,18	3,21	0,36	3,03
CaO	8,06	9,20	8,33	11,20	9,10	8,07	8,58	9,30	9,25	9,94	8,43	8,54	6,60	8,20	7,84	7,47	8,32	7,00	6,58	6,01	7,14
Na <sub>2</sub> O	1,94	3,60	1,50	1,38	2,52	2,13	2,51	2,40	3,33	2,70	2,32	1,00	0,82	1,60	2,12	2,14	2,29	2,04	1,34	3,78	2,09
K <sub>2</sub> O	1,78	0,63	1,70	0,87	1,77	1,58	1,88	1,30	1,49	1,36	2,08	1,24	0,84	1,21	1,79	1,76	1,62	0,91	0,89	2,23	3,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,85	0,30	0,54	—	0,16	0,79	0,35	0,99	0,82	0,23	0,32	—	—	—	0,56	1,35	—	—	0,55	—	0,43
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	2,60	0,70	0,93	0,40	—	—	—	—	0,60	0,82	0,60	—	1,45	0,72	0,72	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	0,21	—	—	—	0,21	—	—	—	—	—	9,11	—	—	—	—
П. п. п.	1,77	1,06	1,82	—	—	5,21	—	0,71	0,42	1,28	1,83	0,88	4,89	0,60	0,90	1,45	1,04	0,80	0,45	0,60	1,33
Сумма	99,83	99,96	100,01	99,93	100,18	100,36	99,60	100,41	100,08	100,39	100,28	99,70	100,74	99,89	99,35	100,08	100,21	99,53	99,64	99,72	100,26

Примечание. Место взятия проб: 6386 — Второе Становское месторождение; 510 — карьер Сельце; 3322 — Колчинское месторождение; 6103-а — горы Борилы Дил; 94-а — карьер Сельце; 1631 — с. Оленево, южная экструзия; 94 — карьер Сельце; 244 — вершина горы Бужора; 313 — вершина горы Малый Синяк; 140 — агломеративный туф из трубки взрыва у с. Оленево; 385 — район г. Ужгорода; 5079 — горы Борилы Дил; 1624 — месторождение Каменный карьер у с. Оленево; 6004 — район с. Лецовице на юго-западном склоне гор Борилы Дил; 197 — Каменный карьер у с. Обава; 3006 — с. Оленево, Восточная экструзия; 110 — западное пос. Перечина; 5160 — из нека вулкана в 1,5 км севернее с. Кучава; 91-6 хр. Аваш; 8014-а — к востоку от с. Рокосово из экструзии, прорвавшей лиларит; 78 — Нижневизницкое (Кленовецкое) месторождение.

Анализы 6386, 3322, 6103-а, 94-а, 1631, 94, 140, 5079, 1624, 6004, 197, 3006, 110, 5160, 8014-а, 78 — выполнены аналитиками Л. Мазаловой, Р. И. Мацюк, В. И. Путичиной, Л. Г. Сабоной, Сивковой, Л. С. Скорой; 510, 244, 313, 385 — заимствованы из работы В. С. Соболева и др. (1955); 91-6 любезно передав Л. Г. Данилович. За исключением пробы 140, все породы представлены эффузивами.

## Выводы

1. В настоящей работе впервые для Восточных Карпат выделено три цикла вулканизма: геосинклинальный, орогенный и посторогенный (платформенный); орогенный цикл разделен на фазы.

2. Вулканизм геосинклинального цикла проявился слабо, в основном это лавовые потоки, переслаивающиеся с туфами, и гипабиссальные тела недифференцированной лавы (спилиты, офиолиты). Извержения носили преимущественно подводный характер. В период замыкания геосинклинали в олигоцене произошли эксплозии продуктов липаритового состава.

3. Вулканизм орогенного цикла проявился в четырех фазах, охватив почти весь неоген. Породы первых двух фаз — преимущественно продукты кислого состава (около  $5000 \text{ км}^3$  кислых и порядка  $25 \text{ км}^3$  — основных).

Две последние фазы вулканизма, наоборот, представлены главным образом основными вулканитами (основных около  $2000 \text{ км}^3$ , кислых около  $60 \text{ км}^3$ ). Каждая фаза вулканизма приурочена к определенному глубокому разлому. Формы проявления вулканизма весьма разнообразны: стратовулканы, моногенные вулканы, купола, гипабиссальные тела, дайки, мелкие центры эрупции, лавовые потоки и покровы. Пирокластический материал составляет около 90%. В каждой фазе состав пород изменялся от основных к кислым. Кислые дифференциаты лав сопровождалась гидротермальным процессом, давшим формации вторичных кварцитов.

4. Посторогенный вулканизм представлен недифференцированными продуктами основного состава (андезито-базальты, реже базальты). Они представлены лавовыми потоками и покровами, шлаковыми конусами, куполами, гипабиссальными телами и трубками взрыва. Общее количество вулканического материала около  $10 \text{ км}^3$ , из них пирокластика составляет около 10%. Вулканогенные образования, особенно гипабиссальные тела, сопровождаются локальной аргиллизацией с промышленным ртутным оруденением.

5. На основании изучения вулканизма Закарпатья, геофизических данных и опыта изучения современных вулканических областей мы пришли к выводу, что вулканизм обусловлен наличием двух типов магмы: основной магмы, связанной с очагами, расположенными в пределах верхней мантии, и проявившейся в начальный период геосинклинального цикла, в конечный — орогенного и в платформенном цикле, и кислой магмы, связанной с очагами, расположенными в земной коре, и проявившейся в самый конечный период геосинклинального цикла и начальный — орогенного. Одновременно устанавливается связь поверхностного вулканизма, проявившегося в конце геосинклинального цикла и начале орогенного, с кислой магмой.

## Петрохимические особенности вулканогенных пород

---

Вулканогенные образования неогенового возраста, как вообще подавляющая масса вулканитов орогенных областей, соответствующих последней стадии развития геосинклинали, представлены в Закарпатье нормальными известково-щелочными породами. Обычно они относятся к типам Пеле и Лассен-Пик. Многофазное развитие неогенового вулканизма Восточных Карпат протекало гомодромно, за исключением вулканизма платформенного (посторогенного) типа, наиболее молодого, относящегося к концу плиоцена и началу четвертичного периода. Изменения петрохимических особенностей неогенового вулканизма удалось установить только после многолетних детальных геологических исследований, позволивших разобраться в истории вулканизма и последовательной смене фаз вулканизма.

Вопросам петрохимии неогеновых вулканогенных образований Советских Карпат в той или иной степени уделяли внимание многие исследователи: В. С. Соболев и др. (1947, 1955, 1958), Л. Г. Ткачук и др. (1949), И. Ф. Трусова (1954), В. В. Золотухин (1960), В. П. Костюк (1961, 1963), Л. Г. Данилович (1961, 1963), Е. Ф. Малеев (1963<sub>5</sub>) и др.

Описываемые вулканогенные образования относятся к нормальному известково-щелочному ряду. Основная масса фигуративных точек комплекса вулканогенных пород Закарпатья на диаграммах А. Н. Заварицкого располагается в области двух первых типов — Пеле и Лассен-Пик. Дифференциация магмы имела гомодромное направление. Для неогеновых вулканогенных пород также характерна насыщенность кремнеземом и относительно высокая насыщенность глиноземом, вследствие чего в породах иногда отмечается магматический гранат. Наряду с этим наблюдается пониженное количество щелочей, и, наконец, в последнее время В. П. Костюк (1961) отметил, что фигуративные точки панноплиоценовых вулканогенных образований на правой стороне диаграммы А. Н. Заварицкого ложатся правее аналогичных точек миоценовых вулканитов.

Дополнительно, в результате последних наших работ (Малеев, 1963<sub>5</sub>) установлено, что с развитием каждой фазы орогенного вулканизма увеличивалась щелочность пород, что химизм малых интрузий совпадает с химизмом вулканогенных образований третьей фазы. Установлены были также особенности химизма горных пород вулканизма платформенного типа и проведено сопоставление химизма продуктов вулканизма Карпатской вулканической дуги с камчатско-курильскими.

Перед нами стоит задача — проследить изменение химизма магмы в пределах развития четырех фаз орогенного вулканизма и вулканизма платформенного типа, а также показать стратиграфическое положение

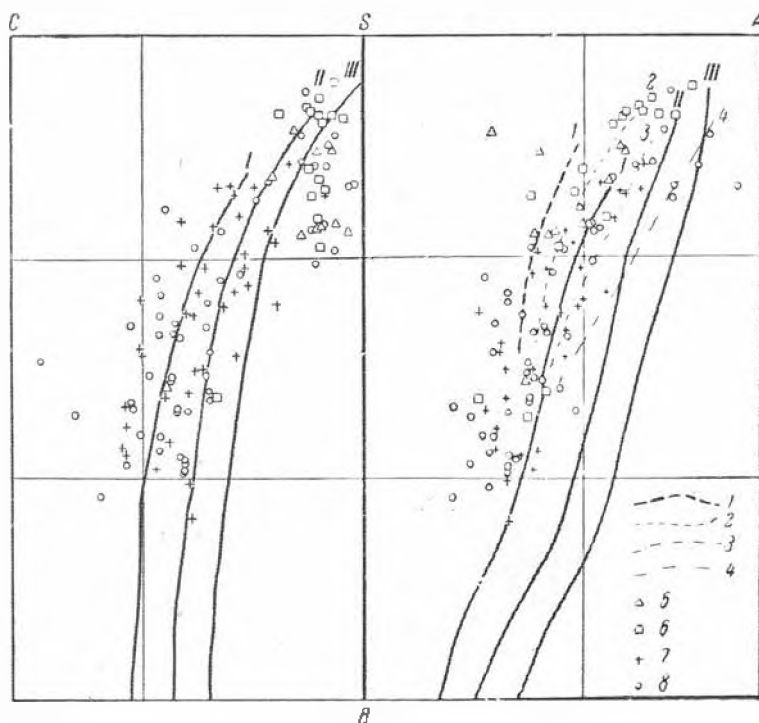


Рис. 86. Диаграмма химических составов горных пород вулканизма орогенного типа

I — тип Пеле; II — тип Лассен-Пик; III — тип Йеллоустонский парк; 1—4 — средние кривые фигуративных точек соответственно I, II, III и IV фаз вулканизма; 5—8 — фигуративные точки пород соответственно I, II, III и IV фаз вулканизма

малых интрузий. Для этого нами использованы анализы из работ перечисленных выше авторов и дополнительно около 70 анализов по образцам из наших коллекций, проведенные аналитиками из лабораторий треста «Киевгеология» и Лаборатории вулканологии (всего около 250 химических анализов). Часть анализов пришлось исключить, так как некоторые породы подвергались вторичным изменениям (каолинизации, алунитизации, окремнению и т. п.).

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 86) нанесены основные числовые характеристики вулканитов четырех фаз орогенного цикла. На правой части диаграммы хорошо видно, что основная масса фигуративных точек ложится возле вариационной кривой типа Пеле, несколько склоняясь влево, в область основных пород. В левой части диаграммы, наоборот, в нижней части точки ложатся главным образом возле кривой Пеле, в средней — они группируются возле лав типа Лассен-Пик, а в верхней части многие точки ложатся правее кривой лав типа Йеллоустонского парка. Таким образом, средняя линия фигуративных точек в верхней части диаграммы пересекает второй и третий типы горных пород А. Н. Заварицкого и в нижней — совпадает с первым типом.

Фигуративные точки вулканогенных пород каждой фазы вулканизма, несмотря на некоторую разбросанность, группируются более или менее закономерно, что особенно хорошо видно на плоскости *ASB* диаграммы. Фигуративные точки вулканогенных пород первой фазы вулканизма ложатся значительно левее точек пород Пеле, что говорит об обедненности их щелочами. Фигуративные точки вулканогенных образований

второй фазы также ложатся левее пород Пеле, но, вследствие их большей щелочности, кривая второй фазы проходит между кривой Пеле и кривой пород первой фазы. Вулканические породы третьей фазы вулканизма еще более щелочные, что хорошо видно по их кривой, лежащей в верхней части между типами пород Пеле и Лассен-Пик; внизу она приближается к кривой Пеле. Таким образом, щелочность вулканогенных образований третьей фазы вулканизма возрастает от основных пород к кислым более интенсивно, чем у ряда пород типа Пеле. Фигуративные точки четвертой фазы вулканизма рассредоточены, что особенно хорошо заметно у основных и средних пород. Это объясняется различным изменением химизма в различных вулканических очагах, отстоящих один от другого на несколько десятков и даже до 100 км. Однако подавляющее большинство фигуративных точек ложится еще правее точек предыдущих фаз, вследствие увеличения щелочности горных пород. Вместе с тем, основные породы весьма бедны щелочами, вследствие чего средняя линия четвертой фазы вулканизма пересекает линии трех типов пород. Таким образом, несмотря на разброс фигуративных точек отдельных фаз, наблюдается вполне четкая закономерность, выраженная в том, что с каждой новой фазой вулканизма породы приобретают более щелочной характер, причем увеличение щелочей наиболее резко выражено в кислых породах, представляющих собой конечные продукты дифференциации базальтовой магмы.

На левой плоскости вариационной диаграммы А. Н. Заварицкого (см. рис. 86) видно, что породы первой и второй фаз, так же как кислые породы четвертой фазы, бедны кальцием. В средних и основных породах содержание кальция возрастает сильнее, чем в выделенных А. Н. Заварицким трех известково-щелочных типах. Вариационная кривая пород орогенного вулканизма Закарпатье пересекает кривые типа Лассен-Пик и Йеллоустонского парка в верхней части диаграммы и соединяется с кривой типа Пеле в своей нижней части. В средней и нижней частях диаграммы большинство фигуративных точек четвертой фазы вулканизма (кружки) располагаются левее точек третьей фазы вулканизма, что указывает на обогащенность их кальцием. Таким образом, по мере увеличения количества кремнезема в продуктах вулканизма происходит более резкое уменьшение содержания кальция, чем в петрохимических типах горных пород А. Н. Заварицкого (1944).

Таблица 25

Числовые характеристики горных пород первой фазы вулканизма \*

Параметры	47	2	40	164	41	220	43	48	46	10
<i>a</i>	11,8	11,0	5,7	9,8	8,4	10,1	8,7	11,6	7,7	7,9
<i>c</i>	2,2	4,3	4,8	2,0	2,8	1,3	2,1	1,6	0,7	1,5
<i>b</i>	5,2	6,5	4,5	8,6	9,0	8,5	8,8	5,0	8,9	5,2
<i>s</i>	80,8	78,2	85,0	79,6	79,8	80,1	80,4	81,8	82,7	85,4
<i>a'</i>	2,9	34,4	42,6	48,8	40,0	49,2	34,8	64,0	73,5	70,9
<i>f</i>	75,7	44,1	45,9	31,5	39,2	34,9	33,4	22,66	19,1	20,2
<i>m</i>	21,4	21,5	11,5	19,7	20,8	15,9	31,8	13,4	7,4	8,9
<i>n</i>	86,3	73,4	76,3	73,6	90,2	64,0	86,2	75,6	35,6	82,0
<i>l</i>	0,9	0,9	0,9	3,4	—	4,2	—	4,1	0,4	0,8
<i>φ</i>	71,4	43,0	39,3	41,5	36,9	34,9	31,8	16,00	16,1	20,3
<i>Q</i>	35,8	30,1	53,8	37,6	40,0	38,7	41,3	35,1	49,3	53,5

\* Номера характеристик соответствуют номерам химических анализов.

На следующих диаграммах нанесены числовые характеристики по фазам, причем малые интрузии, соответствующие третьей фазе, выделены на отдельной диаграмме (рис. 87—92 и табл. 25—29). Рассматривая левые части диаграмм, можно заметить, как от первой к четвертой фазе векторы выполаживаются, что указывает на возрастание роли калия в щелочах. Таким образом, от первой к четвертой фазе наблюдается увеличение содержания калия по сравнению с натрием, и с увеличением кислотности пород наблюдается увеличение роли щелочей, причем главным образом за счет увеличения количества калия. В интрузивных породах щелочи ведут себя так же, как в вулканогенных породах третьей фазы.

Для более полной характеристики изменения количества щелочей по фазам вулканизма и по степени увеличения кислотности пород в пределах фаз нами построены вариационные диаграммы (рис. 93, 94, 95, 96, 97, 98). В породах первой фазы орогенного вулканизма по мере увеличения содержания кремнезема увеличение щелочей наблюдается только за счет натрия при постоянном значении калия. В породах второй фазы, наоборот, увеличение щелочей идет за счет калия. В породах третьей фазы, так же как и в породах малых интрузий, количество щелочей увеличивается за счет калия и в меньшей мере за счет натрия. Наибольшее возрастание количества щелочей по мере увеличения кислотности пород наблюдается в вулканитах четвертой фазы вулканизма, причем оно происходит как за счет калия, так и за счет натрия. Общей закономерностью для пород всех фаз вулканизма является увеличение количества щелочей во времени (от фазы к фазе), в особенности в породах кислого состава, причем происходит оно главным образом за счет увеличения количества калия.

На диаграммах А. Н. Заварицкого можно проследить изменение дополнительных характеристик по величинам и направлениям векторов. Количество магния от первой к четвертой фазе возрастает. В особенности эта тенденция хорошо заметна по удлинению векторов, начиная со второй фазы. Необходимо отметить, что несколько труднее делать сравнение особенностей пород основного состава второй и первой фаз из-за малого количества анализов. Эта же закономерность наблюдается и по числовым характеристикам, приведенным в табл. 25—29. Дополнительная характеристика  $m'$ , при общей тенденции увеличения от первой к третьей фазе, снижается во второй<sup>1</sup>. Преобладающее значение  $m'$  в первой фазе 19—21, во второй — 11—12, в третьей фазе — 21—30 и четвертой — 40—45. То же самое можно наблюдать на графике (рис. 99). Общее увеличение количества железа от первой к четвертой фазе все же менее значительно, чем магния, что видно при сравнении векторов даже одних кислых пород, поскольку основных пород в первых фазах мало. Дополнительная характеристика  $f'$  дает весьма сильные колебания. В породах первой фазы преобладающие ее значения 20—40, во второй — 30—50, в третьей — 50—60 и в четвертой — 40—50, что, в общем, свидетельствует о возрастании количества железа. Необходимо отметить, что в пирокластических и эффузивных породах вследствие интенсивности окислительных процессов FeO во многих случаях частично переходит в Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что может на диаграммах дать несколько искаженную картину.

Для иллюстрации изменений количества железа и магния нами составлена табл. 30. Из таблицы видно, что относительные количества FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> дают большие колебания, чем сумма окислов железа, которая, в общем, мало изменяется (рис. 99)<sup>2</sup>. Таким образом, приведенные

<sup>1</sup> Возможно, это частично находится в зависимости от малого количества анализов основных пород.

<sup>2</sup> Нами учитывались анализы только основных пород, содержащих более 60%, с тем, чтобы можно было сравнить их с породами, характерными для вулканизма платформенного типа, в которых кислые дериваты отсутствуют.



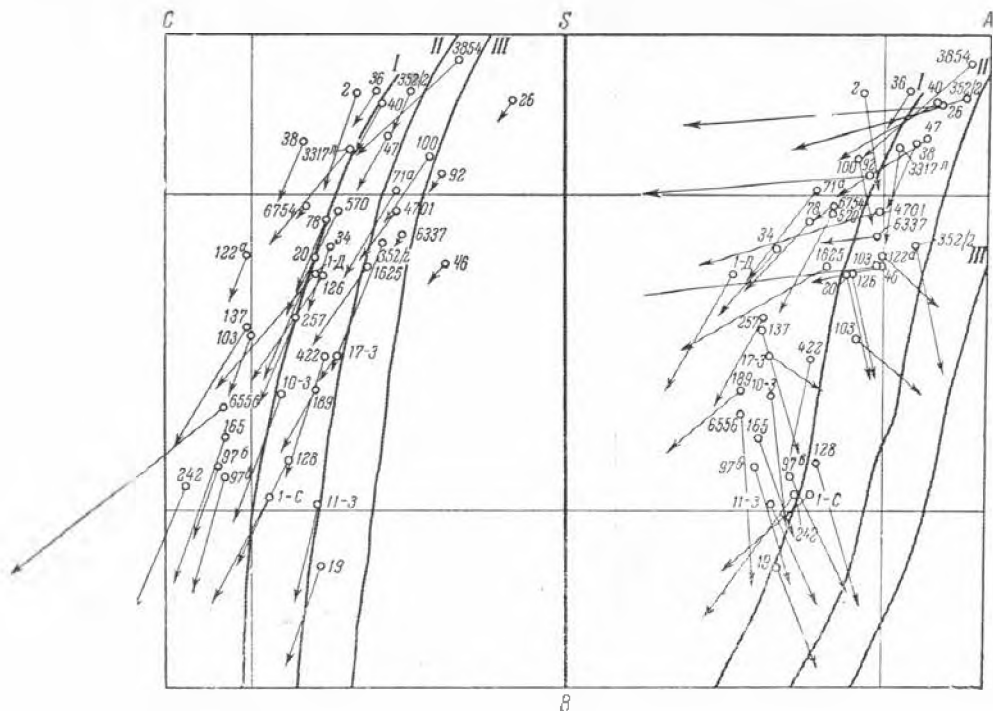


Рис. 89. Диаграмма химических составов пород третьей фазы вулканизма

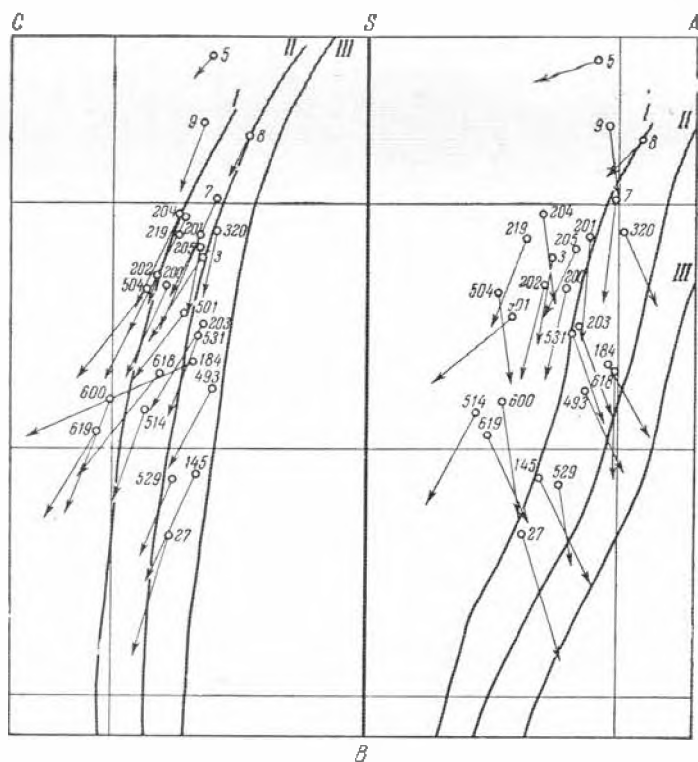


Рис. 90. Диаграмма химических составов горных пород малых интрузий

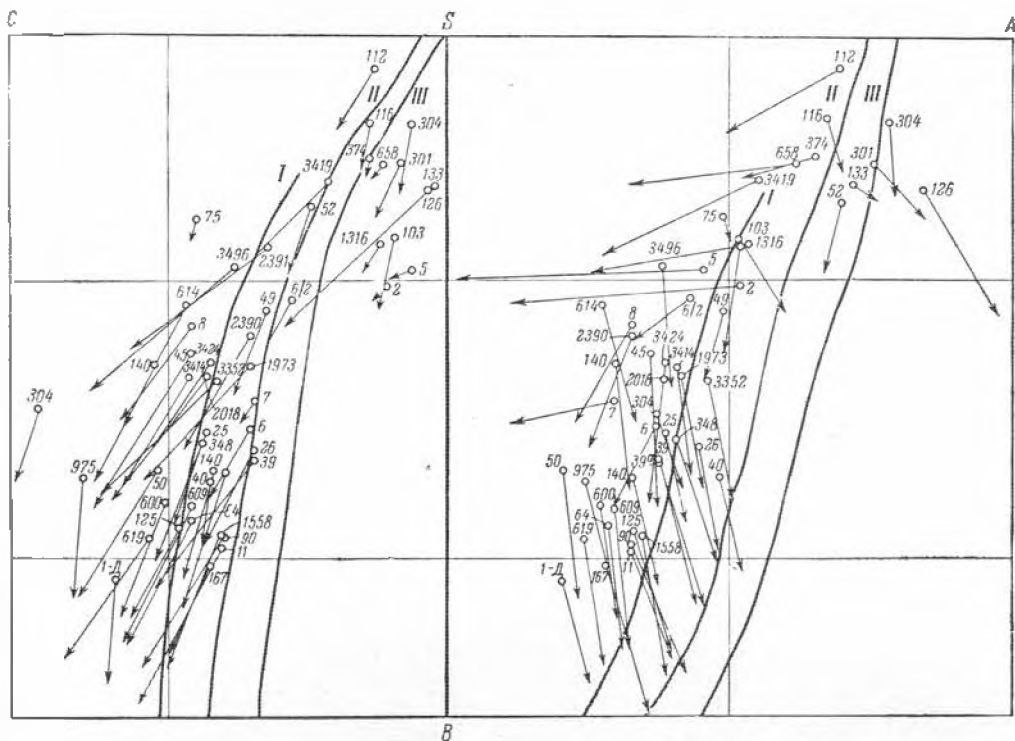


Рис. 91. Диаграмма химических составов горных пород четвертой фазы вулканизма

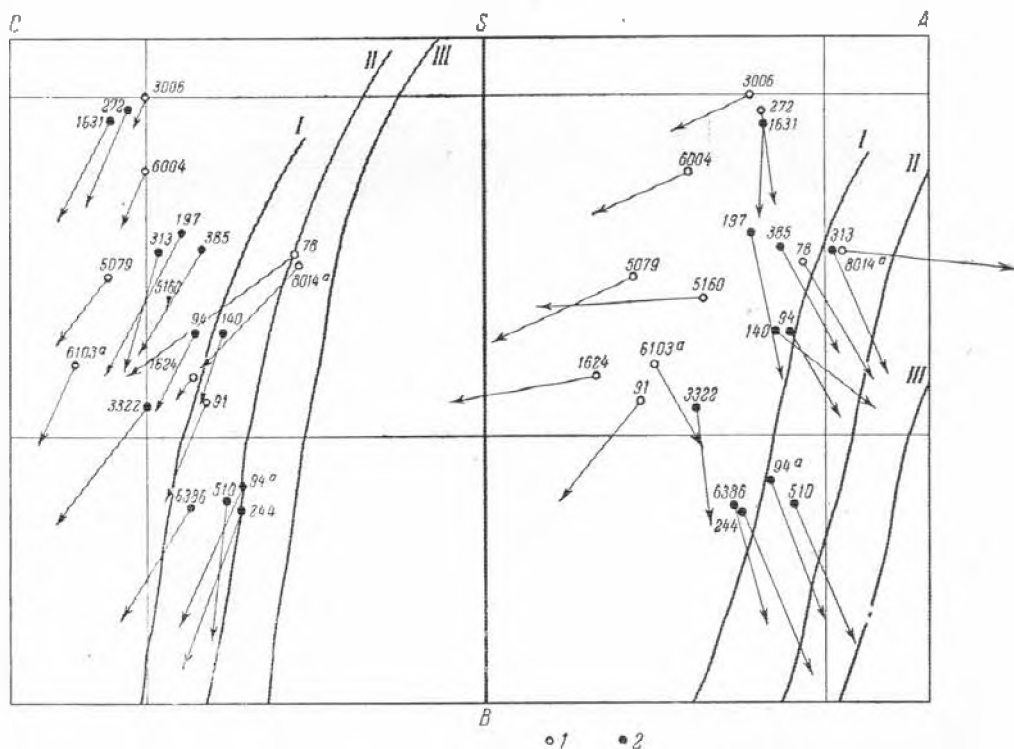


Рис. 92. Диаграмма химических составов горных пород вулканизма платформенного типа.  
Черные кружки соответствуют породам заключительных экструзий

Числовые характеристики горных пород второй фазы вулканизма

Параметры	12/2	14/1	50	1	7	6	10	4	9	8
<i>a</i>	8,2	7,4	5,1	11,0	8,8	11,6	11,1	9,8	12,6	13,3
<i>c</i>	8,0	8,5	6,6	2,1	2,0	3,9	2,1	2,5	2,5	2,1
<i>b</i>	16,2	17,1	16,9	8,2	9,5	3,6	6,5	6,0	3,3	3,5
<i>s</i>	67,1	67,0	71,4	83,8	79,7	80,9	80,3	81,7	81,6	81,1
<i>a'</i>	—	—	59,4	75,0	75,2	49,1	57,1	83,1	—	—
<i>f'</i>	43,6	47,7	22,5	14,0	13,7	45,3	39,8	13,5	75,5	75,0
<i>m'</i>	42,7	42,3	18,1	11,0	11,1	5,6	3,1	3,4	20,4	13,5
<i>c'</i>	13,7	10,0	—	—	—	—	—	—	4,1	11,5
<i>n</i>	73,7	80,8	71,1	58,0	57,9	62,4	71,4	50,7	69,1	74,7
<i>t</i>	1,5	1,5	3,1	2,0	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
$\Phi$	12,3	12,4	2,4	7,0	5,7	45,3	38,8	13,5	69,7	73,1
<i>Q</i>	10,8	10,7	26,0	38,4	37,1	34,7	36,3	41,3	35,5	32,5

Таблица 26 (окончание)

Параметры	87	3	2	84	1-Т	14	452	83	12	130-а
<i>a</i>	12,4	12,9	14,2	6,7	14,8	7,5	9,5	11,1	11,9	11,2
<i>c</i>	2,6	2,2	0,9	1,2	1,4	2,4	1,8	1,3	1,5	3,9
<i>b</i>	3,2	2,7	3,6	9,9	2,3	7,2	6,9	4,8	3,5	1,9
<i>s</i>	81,8	82,2	81,3	82,2	81,5	82,8	81,8	82,8	83,1	83,0
<i>a'</i>	21,3	—	45,5	86,7	28,6	80,7	76,2	71,2	57,7	70,0
<i>f'</i>	68,1	69,0	41,8	13,3	68,6	16,5	19,0	28,8	32,7	21,7
<i>m'</i>	10,6	16,7	12,7	—	2,8	2,8	4,8	—	9,6	8,3
<i>c'</i>	—	14,3	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	56,5	71,1	69,6	25,5	66,1	61,4	54,2	55,9	59,6	56,5
<i>t</i>	2,5	0,1	0,1	0,9	0,1	1,0	2,4	0,2	0,2	0,1
$\Phi$	68,8	66,6	40,0	8,0	57,1	11,0	17,1	16,4	11,5	20,0
<i>Q</i>	36,2	36,1	33,3	49,8	32,0	48,4	42,8	42,1	40,9	38,8

данные свидетельствуют о возрастании количества магния относительно количества железа от первой к четвертой фазе вулканизма. Однако в пироксенах наблюдается обратная картина: железистость в них возрастает от первой фазы к четвертой, что особенно хорошо видно в породах третьей и четвертой фаз. Вероятно, это можно объяснить непостоянством количества рудных минералов в основной массе.

Для подавляющего большинства кислых пород всех четырех фаз вулканизма характерны пологие длинные векторы, направленные влево, что указывает на большой избыток глинозема (*a'* достигает 80). Иногда избыток глинозема отмечается также у пород среднего и основного состава, что особенно заметно в гранатовых породах.

Основные породы, наоборот, отличаются избытком кальция и недосыщены глиноземом. На это указывает наличие пижонита, которого особенно много в основных породах третьей фазы. Недосыщенность основных пород глиноземом отмечалась также В. С. Соболевым и др. (1955). Таким образом, недосыщенность недифференцированных пород глиноземом и избыток его в кислых дифференциатах тех же фаз вулканизма позволяют сделать вывод, что кислые расплавы ассимилировали

Параметры	1-С	242	97-6	97-в	103	165	19	122-а	10-а	6556	128	11-3	137	257	17-3	422	20	126	6754	189
a	7,7	6,2	6,1	7,2	9,2	6,2	6,8	10,0	6,6	5,6	8,0	6,6	6,19	6,3	6,5	7,8	9,0	8,8	8,3	5,5
c	9,3	12,0	11,0	10,7	10,0	10,7	7,6	10,0	8,9	10,8	8,7	7,7	10,04	8,5	7,2	7,5	8,1	7,8	10,4	7,8
b	19,6	19,5	18,7	19,0	14,6	17,8	21,9	12,0	16,4	17,0	18,6	19,9	14,32	13,9	15,1	15,2	12,5	12,6	8,2	16,3
s	63,4	62,3	64,2	63,1	66,2	65,3	63,7	68,0	68,1	66,6	64,7	65,6	69,45	71,3	71,0	69,5	70,2	70,8	73,1	70,4
a'	27,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15,0	—	8,48	—	—	5,74	23,3
f'	48,6	37,8	51,8	41,5	61,3	56,7	56,0	67,9	55,4	46,4	41,1	52,4	46,90	57,2	72,0	52,8	56,8	46,3	90,71	47,8
m'	23,7	40,5	37,2	38,8	18,0	32,9	32,0	17,0	39,6	53,2	44,9	32,9	39,69	27,8	11,6	38,7	35,8	33,7	35,1	28,9
c'	—	21,7	11,0	19,7	20,7	10,4	12,0	15,1	4,9	0,4	14,0	14,8	13,40	—	16,4	—	7,5	20,0	—	—
n	66,0	71,4	72,5	75,5	73,7	71,4	71,0	70,1	71,2	4,5	64,9	78,2	60,90	69,0	57,7	72,2	72,6	59,0	57,0	61,5
t	2,3	1,3	1,1	1,1	1,0	42,5	2,0	1,7	2,7	1,5	1,7	1,2	1,0	1,6	2,7	0,98	1,4	1,6	1,5	1,9
Ф	23,8	16,0	37,2	26,1	54,6	0,4	36,6	13,8	42,2	5,1	3,8	0,61	9,3	52,4	71,5	44,3	43,4	30,8	2,7	31,0
Q	2,1	0,2	5,2	1,1	4,0	7,5	10,3	6,0	14,1	6,7	4,7	10,7	18,48	21,5	22,0	15,9	14,4	16,2	21,2	22,0

Т а б л и ц а 27 (окончание)

Параметры	3317-Л	1-Д	1625	4701	78-а	34	570-а	36	38	40	2 "	6337-а	3112	47	352/2	71-а	100	92	3854	26
a	10,5	5,2	8,2	9,9	7,7	6,7	8,4	10,83	10,94	11,38	9,4	9,77	9,71	11,38	12,6	7,9	9,2	9,5	12,7	11,8
c	6,8	7,9	6,2	5,3	7,5	7,4	7,1	6,01	5,85	5,76	6,6	5,16	3,81	5,76	4,9	5,3	4,2	3,9	3,03	1,7
b	8,6	12,6	12,3	10,5	10,8	11,7	10,5	6,73	8,36	7,17	6,8	11,28	12,21	7,17	6,8	9,9	8,8	9,4	5,87	7,1
s	74,1	74,3	73,3	74,3	73,9	74,1	73,6	76,43	74,85	75,69	77,2	73,78	74,27	75,69	75,7	76,9	77,8	77,2	78,35	79,4
a'	3	20,7	46,5	57,5	21,2	19,6	17,3	8,7	8,5	29,41	—	19,0	75	29,41	58,5	22,5	—	71,5	30,23	82,2
f'	65	41,3	27,3	25,3	53,6	58,3	49,3	77,1	91,1	52,94	64,9	59,0	14,77	52,94	29,3	48,6	67,2	23,4	48,84	10,3
m'	31,0	38,0	26,2	17,2	23,2	22,1	33,3	13,04	20,3	17,64	30,8	1,8	10,23	17,64	12,2	28,8	27,3	5,1	20,93	7,5
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,3	—	—	—	—	—	5,5	—	—	—
n	53,0	52,8	58,7	56,5	68,5	74,3	65,0	60,0	68,8	62,96	72,3	63,0	54,43	62,96	69,2	61,4	58,2	60,76	46,24	58,4
t	1,0	11,5	1,0	1,9	0,7	0,47	1,62	0,7	0,85	1,40	0,47	0,55	0,37	0,9	0,4	0,9	1,1	0,3	0,27	—
Ф	27,0	0,6	16,2	16,4	38,4	34,4	37,4	42,8	3,04	40,54	14,9	4,74	10,23	36,8	18,1	40,8	65,6	19,0	44,15	1,86
Q	20,4	30,3	24,0	23,5	25,0	27,6	23,7	25,09	22,86	22,7	29,0	24,9	25,13	22,86	21,3	32,7	33,0	31,5	28,25	33,5

Числовые характеристики пород малых интрузий

Параметры	529	618	184	619	600	Д-27	514	Д-145	531	500	200	46	493
<i>a</i>	7,7	9,9	9,6	4,8	5,4	6,3	4,4	7,0	8,2	4,5	7,9	5,2	8,7
<i>c</i>	7,7	8,2	6,9	10,7	10,1	7,7	8,8	6,7	6,6	8,9	8,0	8,8	5,11
<i>b</i>	21,2	16,9	16,4	19,3	18,0	23,3	18,4	21,0	15,2	16,9	13,4	13,6	16,5
<i>s</i>	63,4	65,0	67,1	65,2	66,5	62,7	68,4	65,3	70,3	69,7	70,7	72,4	69,7
<i>a'</i>	—	0,9	—	—	—	—	19,1	—	—	18,9	7,7	—	—
<i>f'</i>	60,5	56,3	51,2	47,7	46,7	30,7	43,6	34,5	49,3	41,2	55,6	57,0	51,4
<i>m'</i>	33,8	42,8	31,1	44,3	46,8	52,6	37,3	44,4	37,9	39,9	36,7	38,1	31,9
<i>c'</i>	5,7	—	17,7	8,0	6,5	16,8	—	21,1	12,8	—	—	4,90	16,7
<i>n</i>	69,4	54,6	62,3	57,5	70,4	76,0	73,4	68,0	71,0	54,8	68,5	55,4	64,0
<i>t</i>	1,37	1,5	1,6	1,1	1,1	1,1	1,2	0,9	0,1	1,14	0,9	0,9	0,8
$\Phi$	4,63	14,7	8,6	1,2	5,3	2,24	11,5	12,6	14,9	39,5	26,8	16,6	19,6
<i>Q</i>	3,7	2,0	8,1	10,1	12,4	5,1	20,2	9,9	17,3	21,5	17,6	25,6	16,0

Т а б л и ц а 28 (окончание)

Параметры	201	202	203	204	205	3	320	501	7	9	219	5	8
<i>a</i>	8,8	7,0	8,4	6,9	8,2	7,3	11,2	5,8	9,8	9,5	6,3	9,0	10,8
<i>c</i>	7,3	8,5	5,5	7,3	6,6	6,6	6,0	6,3	6,0	6,6	6,7	6,3	4,8
<i>b</i>	11,3	13,2	14,9	10,4	11,8	12,2	11,2	14,5	9,8	6,8	11,4	4,2	7,4
<i>s</i>	72,6	71,3	71,2	75,2	73,4	73,9	71,6	73,9	74,4	77,1	75,6	80,5	77,0
<i>a'</i>	2,5	8,7	—	—	13,3	5,9	—	30,2	4,3	—	13,6	25,0	15,1
<i>f'</i>	55,0	50,5	48,5	56,9	56,6	59,0	59,9	42,0	54,5	65,0	47,5	66,0	68,7
<i>m'</i>	42,6	40,8	36,8	38,2	30,1	35,1	27,8	27,8	41,3	30,8	38,9	9,0	16,2
<i>c'</i>	—	—	14,7	4,9	—	—	12,3	—	—	4,2	—	—	—
<i>n</i>	66,6	65,3	61,0	66,6	82,6	60,8	80,2	58,0	68,0	72,3	68,9	53,3	65,2
<i>t</i>	0,8	0,6	0,7	1,2	0,09	0,9	0,1	0,8	0,8	0,4	1,4	0,5	0,7
$\Phi$	10,1	20,2	16,2	13,6	21,6	35,1	40,7	35,4	28,4	34,2	37,0	10,3	52,3
<i>Q</i>	20,8	20,1	20,1	29,1	23,8	26,6	14,8	30,9	23,2	28,6	13,9	36,7	26,6

некоторое количество глинозема, причем наибольшая ассимиляция, видимо, происходила в верхних частях магматического очага, так как первые порции лавы пирокластички и апикальные части куполов пересыщены глиноземом и содержат магматический гранат. Надо полагать, что ассимиляция глинозема и образование граната — явление нередкое, что отмечалось нами и прежде (Малеев, 1962<sub>4</sub>).

Малые интрузии располагаются в области глубокого разлома, с которым связаны вулканогенные образования третьей фазы — в северо-западной и юго-восточной частях Выгорлат-Гутинской гряды. Взаимоотношения их с остальными породами также позволяют отнести их к третьей фазе, поскольку они прорывают осадочные отложения паннона и перекрываются вулканогенными образованиями четвертой фазы. Химизм малых интрузий полностью совпадает с химизмом вулканогенных образований третьей фазы. Изложенные факты позволяют сделать вывод, что малые интрузии представляют собой гипабиссальные аналоги вулканогенных образований третьей фазы. Таким образом, нет никаких

Числовые характеристики горных пород четвертой фазы вулканизма

Параметры	6	45	3424	39-а	8	39	2018	1973	7	2390	49	2391	3496-а	52
<i>a</i>	7,3	7,19	7,7	6,58	6,5	7,5	6,7	8,14	5,9	6,52	9,67	10,38	7,6	13,9
<i>c</i>	7,1	9,24	8,5	7,93	9,2	7,0	8,7	7,14	6,9	7,12	6,51	6,41	7,7	4,9
<i>b</i>	15,3	12,64	12,9	16,58	11,6	16,5	13,6	13,14	14,3	11,98	11,08	8,65	9,5	7,3
<i>s</i>	70,3	70,93	70,9	68,91	72,7	68,9	71,3	71,58	72,9	74,38	72,74	74,62	75,2	73,9
<i>a'</i>	14,6	—	3	—	20,3	—	5,4	5,43	35,4	15,55	7,6	6,70	—	5,9
<i>f'</i>	56,2	41,47	60,0	35,86	44,9	36,0	48,2	53,27	56,0	44,44	66,4	55,9	53,0	68,1
<i>m'</i>	29,5	56,79	36,0	50,64	34,8	50,9	46,5	41,30	8,6	40,0	25,3	37,5	44,7	26,0
<i>c'</i>	—	1,70	—	13,63	—	13,43	—	—	—	—	—	—	2,3	—
<i>n</i>	62,0	60,0	58,0	74,46	57,8	55,6	55,3	50,88	58,5	61,22	69,0	41,7	45,3	72,7
<i>t</i>	1,0	1,0	1,0	0,8	1,0	0,8	0,9	0,9	1,0	0,90	0,87	0,87	0,9	—
$\Phi$	5,7	8,0	27,0	7,9	15,2	10,1	17,1	22,9	28,3	13,30	13,60	15,0	4,5	6,2
<i>Q</i>	18,9	18,2	17,9	17,4	23,2	35,9	20,7	19,7	27,1	27,7	19,63	32,4	27,5	15,1
Параметры	103	6/2	3419	301	2	3116	8018-а	304	101	126	975	1-Д	619	
<i>a</i>	10,3	8,5	10,98	15,0	10,4	10,68	7,7	15,6	9,9	16,8	4,9	4,1	4,8	
<i>c</i>	1,9	5,6	4,30	1,7	2,2	2,37	6,8	1,3	1,4	0,7	13,1	11,9	10,7	
<i>b</i>	8,5	10,7	6,46	5,8	10,2	8,65	4,3	4,4	13,6	6,7	17,1	20,8	19,3	
<i>s</i>	79,3	75,2	78,26	77,5	77,2	78,29	81,2	78,7	75,1	75,8	64,9	63,2	65,2	
<i>a'</i>	—	20,0	55,91	—	81,3	56,25	—	—	71,2	—	—	—	—	
<i>f'</i>	58,7	63,0	16,17	61,6	12,0	33,59	79,0	72,3	20,7	28,8	42,1	42,6	47,3	
<i>m'</i>	26,3	17,0	27,95	19,8	6,7	10,16	16,2	26,2	8,1	45,2	46,6	47,5	44,7	
<i>c'</i>	14,9	—	—	18,6	—	—	4,8	1,5	—	26,0	11,3	9,9	8,0	
<i>n</i>	77,5	64,0	49,36	66,7	51,2	58,22	49,1	82,6	62,3	48,5	90,6	89,3	57,6	
<i>t</i>	0,4	0,9	0,26	0,35	0,26	—	0,3	0,1	0,3	0,3	0,1	0,3	1,1	
$\Phi$	29,1	19,2	—	2,3	9,3	—	67,7	6,2	6,6	11,5	30,5	19,9	13,0	
<i>Q</i>	36,1	37,0	30,3	23,3	31,4	—	40,2	24,9	29,0	17,3	6,9	6,3	10,1	
Параметры	125	11	600	40	5175	167	304	64	609	50	1558-4	3252	140	
<i>a</i>	6,63	6,5	5,4	9,6	10,74	5,66	7,4	5,7	5,9	4,1	6,92	9,21	6,0	
<i>c</i>	9,57	8,1	10,1	8,4	7,55	8,50	8,4	9,2	9,2	10,5	8,02	8,32	10,5	
<i>b</i>	18,87	19,6	18,0	16,9	18,84	20,28	14,7	18,7	18,1	16,9	19,15	13,63	13,0	
<i>s</i>	64,91	65,8	66,5	65,1	62,87	65,56	69,5	66,4	66,8	68,5	65,84	68,84	70,5	
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>f'</i>	42,36	45,7	46,7	56,2	44,0	33,91	62,1	49,4	42,7	47,8	41,91	49,19	50,6	
<i>m'</i>	43,51	39,1	46,8	35,6	10,0	51,04	27,8	45,2	51,0	46,6	49,63	42,78	44,3	
<i>c'</i>	14,12	15,2	6,5	8,2	4,6	15,03	10,1	5,4	6,3	5,6	8,45	16,1	5,1	
<i>n</i>	65,21	66,7	70,4	83,3	55,0	65,0	74,0	65,0	66,0	60,7	69,39	50,0	65,0	
<i>t</i>	1,2	—	—	1,4	1,4	1,07	—	0,9	—	0,8	1,0	0,9	0,95	
$\Phi$	8,7	—	—	37,0	27,4	9,8	—	36,5	—	44,3	12,1	24,1	12,8	
<i>Q</i>	7,0	10,5	12,1	3,6	3,0	11,28	15,8	12,2	12,6	18,3	9,7	11,0	18,5	
Параметры	25	26	3414	310	348	90	75	116	374	133	658	112	5	
<i>a</i>	7,7	8,9	8,29	6,6	8,1	6,54	9,7	13,5	12,9	14,2	12,2	13,8	9	
<i>c</i>	8,6	7,0	9,23	8,4	8,73	19,26	9,0	2,9	2,9	0,5	2,4	2,7	1,3	
<i>b</i>	15,4	16,0	13,38	17,0	15,57	8,14	7,7	4,4	5,6	6,6	5,8	2,5	9,6	
<i>s</i>	68,3	68,1	69,1	68,0	67,6	66,06	73,6	79,2	78,6	78,7	79,7	81,0	80,1	
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	24,0	—	57,5	42,2	86,9	
<i>f'</i>	58,6	65,6	53,51	41,2	40,18	35,38	87,0	80,3	70	39,6	36,8	38,2	9,7	
<i>m'</i>	33,7	27,7	39,46	40,0	45,66	48,70	10,0	16,6	6,0	3,9	5,8	20,6	3,4	
<i>c'</i>	7,7	6,7	7,02	8,8	14,15	15,88	3,0	3,1	—	7,8	—	—	—	
<i>n</i>	71,0	64,5	59,82	7,6	70,17	61,7	76,2	60,0	68,4	73,1	52,2	61,2	26,5	
<i>t</i>	1,16	1,8	1,1	—	1,0	0,95	0,8	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,8	
$\Phi$	18,4	19,1	22,7	—	10,9	8,63	72,0	—	—	—	—	23,5	9,7	
<i>Q</i>	22,2	11,5	12,3	14,4	10,3	2,0	18,8	28,5	28,5	28,5	32,6	—	40,9	

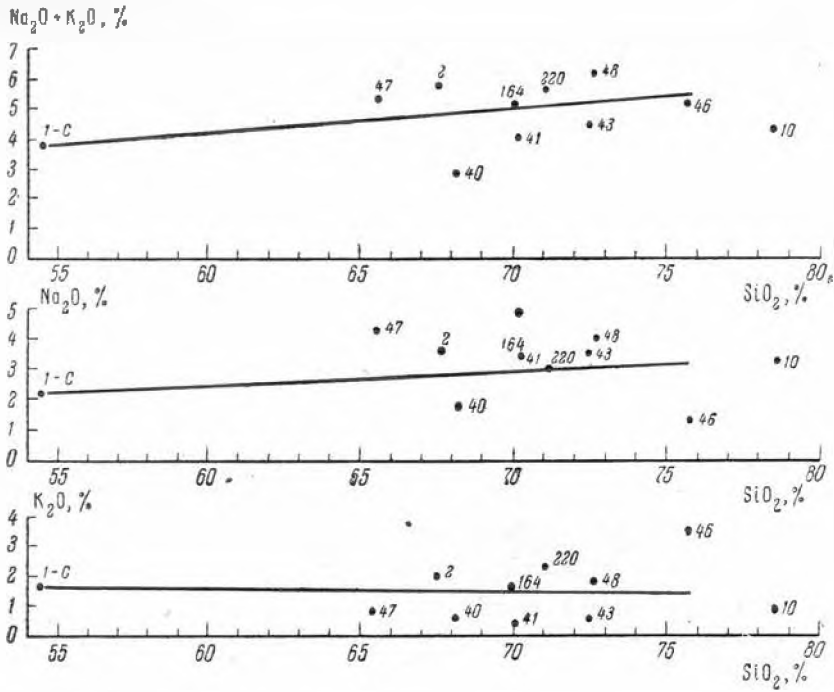


Рис. 93. Вариационная диаграмма пород первой фазы вулканизма

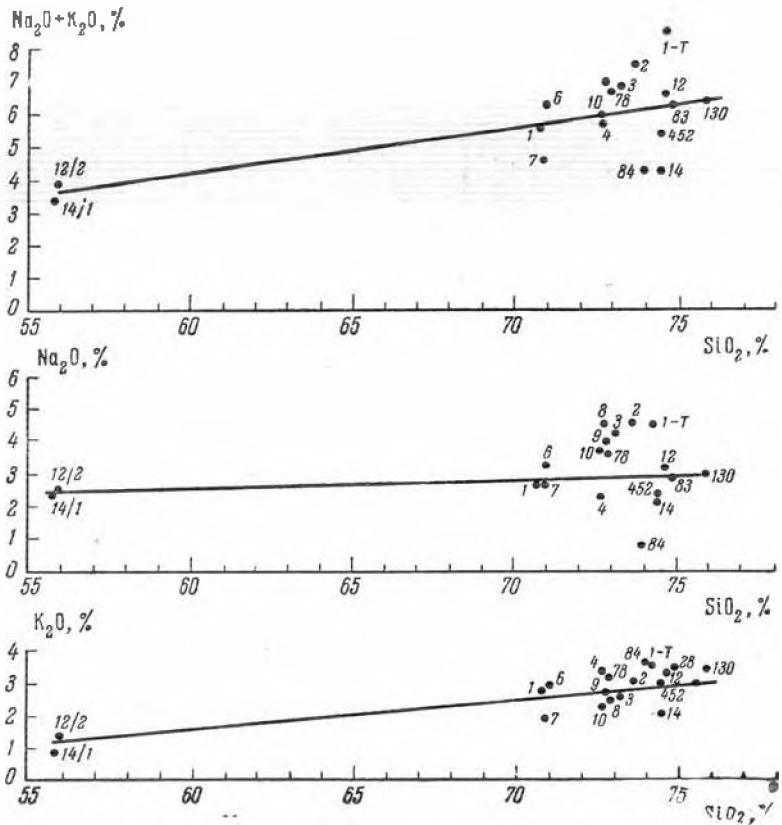


Рис. 94. Вариационные диаграммы пород второй фазы вулканизма

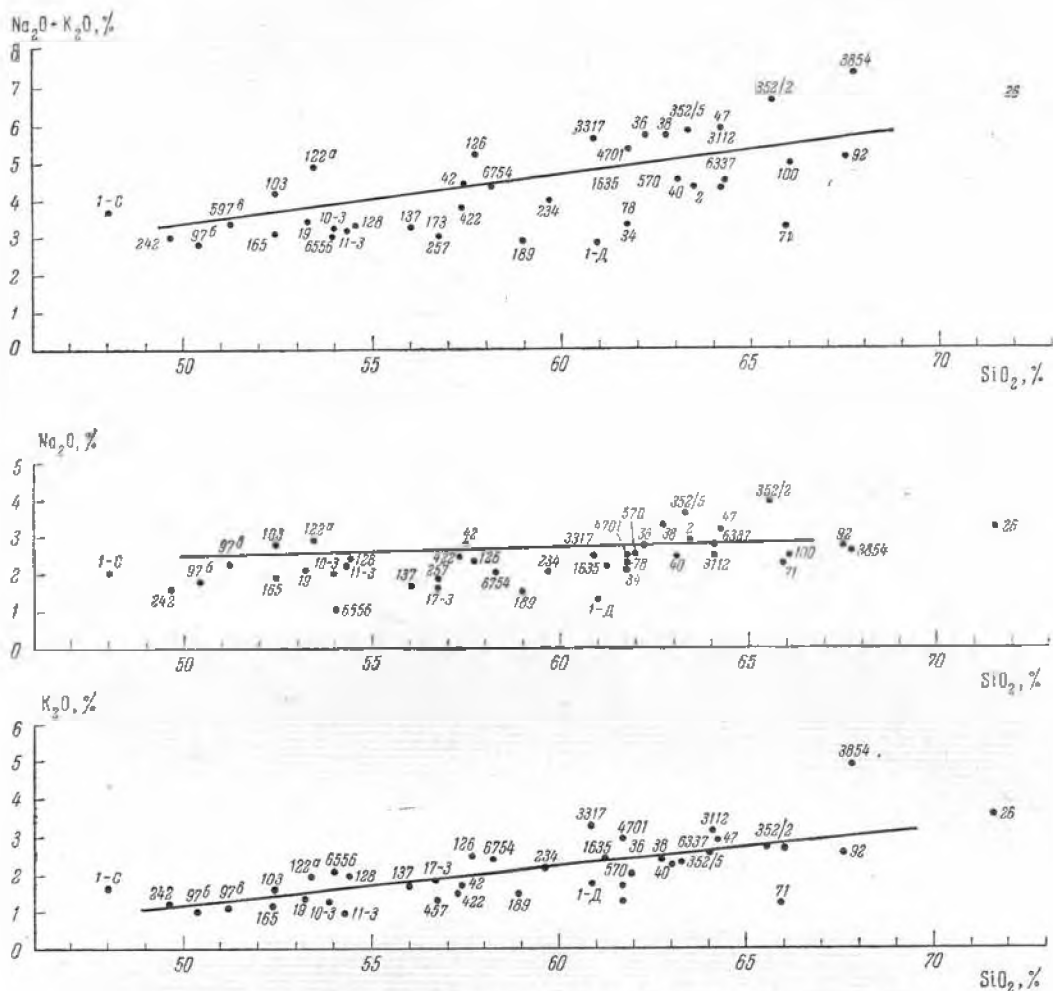


Рис. 95. Вариационные диаграммы пород третьей фазы вулканизма

оснований считать малые интрузии обособленной специфической группой, как это полагали Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская (1958), и относить их к более древним образованиям, чем вулканы, слагающие Выгорлат-Гутинскую гряду.

Породы, характерные для вулканизма платформенного типа, значительно отличаются от пород, связанных с орогенным вулканизмом отсутствием разновидностей кислого состава.

На диаграмме Заварицкого (см. рис. 92, табл. 31) хорошо видны два роя векторов: менее щелочной и более щелочной. Рой векторов, отличающийся пониженной щелочностью, характеризует более ранние продукты вулканизма платформенного типа, проявившегося в виде экструзий, шлаковых конусов, небольших лавовых потоков. Векторы этого роя на плоскости  $ASB$  весьма пологие и направлены влево, что свидетельствует о пересыщенности пород глиноземом. Рой векторов более щелочных пород относится к последним экструзиям андезит-базальта, обладающим столбчатой отдельностью и трубками взрыва. Векторы этого роя повернуты вправо, что указывает на избыток извести. Описываемые породы являются наиболее щелочными из всех рассмотренных основных пород Закарпатья, причем щелочность их возрастает (по мере увеличе-

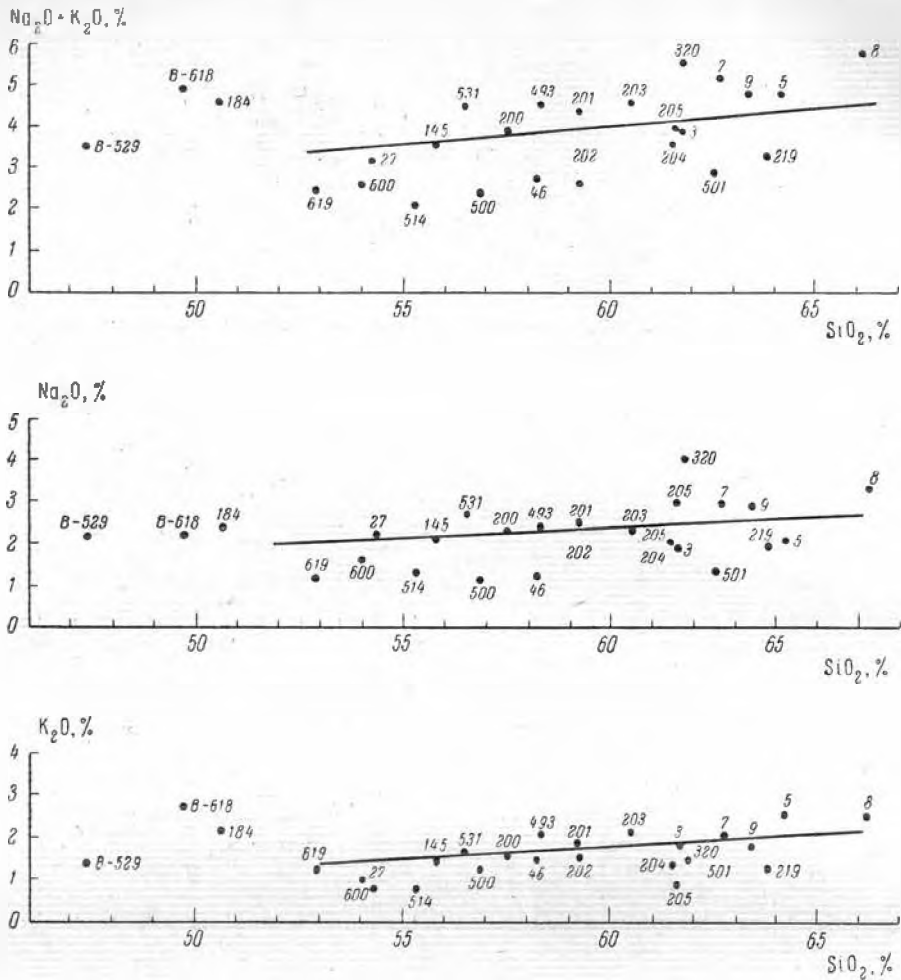


Рис. 96. Вариационные диаграммы пород малых интрузий

ния количества кремнезема) за счет калия, даже при уменьшении количества натрия. Многие анализы показали содержание  $K_2O$  до 2—3%.

Как уже было сказано выше, во время проявления всех четырех фаз вулканизма орогенного типа наблюдалось неуклонное возрастание щелочности пород, главным образом за счет увеличения количества калия. С наступлением вулканизма платформенного цикла щелочность пород резко уменьшилась, но в заключительную стадию количество щелочей снова резко возросло и превысило щелочность предыдущих продуктов вулканической деятельности.

На вариационной диаграмме (см. рис. 98) хорошо видно, что увеличение количества щелочей при повышении кислотности идет главным образом за счет калия, даже при снижении количества натрия, что не наблюдалось в породах вулканизма орогенного типа. Избыток глинозема в более ранних экструзиях и их более кислый состав можно объяснить частичной ассимиляцией вмещающих пород и дифференциацией первых порций лавы в подводящих каналах.

Железистость и магниальность пород вулканизма платформенного типа также имеет свои особенности. В ранних продуктах наблюдает-

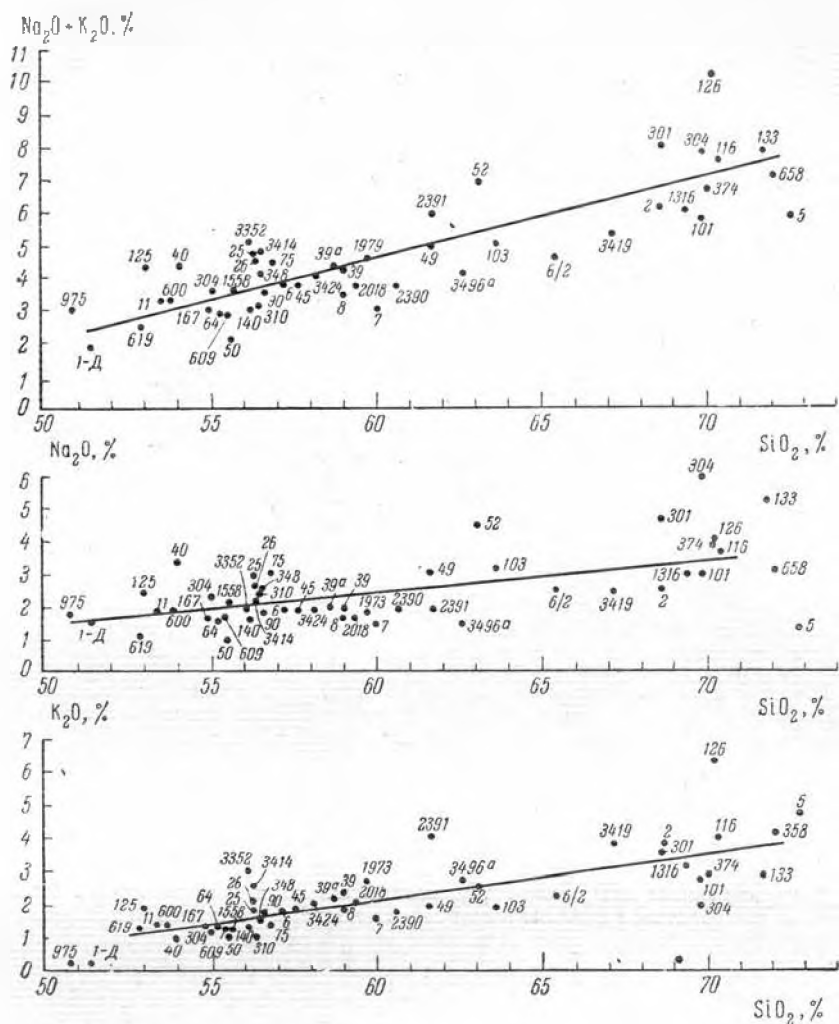


Рис. 97. Вариационные диаграммы пород четвертой фазы вулканизма

ся небольшое уменьшение общего количества железа и резкое — магния по сравнению с породами орогенного вулканизма, но последние экструзии андезито-базальта дают резкое скачкообразное увеличение количества железа и значительное — магния (рис. 99).

Повышение щелочности (особенно увеличение количества калия), а также железистости, вероятно, является характерным вообще для заключительных экструзий вулканизма платформенного типа, что наблюдается почти во всех областях проявления вулканизма платформенного типа.

Мы располагаем значительным количеством спектральных анализов различных неизменных вулканитов. К сожалению, на основании полученных данных нам не удалось установить специализацию магмы в отношении эндогенного металлического оруденения. Одни металлы присутствуют почти в равных количествах во всех пробах, а другие не отмечены во всех пробах, и только некоторые элементы присутствуют не во всех пробах. Галлий, кобальт, никель, медь, хром, стронций, барий и ванадий присутствуют во всех пробах. Очень редко и в незначительных

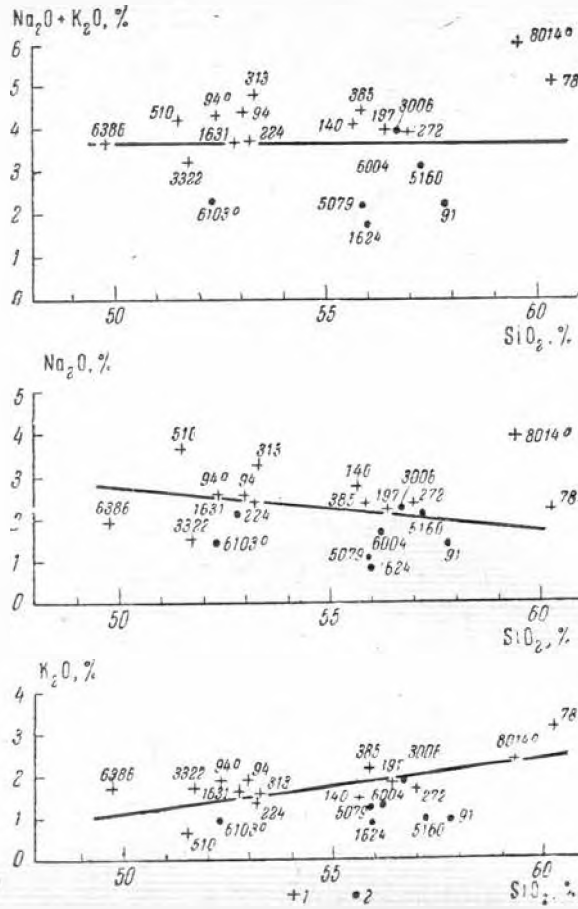


Рис. 98 Вариационные диаграммы пород вулканизма платформенного типа. Крестиками отмечены анализы пород заключительных экзтрузий

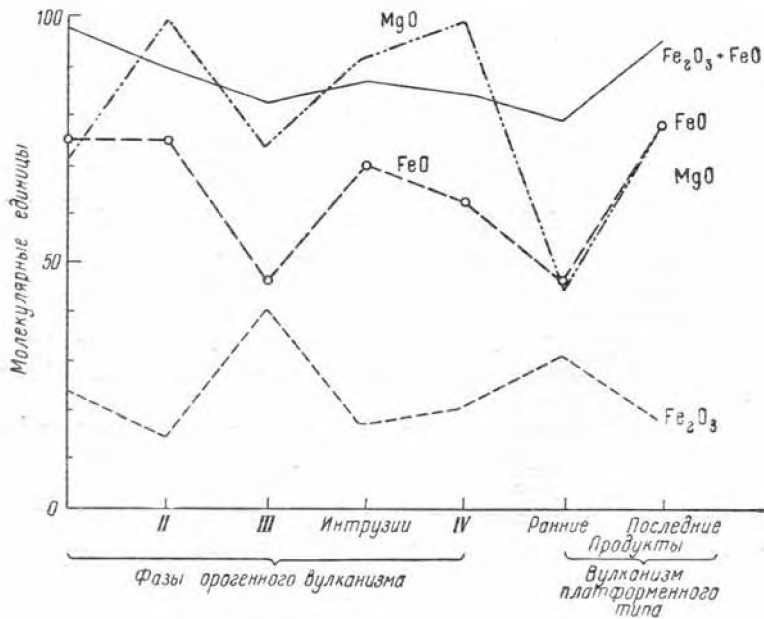


Рис. 99. График изменения железистости и магнезиальности горных пород

Молекулярные количества железа и магния в породах, содержащих SiO<sub>2</sub> не менее 60%

Молекулярные количества	Вулканизм орогенного типа				Вулканизм платформенного типа			
	I фаза	II фаза	III фаза	малые интрузии	IV фаза	ранние породы	поздние породы	средние породы
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23	14,5	39,6	16,4	21	31,0	18,6	22,8
FeO	75	75	45,9	70,2	63	47,2	76,1	69,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	98	89,5	85,5	86,6	84,8	79,2	94,7	91,8
MgO	72	99,5	73,5	92,4	99,6	45,4	78,5	68,8

количествах находятся висмут, молибден, серебро. Скандий, свинец и цинк содержатся не во всех пробах, но там, где они есть, содержание их колеблется относительно незначительно. Результаты спектральных анализов<sup>1</sup>, сгруппированные по породам различных фаз вулканизма, выражены в процентах количества проб, относящихся к каждой фазе (табл. 32).

Результаты спектральных анализов показывают, что на породы второй фазы вулканизма приходится относительно малое количество проб со свинцом и цинком, однако с этой фазой вулканизма связаны промышленные месторождения указанных металлов. Следовательно, по имеющимся данным спектральных анализов мы пока не можем решать вопросы специализации магмы в отношении эндогенного металлического оруденения.

Приведенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Химизм вулканогенных образований орогенного и платформенного типа резко различен. Горные породы вулканизма орогенного типа формировались в течение четырех фаз, причем каждая фаза развивалась гомодромно. Горные породы вулканизма платформенного типа представлены разновидностями только основного состава.

2. Вулканогенные образования орогенного и платформенного циклов представлены нормальными известково-щелочными породами, относящимися в общей своей массе к типам Пеле и Лассен-Пик, сильно насыщенными кремнеземом.

3. В процессе развития четырех фаз вулканизма орогенного цикла от первой к четвертой фазе наблюдается общее увеличение щелочности пород, причем наиболее резко в кислых породах. Увеличение щелочности происходит в основном за счет калия и частично натрия.

4. В кислых и средних породах наблюдается избыток глинозема; минералогически это выражается появлением магматического граната, близкого к алмадину.

5. Обогащенность пород железом проявляется в развитии сильно железистых пироксенов и оливинов.

6. Химизм малых интрузий близок к химизму вулканогенных образований третьей фазы, что позволяет относить их к одной и той же фазе

<sup>1</sup> Анализы выполнены А. М. Сапожниковой в Институте вулканологии СО АН СССР. Чувствительность элементов в процентах следующая: бериллий — 0,0003; скандий — 0,005; свинец — 0,005; галлий — 0,001; висмут — 0,005; молибден — 0,0003; ванадий — 0,0003; медь — 0,003; серебро — 0,0003; цинк — 0,03; кобальт — 0,001; никель — 0,001; цирконий — 0,01; хром — 0,001; барий — 0,005.

## Числовые характеристики горных пород вулканизма платформенного типа

Параметры	6386	510	3322	6103-а	94-а	1631	94	244	313	140	385
<i>a</i>	7,31	9,0	6,11	4,9	8,2	8,1	8,8	7,5	10,1	8,4	8,6
<i>c</i>	22,08	7,7	19,14	12,1	7,2	11,1	8,6	7,3	9,7	7,8	8,5
<i>b</i>	8,70	21,9	10,05	17,8	21,4	10,7	16,9	22,1	14,5	16,9	14,5
<i>s</i>	61,91	61,4	64,60	65,2	63,2	70,1	65,7	63,1	65,4	66,9	68,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	1,4	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	57,95	42,6	60,62	58,8	44,1	69,6	59,0	39,5	47,0	50,2	50,5
<i>m'</i>	33,77	39,7	34,36	26,2	39,8	29,0	25,7	40,7	37,0	21,5	31,0
<i>c'</i>	8,28	17,7	5,02	15,0	16,1	—	15,3	19,8	16,0	28,3	18,5
<i>n</i>	62,00	90,6	57,14	69,6	67,8	65,4	66,7	73,6	77,0	75,0	62,7
<i>t</i>	2,1	1,7	1,49	1,2	3,1	1,4	1,6	1,0	1,2	1,0	1,8
$\Phi$	14,6	5,8	16,22	27,5	9,9	8,7	5,2	19,8	18,0	30,3	10,2
<i>Q</i>	12,88	2,9	2,06	8,5	2,8	12,9	5,3	3,9	6,5	9,2	11,4

Параметры	5079	1624	6004	197	3006	110	5160	91-6	801-а	78
<i>a</i>	4,27	3,2	5,82	7,68	7,6	8,0	6,3	4,5	11,3	9,2
<i>c</i>	11,20	8,7	10,95	9,04	10,1	10,6	15,9	8,3	6,8	5,6
<i>b</i>	15,25	18,1	12,15	14,04	10,0	10,4	9,35	18,9	14,6	14,9
<i>s</i>	69,28	70,0	72,12	69,24	72,3	71,0	72,30	68,3	67,3	70,3
<i>a'</i>	42,5	42,9	22,0	—	22,6	—	50	23,9	—	—
<i>f'</i>	38,1	49,0	60,0	48,96	67,6	57,1	48	46,6	45,8	43,7
<i>m'</i>	19,4	8,1	18,0	43,29	9,8	39,3	2,0	29,5	1,6	34,9
<i>c'</i>	—	—	—	7,73	—	3,6	—	—	49,6	21,4
<i>n</i>	55,2	59,1	66,7	64,15	68,0	68,5	76,2	69,0	72,6	51,5
<i>t</i>	1,1	2,0	1,0	2,0	1,4	1,0	1,1	0,4	8,0	0,8
$\Phi$	13,5	7,3	22,0	17,5	61,7	27,1	27,0	34,3	40,7	26,0
<i>Q</i>	8,9	34,9	20,6	14,1	19,3	15,4	16,15	19,3	5,2	16,6

Таблица 32

## Спектральные анализы вулканитов Закарпатья\*

Металл	Количество проб с металлами				Содержание металла, %
	вулканизм орогенного цикла			вулканизм платформенного цикла	
	II фаза	III фаза	IV фаза		
Скандий . . . . .	10	30	35	15	0,00 п
Свинец . . . . .	57	70	95	100	0,0 п
Цинк . . . . .	25	45	42	50	0,0 п

\* Данные пород первой фазы не учтены вследствие малого количества проб.

магматизма. Подтверждением этого является соответствие их стратиграфического положения и совместное залегание.

7. Более ранние породы вулканизма платформенного цикла резко недонасыщены щелочами и пересыщены свободным глиноземом. Заключительные экструзии андезитобазальта имеют повышенную щелочность и избыток извести. Увеличение щелочности идет только за счет калия при снижении натрия.

8. При общей тенденции возрастания роли щелочей во времени первые продукты вулканизма платформенного типа имеют резко заниженное содержание щелочей. В последующих продуктах вулканизма проявляется резкое скачкообразное возрастание их.

9. Тип химизма вулканических продуктов Карпатской дуги и изменение их состава во времени имеют общие черты с типом химизма и составом продуктов развивающейся Камчатско-Курильской вулканической дуги.

## Условия дифференциации магмы

---

Вопросы природы, происхождения и дифференциации магмы обсуждаются с конца XIX в. и вместе с тем они до сих пор не решены в полной мере, поскольку нет возможности вести непосредственные наблюдения за процессами возникновения магмы и дальнейших ее превращений. Вместе с тем изучение пространственного распространения, последовательности образования, изменения состава и минералогических особенностей магматических горных пород, а также связи их с тектоникой позволяют делать выводы и предположения об изменениях магмы в пределах магматических очагов и во время продвижения ее к поверхности. В частности, имеющийся материал по вулканизму Закарпатья позволяет сделать выводы о типах магм, условиях дифференциации ее в магматических очагах, дифференциации в подводящих каналах и оценить роль процессов ассимиляции.

Большое значение для решения вопросов образования и дифференциации магмы имеют труды Совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Ф. Ю. Левинсона-Лессинга<sup>1</sup>. Работы Г. Д. Афанасьева, М. В. Гзовского, Ю. А. Кузнецова, М. Ю. Шеймана, Е. К. Устиева и др. посвящены общим вопросам магматизма. Многие работы доказывают вероятность существования гранитной, базальтовой и, возможно, ультраосновной магм.

Развитие геосинклиналей, как правило, сопровождается вулканическими проявлениями, однако они наиболее характерны для эвгеосинклиналей и в меньшей степени — для миогеосинклиналей. На первом этапе развития геосинклинали на начальной стадии проявляется эффузивный вулканизм, преимущественно основного состава, а на последующих — интрузивный, вначале в виде основных пород, а затем — гранодиоритов и гранитов. В последнюю, орогенную стадию развития геосинклинали с периодом образования межгорных впадин и прогибов связано развитие эффузивного или плутонического вулканизма. Для первой его стадии обычно характерно преобладание продуктов кислого состава над основными, а во вторую, наоборот, — основного над кислыми. Развитие вулканизма и в пределах Восточных Карпат подчинялось указанной выше закономерности. Последняя стадия развития вулканизма проявилась уже в период завершенной складчатости. С этим периодом связаны извержения недифференцированных продуктов основного состава. Магма поднималась по трещинам преимущественно субмеридионального направления, перпендикулярного общекарпатскому. Этот тип вулканизма, свойственный областям завершенной складчатости и молодых плат-

<sup>1</sup> Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.

форм, условно назван нами «платформенным (постороженным) вулканизмом».

Данные наших исследований в Закарпатье позволяют говорить о существовании взаимосвязи вулканизма и тектоники, характера дифференциации магмы и тектонических структур. Дифференциация магмы протекает в определенной геологической обстановке и должна рассматриваться в зависимости от геологического развития области и типов вулканизма: геосинклинального, орогенного и платформенного.

Существует, однако, и другая точка зрения, отрицающая зависимость петрохимии вулканических пород от геологического строения и тектоники региона, с чем мы не можем согласиться. Наиболее ярко она выражена в работах Г. С. Горшкова, который считает, что «...петрохимические особенности отдельных типов континентального класса пород зависят не от конкретной геологической или тектонической обстановки, а лишь от расстояния, на которое удалены те или иные вулканы в глубь континента от островной дуги и от границы континентального и океанического типов земной коры. Так, современные внутриконтинентальные вулканы Уюн-Холдонги, расположенные в северной части Сийнской платформы (протерозой), вулканы Тибета (Кунь-Лунь — область палеомезозойской складчатости) или вулканы Северо-Восточной Азии (область палеозойской складчатости), расположенные в самой различной геологической и тектонической обстановке, изливают лавы достаточно близкие в петрохимическом отношении» (Горшков, 1963, стр. 8). С выводами автора нельзя согласиться, так как во всех этих случаях вулканизм приурочен к континентальному типу земной коры и вулканы находятся в области завершённой складчатости, где, хотя и в различное время, но везде образовалась мощная консолидированная земная кора, в пределах которой в плиоцен-четвертичное время развивался вулканизм платформенного типа. Иными словами, в рассмотренных Г. С. Горшковым случаях была одна и та же геологическая обстановка. Далее он отмечает, что петрохимические особенности вулканических пород островных дуг также аналогичны вследствие того, что «очаги питания вулканов лежат за пределами земной коры — в верхней мантии». Здесь автор также рассматривает вулканы, приуроченные к одному определенному типу вулканизма. В то же время, петрохимические различия вулканизма континентального типа и основных дуг указывают на различную тектоническую обстановку. Кроме того, если бы Г. С. Горшков рассматривал и другие типы вулканизма, не проявляющиеся в настоящее время, надо полагать, он пришел бы к другим выводам.

### **Дифференциация магмы в период развития вулканизма геосинклинального типа**

Вулканизм геосинклинального типа в Закарпатье характеризуется преобладанием продуктов основного состава.

В период замыкания геосинклинали в эоцене происходило накопление кислых эксплозивных продуктов. Мы не располагаем данными для установления взаимосвязи между продуктами основного и кислого состава. Выводы наши могут базироваться только на общих закономерностях развития магматизма в геосинклиналях (Афанасьев, 1963; Гзовский, 1963; Кузнецов, 1963; Шейнманн, 1963; Устиев, 1963). В начальной период развития геосинклинали из магматических очагов, расположенных в пределах верхней мантии, на поверхность Земли поступает основная недифференцированная магма. В период замыкания геосинклинали образуются кислые интрузии, источником которых, вероятно, являются магматические очаги и гранитные магмы, расположенные в пределах сиала. Продукты вулканизма основного и кислого состава Восточных Карпат,

по нашим данным, связаны с различными магматическими очагами. Вулканогенные образования, накапливавшиеся в период заложения геосинклинального трога и образования флишевых осадков, представленные офиолитами, спилитами, диабазами и другими разновидностями пород основного состава, вероятно, связаны с магматическими очагами, расположенными в пределах верхней мантии. Источником пирокластических продуктов липаритового состава в период замыкания геосинклинали являются магматические очаги гранитной магмы, возникшей в областях сиала. Доказательством различия магм продуктов вулканизма основного и кислого состава для данной геологической обстановки является резкое различие их петрохимического состава, а также отсутствие продуктов вулканизма среднего состава.

Преобладание основных недифференцированных лав в период заложения геосинклинального трога обусловлено сжимающим действием давлений, вследствие чего образовались узкие трещины, по которым магма быстро поднималась к поверхности Земли. Эти условия не способствовали дифференциации магмы. В последнюю стадию заполнения геосинклинального трога проявлялись восходящие движения, способствовавшие образованию ослабленных зон и возникновению в них магматических очагов второго порядка. Эти условия были благоприятны для дифференциации магмы. Поэтому на последних стадиях заполнения геосинклинального трога во многих областях появляются кислые дифференциаты (кератофиры), не характерные для Восточных Карпат.

### **Дифференциация магмы в период развития вулканизма орогенного типа**

Развитие вулканизма орогенного типа протекает в сложной геологической обстановке. На фоне общего поднятия области происходят резкие дифференциальные движения в среде еще полностью не литифицированных масс. Преобладание восходящих движений является особенно благоприятным для образования ослабленных зон, в которые поступает магма. В периферических очагах происходит дифференциация магмы и частичная ассимиляция вмещающих горных пород. Дифференциация магмы в орогенный период происходит: 1) в периферических магматических очагах, 2) в подводящих каналах и 3) в самих лавовых потоках, что и порождает многообразие составов лав и туфов.

### **Дифференциация магмы в магматических очагах**

Из всех вулканогенных образований орогенного цикла наиболее хорошо обнажены и детально изучены продукты вулканизма третьей и четвертой фаз, слагающие Выгорлат-Гутинскую гряду. Геологический и петрохимический анализ материалов позволяет сделать некоторые выводы о характере дифференциации магмы.

В начальные периоды каждой фазы на поверхность Земли поступали недифференцированные основные продукты, представленные базальтами, андезито-базальтами и их туфами. Многочисленные центры извержений распределяются на значительных площадях шириной 10—15 км и длиной иногда более сотни километров. Можно предполагать, что на больших глубинах имеются магматические очаги, площади которых близки площадям распространения центров эрупции. В пределах указанных площадей в конце третьей фазы проявились экструзии лав от андезито-дацитового до липарито-дацитового состава. Районы распространения дифференцированных продуктов эрупций (всего в несколько километров в поперечнике) вписываются в общую площадь эрупций основного со-

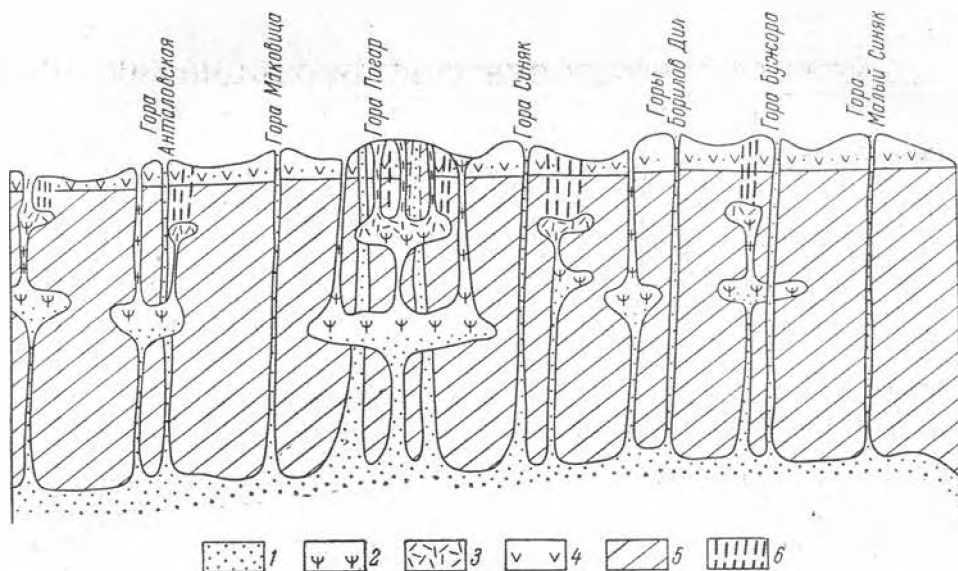


Рис. 100. Гипотетический разрез вдоль Выгорлат-Гутинской гряды

1 — магма основного состава; 2 — средне-кислого состава; 3 — магма кислого состава; 4 — вулканогенные образования; 5 — земная кора; 6 — эндогенные эксгаляции

става. Они вытянуты перпендикулярно общему направлению зоны развития основных лав. Расстояние между отдельными полями кислых лав около 20 км и только в одном случае — до 40 км (см. рис. 12). Аналогичное расположение площадей развития эрупций характерно и для четвертой фазы вулканизма (см. рис. 34). В последнем случае в область развития пород среднего состава вписана площадь области развития экструзий липарита. Эти данные позволяют нам сделать вывод о том, что при формировании глубинного магматического очага магма поднималась по трещинам и проявлялась на поверхности Земли в виде продуктов основного состава. В более верхних горизонтах образовались более мелкие магматические очаги (второго порядка), вероятно расположенные в пределах земной коры и дававшие продукты среднекислого состава. В свою очередь от очагов магмы среднекислого состава обособились конечные продукты дифференциации магмы — липариты.

В указанных продуктах дифференциации сохраняются особенности минералогического состава исходной основной магмы. Так, например, для всех вулканогенных образований четвертой фазы, развитых к северу от г. Мукачево, характерен оливин. Он присутствует в андезито-базальте, андезито-даците и в липарите. Оливин в кислых разностях пород становится более железистым. Химизм пород изменяется от основных к кислым закономерно, что хорошо видно на диаграммах А. Н. Заварицкого. Все фигуративные точки, отображающие породы широкого химического диапазона, ложатся в пределах дифференционных рядов.

Гипотетический разрез вдоль Выгорлат-Гутинской гряды в период развития четвертой фазы вулканизма изображен на рис. 100. Общее количество дифференцированных продуктов невелико. Ориентировочный подсчет количества продуктов разного состава сведен в табл. 33. Как видно из таблицы, общие количества вулканических продуктов третьей и четвертой фаз определяются в  $1000 \text{ км}^3$ , более кислые дифференциаты (дациты) третьей фазы составляют всего лишь  $20\text{--}40 \text{ км}^3$ , т. е.  $2\text{--}4\%$ . Для Камчатки, по данным В. И. Влодавца (1939), глубинные породы составляют  $2,47\%$ , андезиты, базальты и их туфы  $97,1\%$  и липариты,

Количества продуктов вулканизма орогенного и платформенного циклов, кля<sup>3</sup>

Цикл вулканизма	Основные		Средние		Кислые		Общее количество вулканических продуктов
	лавы	лпро-клястикка	лавы	лпро-клястикка	лавы	лпро-клястикка	
Орогенный							
I фаза	5 (?)	?	—	—	?	4000— 5000	4000— 5000
II фаза	6	14	?	?	?	400	420
III фаза	75	≈900	10	30	—	—	1000
IV фаза	100	≈900	10	—	8,8	2,2	1000
Платформенный	9	1	—	—	—	—	10

дациты и их туфы 0,43%. В других областях современного вулканизма, в пределах всего Тихоокеанского вулканического кольца имеет место, примерно, такое же соотношение продуктов основного и кислого состава, т. е. резкое преобладание основных лав над кислыми.

В первой и второй фазах орогенного вулканизма Закарпатья, в отличие от третьей и четвертой, кислые продукты явно преобладают над продуктами основного состава. Такая закономерность характерна не только для Закарпатья, а является общей для вулканизма орогенного типа: для Охотского вулканического пояса (Устиев, 1959), Камчатки (Власов, 1958; Ротман, 1963), Сихотэ-Алиня (Фаворская и др., 1961), Кавказа (Паффенгольц, 1958), Японии и многих других областей. В первых фазах орогенного вулканизма кислые продукты всегда резко преобладают над основными, а в последних — основные над кислыми. Причем для первых фаз вулканизма характерно образование игнимбритов, которое, по Е. К. Устиеву (1961), связано с гранитными магматическими очагами. Это подтверждается и тем обстоятельством, что в типичных эвгеосинклиналях начальный период развития орогенной стадии геосинклинали характеризуется проявлением интрузий гранитоидов. Таким образом, можно сделать предположение, что в период развития геосинклинали, связанный с образованием глубоких прогибов, в земной коре образуется гранитная магма, которая в начале орогенной стадии развития геосинклинали приводит к накоплению мощных горизонтов пирокластикки на поверхности.

В последних фазах вулканизма кислые продукты составляют всего несколько процентов общей массы изверженного материала и здесь они являются следствием дифференциации базальтовой магмы, источником которой являются магматические очаги, расположенные в базальтовом слое или в области верхней мантии. Петрохимические и минералогические особенности вулканогенных пород подтверждают наличие двух типов магмы. На правой стороне петрохимических диаграмм четко видно, что фигуративные точки кислых продуктов извержений первых двух фаз лежат гораздо левее, чем двух последних.

Таким образом, вулканизм орогенного типа Закарпатья развивался в две стадии. В начальную стадию, объединяющую две первые фазы вулканизма, происходили извержения продуктов главным образом кислого состава<sup>1</sup>. Вероятно, источник их — «гранитоидные» магмы очагов земной коры. В конечную стадию, объединяющую две последние фазы

<sup>1</sup> Об условиях дифференциации магмы кислого состава судить трудно. Можно только отметить, что изменение пород шло от основных к кислым и среди кислых пород повышенная кислотность наблюдается в последних порциях лав (Ардово).

вулканизма, резко преобладают основные продукты извержения. Вероятно, источник их — магма очагов, расположенных в области верхней мантии. При этом кислые продукты являются дифференциатами описываемой магмы.

Если придерживаться взгляда, что существует только одна базальтовая магма и кислые продукты вулканизма первой и второй фаз являются также дифференциатами базальтовой магмы, то при этом процессе должно быть около 95% продуктов основного состава, исходя из того количества, какое мы имеем для III и IV фаз, т. е. чтобы образовалось 5000 км<sup>3</sup> продуктов кислого состава (объем продуктов I и II фазы), должно было быть около 100 000 км<sup>3</sup> продуктов основного состава.

### **Дифференциация магмы в подводящих каналах и периферических очагах**

Продукты извержений одних и тех же центров имеют непостоянный состав. Наиболее характерным примером этого является одновременное проявление крупнопорфировых базальтов и андезитов, гортонолитовых андезито-дацитов гор Гориллов Дил, андезито-дацитов горы Жорнина и липарито-дацитов с. Верхняя Визница. Эти лавы имеют целый ряд особенностей, только им присущих, что не вызывает сомнения в том, что они связаны с общим магматическим очагом.

В центральной части Выгорлат-Гутинской гряды крупнопорфировые андезиты и базальты периферической части предполагаемого магматического очага имеют наиболее кислый состав ( $\text{SiO}_2 = 57,71\text{—}58,20\%$ ), а в центральной части площади в пределах горы Бужоры и на ее склонах — более основной ( $\text{SiO}_2 = 47,95; 49,60\%$ ). Одновременно с уменьшением в них количества кремнезема уменьшается содержание калия и увеличивается содержание магния. Андезито-дациты периферических участков горы Жорнина, представленные первыми порциями магмы, содержат 65—63%  $\text{SiO}_2$ , а в центре эрулции лавы, представляющие конечный продукт извержения, содержат 56—59%  $\text{SiO}_2$ . В области предполагаемого центра магматического очага, в гортонолитовых лавах гор Бориллов Дил содержание  $\text{SiO}_2 = 54,82\%$  (андезито-базальт). На участках, наиболее удаленных от центра магматического очага, в породах содержится уже 70,48%  $\text{SiO}_2$ . В районе с. Верхняя Визница от купола липарито-дацита на горе Брдо отходит лавовый поток. Лавы конечной части потока гораздо кислее, чем лавы самого купола, сложенного последней порцией магмы.

Можно привести множество примеров повышенной кислотности первых порций магмы. Это позволяет предполагать проявление гравитационно-кристаллизационной дифференциации в отдельных подводящих каналах и периферических очагах. В верхних частях таких каналов или очагов обособляется более кислая магма, поступающая на поверхность в первый период извержения. Таким образом, если в процессе развития отдельной фазы вулканизма наблюдается изменение состава магмы от более основного к кислому, то при развитии вулканизма отдельных центров извержений, наоборот, — вначале появляется более кислая магма, а затем более основная.

Аналогичная дифференциация магмы отмечалась А. Н. Заварицким (1944) для Везувия. Непосредственные наблюдения за изменением состава изливающейся лавы во времени у нас в СССР на примере извержений Ключевского вулкана (Камчатка) были проведены С. И. Набоко (1947) и Б. И. Пийпом (1956). Указанные исследования в областях активного вулканизма с большой убедительностью подтверждают наличие процессов гравитационной дифференциации в вулканических каналах.

## Гравитационная дифференциация в лавовых покровах

В пределах Закарпатья мощность отдельных лавовых потоков достигает 100 м и более. Сколько-нибудь существенного отличия химического и минералогического состава лав в нижних и верхних частях покровов не наблюдается. Так, например, в лавовом покрове двупироксенового андезита горы Обавский Камень, имеющего мощность около 100 м, колебание количества кремнезема в лавах верхних и нижних частей покрова находится в пределах допустимых ошибок (0,34%). Таким образом, гравитационная дифференциация в потоках и покровах, если и имется, то незначительная. В современных потоках базальтов и андезито-базальтов, судя по литературным данным, изменение химизма и минералогического состава также не проявляется.

### Ассимиляция

Мы располагаем примерами ассимиляции лавы в некоторых районах Закарпатья. В апикальных частях липарито-дацитовых и дацитовых куполов нередко содержится максимальное количество избыточного глинозема ( $a' = 50-80$ ). Минералогически это выражается в наличии граната — альмандина. Для пеплов, образование которых предшествовало экструзиям липарито-дацита, также характерен избыток глинозема и наличие магматического граната. Возможно, что это доказывает наличие ассимиляции глиноземистых пород в верхних частях периферических магматических очагов.

### Дифференциация магмы в период развития вулканизма платформенного типа

Вулканизм платформенного типа протекал в своеобразной тектонической обстановке, характеризующейся раскалыванием области завершенной складчатости, преимущественно субмеридиональными разломами, почти перпендикулярными общекарпатскому направлению. При этом значительные дифференциальные движения не проявились, и осадки находились в стадии консолидации. Описанные условия были благоприятными для образования глубинных зон разлома, по которым магма быстро проникала на земную поверхность. Это исключило появление периферических очагов, где могла происходить дифференциация магмы с образованием продуктов кислого состава.

Однако ранние продукты вулканизма платформенного типа по составу довольно существенно отличаются от поздних, что хорошо видно на диаграмме А. Н. Заварицкого. В первых наблюдается избыток глинозема, пониженное содержание железа и магния, в последних — избыток кальция и значительно повышенное содержание железа, магния и калия. Анализ материалов по многим вулканическим областям Советского Союза (Северо-Восток, Камчатка, Хабаровский и Приморский края, Кавказ и др.) показывает, что для вулканизма платформенного типа (молодых платформ и областей завершенной складчатости) вообще характерно на ранних этапах поступление более кислого материала, вплоть до андезитов, а на поздних — более основного, причем заключительные порции лав характеризуются повышенным содержанием щелочей и железа. Таким образом, характер дифференциации магмы в период вулканизма постороженного типа сходен с характером дифференциации магмы в каналах вулканов: здесь также происходит переход от более кислых продуктов извержения к основным. Различия наблюдаются лишь в самый последний этап вулканизма, когда появляется магма с повышенной щелочностью.

Изложенные факты позволяют сделать вывод, что дифференциация магмы связана с развитием тектонических структур и различно проявляется при развитии каждого типа вулканизма.

## О связи метасоматических процессов с вулканизмом

---

Измененные породы Закарпатья изучались В. С. Соболевым и М. Ю. Фишкиным (1953), А. И. Славской (1957), М. Ю. Фишкиным (1958), Э. А. Лазаренко (1960) и др. Специальные исследования в этой области нами не проводились, однако в процессе геосъемочных и поисковых работ решались вопросы связи метасоматических процессов с вулканизмом и выяснялись закономерности распространения измененных пород.

В. С. Соболевым и М. Ю. Фишкиным, впервые для Береговского холмогорья, была установлена метасоматическая зональность и было показано, что в нижнем горизонте туфов развиты процессы альбитизации, сменившиеся выше адуляризацией. Туфы верхнего горизонта превратились в каолин, алунит и монокварцит.

А. И. Славская (1957) на примере месторождения Большой Шаян установила, что гидротермальный процесс имел три стадии: 1) раннюю щелочную, с образованием анкерита и кальцита; 2) кислотную, с образованием каолинита, кристобалита, кварца, халцедона, аллофана, метациннабарита и марказита; 3) позднюю щелочную, с образованием карбонатов (сидерита, кальцита, артинита), монтмориллонита, бейделлита и киновари. Э. А. Лазаренко (1960) выделяет в Закарпатье три типа измененных пород: 1) изменения в застывающих лавах и толщах агломератовых туфов; 2) поствулканические газовой-гидротермальные изменения; 3) гидротермальные изменения. К первому типу он относит образование нонтронита, монтмориллонита и опала в виде прожилков в лавовых потоках и агломератовых туфах. По Э. А. Лазаренко, они образовались в результате воздействия летучих, выделяющихся из самих лав и агломератовых толщ. Изменения второго типа, наиболее распространенные в пределах Выгорлат-Гутинской гряды, автор связывает с поствулканическими процессами и выделяет следующие минеральные фации: 1) кварц-турмалиновую, 2) каолин-дюмортьеритовую, 3) кварц-топазовую, 4) кварц-флюоритовую, 5) монокварцитовую, 6) кварцево-каолиновую, 7) опалолитовую, 8) алунитовую, 9) кварцево-гидрослюдистую, 10) каолин-ангидритовую, 11) монтмориллонитовую, 12) карбонат-цеолитовую. К третьему типу автор относит метасоматиты полиметаллических и ртутных месторождений Берегово, Вышково и др.

Основное внимание при исследованиях метасоматических пород Закарпатья было обращено на изучение их вещественного состава, метасоматической зональности и стадийности минералообразования. При этом относительно мало внимания уделялось установлению связи метасоматитов с вулканизмом и геологической обстановкой. Как показали дальнейшие исследования в пределах Закарпатья, одни и те же фации метасоматических пород встречаются в различных геологических усло-

виях и имеют различное происхождение, поэтому перед нами возник вопрос о разделении их на определенные генетические типы. Причем это стало возможным только после установления центров эрупции и областей магматических очагов. Для Закарпатья нами выделено три типа полей измененных пород.

I. *Околожерловый тип*: а) подтип околожерловых областей вулканов с недифференцированной лавой (основного состава); б) подтип околожерловых областей вулканов с дифференцированной лавой (от среднего до кислого состава).

II. *Тип полей измененных пород областей разгрузки глубинных гидротерм*: а) подтип полей измененных пород в областях площадного развития кислых экструзий над периферическими магматическими очагами; б) подтип полей измененных пород, расположенных по периферии магматических очагов.

III. *Тип полей измененных пород зон разлома без проявления поверхностного вулканизма*<sup>1</sup>.

Все указанные типы полей измененных пород в Закарпатье связаны, в основном, с развитием вулканизма орогенного типа. Метасоматические поля, обусловленные вулканизмом платформенного типа, ограничиваются только подтипом «а» I типа и III типом.

## Околожерловый тип полей измененных пород

### Подтип околожерловых областей вулканов с недифференцированной лавой (основного состава)

К описываемому подтипу относятся поля, связанные с четвертой фазой орогенного вулканизма (Чинадиевское, Гайдошское и многие другие) и с вулканизмом платформенного типа (Каменный карьер, Дыхмановское и др.). Наблюдения над образованием полей измененных пород описываемого подтипа в областях современного вулканизма дают возможность говорить о том, что они формируются в короткий промежуток времени, измеряемый всего лишь несколькими годами. Систематические наблюдения, проводящиеся сотрудниками Института вулканологии СО АН СССР на побочных кратерах Ключевского вулкана, образовавшихся в последние 20 лет, показывают, что в прижерловой части развиты небольшие поля аргиллизированных пород. В кратерах Билюкай, возникшем в 1937 г., Былинкиной — в 1953 г. и других, лавы и шлаки андезито-базальта локально аргиллизированы. Активность фумарольной деятельности протекала не одинаково. Одни кратеры действовали в течение 20 лет, а другие не более 1 года, большинство — около 10 лет. Однако все эти сроки в масштабах геологической истории крайне малы. Начальный период фумарольной деятельности характеризуется галоидными эксгаляциями. С понижением температуры фумарол до 260—350° наряду с галоидами появляются соединения серы, и при температурах 70—90° вместо галоидных и сернистых газов выделяются водяной пар и углекислый газ (Башарина, 1963).

В пределах Выгорлат-Гутинской гряды Закарпатья встречены близкие по характеру небольшие участки аргиллизированных пород, часто с пиритом. По всей вероятности, они также относятся к околожерловой области вулканов с недифференцированной лавой основного состава. Для них, так же как и для аналогичных областей Камчатки, характерно отсутствие монокварцитов и иногда незначительное развитие алунигов.

<sup>1</sup> Здесь могут быть выделены подтипы гидротерм различных температур.

В районе с. Чинадиево, в прикратерной части небольшого моногенного андезито-базальтового вулкана развиты аргиллизированные породы с пиритом и киноварью (шлихи протолочных проб). Северо-восточнее с. Гайдош также отмечено небольшое поле аргиллизированных пород с пиритом, вероятно околожерловой фации. В пределах Выгорлат-Гутинской гряды встречается множество локальных участков аргиллизированных пород, приуроченных к жерловинам моногенных андезито-базальтовых вулканов.

К этому типу околожерловых полей измененных пород или, точнее, зон измененных пород близки образования в пределах гипабиссальных тел, штоков, трубок взрыва и некков, связанных с вулканизмом платформенного типа.

Степень изменения пород в них различна. В некках эродированных шлаковых конусов восточнее г. Мукачево наблюдается интенсивная аргиллизация, иногда без существенного выноса железа и с сохранением текстуры исходной породы. В других случаях проявляется только слабая околотрещинная аргиллизация с образованием водных алюмосиликатов и опала. В пределах Оленевского рудного поля многочисленные гипабиссальные тела, сложенные андезито-базальтом, подвергались аргиллизации только по периферии, особенно в тех местах, где они представлены брекчированными породами. Мощность аргиллизированных зон колеблется от нескольких дециметров до нескольких метров; на глубину она уходит на десятки метров. В наклонных телах аргиллизация проявляется больше в висячих боках, чем в лежащих. Наряду с аргиллизацией встречаются прожилки кальцита, барита, кварца, горного хрусталя, марказита, пирита и иногда промышленные скопления киновари. Температура минералообразования, вероятно, такая же как на современных побочных кратерах Ключевского вулкана. Температура минералообразования, определенная В. Ф. Лесняком по гомогенезации газожидких включений,  $120-60^{\circ}$  (до  $40^{\circ}$ ).

С этим типом метасоматических полей, надо полагать, могут быть связаны небольшие скопления ртутных руд, как, например, месторождение Каменный карьер в Закарпатье. Для скопления полиметаллических руд данный тип измененных пород не перспективен.

#### **Подтип околожерловых областей вулканов с дифференцированной лавой (от среднего до кислого состава)**

С поздними стадиями развития вулканов, дающими продукты андезитового или более кислого состава, в областях активного вулканизма связаны поля измененных пород, занимающие значительные площади. Они представлены алунизированными, аргиллизированными породами, опалолитами, монокварцитами и, в нижних горизонтах, пропилитизированными породами (Набоко, 1963).

В Закарпатье такие измененные породы развиты около разрушенного липаритового стратовулкана Хаеш на Береговском холмогорье. В верхней части здесь развиты опалолиты, алунизированные породы, а в нижней — пропилитизированные породы. Площадь измененных пород более  $5 \text{ км}^2$ . Не исключена возможность, что к такому же типу относятся измененные породы горы Анталовской. Они расположены вблизи предполагаемого кратера стратовулкана. В верхней части измененные породы представлены монокварцитами, а в нижней — аргиллизированными породами. Более глубокие горизонты не вскрыты. Возможно, они, так же как и у вулкана Хаеш, представлены пропилитизированными породами. Данный тип полей измененных пород аналогичен полям действующего вулкана Эбеко и месторождения Серное Кольцо (Курильские о-ва).

Для данного типа полей измененных пород Эбеко — Серное Кольцо (Набоко, 1963), возникающих под действием восходящего потока высокотемпературных эндогенных эманаций высокой концентрации, типично развитие опалолитов, монокварцитов, алунитов — в верхних горизонтах, а в нижних — кварцево-серецитовых, кварцево-диккитовых, пропилитизированных и слабо измененных пород. В пределах Закарпатья в описываемом подтипе пока известны только алуниты. Эндогенное оруденение к настоящему времени не отмечено. Надо полагать, что описываемый тип полей измененных пород перспективен и для поисков эндогенного оруденения, поскольку связан с потоком высокотемпературных эндогенных эманаций.

### **Тип полей измененных пород областей разгрузки глубинных гидротерм**

В областях стратовулканов с периферическими очагами или над интрузиями образуются крупные поля гидротермально измененных пород. Непосредственно над периферическими очагами или над интрузиями и вблизи них изменение пород обусловлено воздействием высокотемпературных гидротерм. В наиболее удаленных областях по периферии магматических очагов образуются поля измененных пород под воздействием низкотемпературных гидротерм. Таким образом, нами выделено два подтипа полей измененных пород, связанных с разгрузкой глубинных гидротерм.

#### **Подтип полей измененных пород в областях площадного развития кислых экстрюзий над периферическими магматическими очагами**

Площадное развитие экстрюзий кислого состава, как показали наши исследования в Закарпатье, вероятно, связано с общим периферическим магматическим очагом, располагающимся под экстрюзиями на небольшой глубине.

В пределах Закарпатья поля измененных пород связаны с развитием второй фазы орогенного вулканизма (Береговское и Беганьское (?)); с третьей фазой вулканизма (Перечинское и Вышковское) и четвертой фазой вулканизма (Апталовское, Верхневизницкое, Ильковское, Толстый Верх и др.).

Для указанного типа полей измененных пород характерно развитие куполов кислых лав, окружающих данные поля.

В пределах Береговского холмогорья наиболее крупное поле измененных пород расположено в районе Большой Береговской горы и окружено тремя группами липаритовых куполов. Мы допускаем, что экстрюзии липаритов были связаны с одним магматическим очагом — интрузией.

В верховьях р. Визница имеется более 10 липаритовых куполов, которые в свою очередь окружены полукольцом дацитовых куполов. Вероятно все экстрюзии также связаны с одним магматическим очагом. В пределах площади развития упомянутых куполов имеется несколько полей измененных пород (с. Ильковцы, с. Падулки и др.), описанных Э. А. Лазаренко (1960;).

В центральной части хребта Великий Шоллес расположена группа липаритовых куполов, между которыми находится большое поле измененных пород. Надо полагать, что и здесь на глубине находился магматический очаг — источник экстрюзий и эндогенных эманаций, действовавших на уже остывшие лавы и туфы.

В районе с. Вышково развиты малые интрузии, которые, надо полагать, также питались единым магматическим очагом. Поля измененных пород в верхней части представлены опалолитами, монокварцитами, алу-

нитизированными и аргиллизированными породами (каолины, монтмориллониты, бейделиты), а в нижней — пропилитизированными породами.

Для описываемого типа полей измененных пород характерно то, что 1) измененные породы располагаются в центре или вблизи экстрезий лав кислого или среднего состава; 2) они занимают большие площади; 3) гидротермальные растворы вероятно поднимались по системам разломов, причем они были рудоносными. Для них характерны метасоматическая зональность (сверху вниз), наличие монокварцитов, алунитизация, каолинизация, фельдшпатизация и пропилитизация. Описанный тип полей измененных пород наиболее часто сопровождается полиметаллическим и редкометалльным оруденением. Так к описываемому типу относятся месторождения, связанные со второй фазой вулканизма, — полиметаллических руд, барита, золота алунита и каолина (Береговское и Беганьское месторождения). Аналогичные месторождения руд можно ожидать и в областях других полей измененных пород. Поля измененных пород, связанные с третьей и четвертой фазами вулканизма, в основном безрудные. Но они эродированы на меньшую глубину и, возможно, рудные зоны расположены в более глубоких горизонтах. К сожалению, до настоящего времени поисковые работы проводились, в основном, в приповерхностных горизонтах, за исключением участков Ильковцы и Падулки, где имеются единичные скважины.

#### **Подтип полей измененных пород, расположенных по периферии магматических очагов**

В областях современного вулканизма по периферии магматических очагов происходит разгрузка бассейна глубинных гидротерм с образованием полей измененных пород. Так, например, по периферии вулканов Авачинской группы на Камчатке, для которой геофизическими методами установлен магматический очаг на глубине около 6 км, происходит разгрузка глубинных гидротерм в районе Паратунки, Налычево, Банных Ключей.

С. И. Набоко (1963) установила три типа метасоматических изменений, связанных с областями разгрузки глубинных гидротерм: перегретых (паужетский тип), низкотемпературных, с высокой концентрацией  $\text{CO}_2$  (наличевский тип) и низкотемпературных гидротерм (партунский тип). Каждый тип характеризуется специфической метасоматической зональностью. Для первого типа в верхнем горизонте характерна каолинизация с отложением лимонита. При повышенных концентрациях сероводорода для этого типа измененных пород возможно развитие алунитизации и опализации. В нижних горизонтах во всех случаях проявляется пропилитизация пород, но с различным комплексом минералов для каждого типа.

В пределах Закарпатья к описываемому нами подтипу отнесены следующие поля измененных пород: второй фазы вулканизма (Квасовское месторождение каолинов) и третьей фазы вулканизма (Иршавское и Новоселицкое месторождения минеральных красок). Эти метасоматические поля располагаются в пониженных участках рельефа, на значительном удалении от предполагаемых магматических очагов. Они сложены лимонитизированными каолинитами, а в некоторых случаях — обеленными породами, переходящими ниже в пропилитизированные породы. Описываемые аргиллизированные породы в одних случаях представляют собой месторождения высококачественных минеральных красок (Иршавское, Новоселицкое) и в соответствии с этим детально изучены, а в других — месторождения каолинов (Квасовское). Кроме того, в пониженных частях Выгорлат-Гутинской гряды имеют место аргиллизированные породы (еще не изученные), которые, вероятно, также будут соответствовать данному подтипу.

Описанный подтип метасоматических полей наиболее перспективен для месторождений каолинов, минеральных красок, возможно, бентонитовых глин, но не исключена возможность концентрации здесь металлических полезных ископаемых.

### **Тип полей измененных пород зон разлома без проявления поверхностного вулканизма**

К описываемому типу относятся месторождения Большой Шаян, Боркунный и многие другие.

Такие метасоматические поля наиболее детально изучены в Вышковском районе (Сидоренко, 1952; Соболев и др., 1955; Славская, 1957; Лазаренко, 1960, и др.). Вулканогенные породы и малые интрузии разбиты многочисленными сбросами, по которым поднимались гидротермальные растворы, приведшие к аргиллизации пород. В пределах ртутного оруденения (Большой Шаян) вдоль сбросовых трещин отмечается аргиллизация с развитием каолина, кристобаллита, аллофана и галлуазита, иногда отмечается монтмориллонит и бейделлит. Аргиллизация сопровождается промышленным ртутным оруденением. Зоны разлома имеют субмеридиональное и северо-западное простирание. Они секут вулканогенные породы гутинской свиты (IV фаза вулканизма), что позволяет их по времени связывать с разломами, развитыми в районе с. Оленово. С ними связан и наиболее молодой вулканизм (платформенного типа).

Таким образом, в области развития вулканогенных образований выделяются три типа полей метасоматически измененных пород, обладающих определенной метасоматической зональностью и различно перспективных в отношении эндогенного оруденения. Наиболее успешное проведение поисковых работ может быть осуществлено при учете особенностей выделенных типов метасоматических пород и связи их с определенным типом вулканизма.

## Полезные ископаемые вулканического происхождения

---

В области развития вулканогенных образований Закарпатья проявляются разнообразные полезные ископаемые. Их можно разделить на четыре генетические группы: 1) свежие вулканические породы, 2) продукты изменения вулканических пород, 3) гидротермальные образования и 4) минеральные источники.

1. К полезным ископаемым, представленным свежими вулканическими породами, относятся перлиты, строительные камни (бутовый, стеновой, дорожная шашка, легкие наполнители), облицовочные камни, гидравлические добавки, гранат.

2. Полезные ископаемые — продукты изменения вулканических пород, связаны с породами, метаморфизованными гидротермальными и экзогенными процессами. С породами, метаморфизованными гидротермальными процессами, связаны каолины, алуниты, минеральные краски, а с породами, метаморфизованными экзогенными процессами, — бентонитовые глины.

3. К полезным ископаемым гидротермального происхождения относятся мышьяково-сурьмяные, свинцово-цинковые, теллуру-висмутовые и ртутные руды, а также алюминиевое сырье, барит и пирит.

4. Минеральные источники.

Все перечисленные полезные ископаемые объединяются в четыре типа:

1. Рудные ископаемые.
2. Нерудные ископаемые.
3. Строительные материалы.
4. Минеральные источники.

Изучение истории вулканизма Закарпатья позволило установить ряд закономерностей размещения полезных ископаемых вулканического происхождения.

Каждый тип оруденения связан с определенной фазой вулканизма и характеризуется свойственными ему гидротермально-измененными породами и минеральными ассоциациями (табл. 34).

Наиболее четко выделяются четыре типа оруденения:

1) мышьяково-сурьмяное мел-палеогенового возраста, связанное со спилитами и офиолитами, сопровождаемое слабыми околорудными изменениями;

2) свинцово-цинковое, связанное с постмагматическими растворами первой, второй и третьей фаз вулканизма. Для второй фазы вулканизма характерно проявление вертикальной метасоматической зональности (снизу вверх), адуляризации, каолинизации, алунитизации и окремнения; для третьей фазы — пропицитизации трансильванского типа;

Цикл вулканизма	Тектонические структуры	Состав	Формы проявления	Рудная зона и тип оруденения (в скобках)	
Платформенный, постгоргонский (верхний палеоцено-четвертичный)	Разломы северо-восточного и субмеридионального простирания	Базальты, андезитобазальты. (Бужорская свита)	Потоки, покровы, экструзии, шлаковые конусы, трубки взрыва	Дубринич-Олево-Винковская (ртутный)	
Орогенный (неоген)	Четвертая фаза (верхний левантин?)	Выгорлат-Гутинский глубокий разлом северо-западного простирания и оперяющие его разломы	Стратовулканы, потоки, покровы, купола, дайки	Выгорлат-Гутинская (теллуридо-висмутовый)	
	Третья фаза (нижний левантин)	Ужгород-Мукачеве-Хустский глубокий разлом северо-западного простирания и оперяющие его разломы	Стратовулканы, купола, потоки, горизонты туфов, гипабиссальные интрузивы	Свинцово-цинковый тип оруденения	
	Вторая фаза (верхний тортон — средний сармат)	Чоп-Берегово-Баямарский глубокий разлом северо-западного простирания и оперяющие его разломы	Липариты, дациты, андезиты, андезитобазальты	Стратовулканы, потоки, купола, горизонты туфов	Чоп-Береговская (свинцово-цинковый)
	Первая фаза (бурдигал (?) — низы верхнего тортон)	Солотвинский глубокий разлом северо-западного простирания	Туфы дацита и липарито-дацита, роговообманковые андезиты (?) (андезиты в Венгрии)	Размытые вулканы, горизонты туфов	Солотвинская (свинцово-цинковый)
	Геосинклинальный (мел—олигоцен)	(?)	Липаритовые туфы, офиолиты и спилиты и их туфы	Экструзивы, потоки лав, горизонты туфов	Черноголово-Драговская (мышьяково-сурьмяный)

3) теллуридо-висмутовое оруденение, связанное с последними этапами четвертой фазы вулканизма верхнего левантина. Оруденение сопровождалось интенсивными метасоматическими процессами. В нижних частях разреза развивалась низкотемпературная пропилитизация, в верхних — аргиллизация, алуинитизация и окварцевание;

4) ртутное оруденение, связанное с последней фазой орогенного вулканизма, верхнеплиоцен-четвертичный возраст. Оно сопровождалось локальной аргиллизацией.

*Свинцово-цинковое оруденение* в Солотвинской впадине, связанное с первой фазой орогенного вулканизма, совершенно не изучено, однако имеющиеся данные позволяют наметить перспективную зону для поисковых работ в пределах сочленения палеогенового флиша и миоценовых моласс. Наиболее перспективными могут оказаться нижние горизонты.

## в Закарпатье

Пункты рудопроявлений и месторождения	Метасоматический процесс	Метасоматические минералы	Жильные минералы	Температура минералообразования
Дубринич, Оленево, Вышково	Аргиллизация	Марказит, каолин, бейделлит, монтмориллонит, артинит, кальцит	Кварц, барит, метациннабарит, горный хрусталь, сидерит, кальцит, киноварь, керсицит, карнатит, гатчеттит и другие углеводородные минералы	120—60° и даже до 40°
Дальний, Пачканево, Падулки, Илькосцы, Силяк, Дыхмизов, Смереков, Камеши, и др.	Низкотемпературная пропилитизация в нижней части. Аргиллизация, алуинизация, окремнение в верхней части	Каолин, кварц, гидрослюда, гипс, ангидрит, монтмориллонит, карбонаты, цеолиты, алунит	Верлит, висмут самородный, киноварь, арсенопирит, пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, золото, кварц, турмалин, дюмортьерит, топаз, флюорит	188°—60°
Слатица, г. Велькая, Вышково	В западной части аргиллизация, в Вышковской низкотемпературная пропилитизация	Хлорит, янкерит, калишпат, альбит	Кварц, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, доломит, кальцит, барит. В западной части, кроме того, киноварь	230—240° (барит 60°)
Берегово, Бегань	Адуляризация, аргиллизация (нижняя зона), каолинизация, алуинизация, окварцевание (верхняя зона)	Кварц, адуляр, альбит, каолинит, серицит, монтмориллонит, галлуазит, ферригаллуазит, кальцит, сидерит, доломит, гипс, алунит, халцедон, опал	Галенит, сфалерит, золото, серебро, киноварь, пирит, марказит, мельниконит, халькопирит, тетраэдрит, пираргерит, кварц, барит, кальцит, доломит	200—300° 75—60°
Горичево, Галичи, Крайниково	(?)	Кварц, кальцит	Галенит, сфалерит, пирит, золото, барит	?
Черногалево, Сойма, Драгово	Слабая каолинизация и серицитизация	—	Антимонит, реальгар, аурипигмент, редко метациннабарит, киноварь, золото, горный хрусталь, кальцит	150—80° (горный хрусталь—80—220°)

Береговское свинцово-цинковое месторождение, связанное со второй фазой вулканизма, изучено только в верхней своей части. Под нижней осадочной толщей возможны скопления полиметаллических руд. Для поисков свинцово-цинковых руд перспективна северо-западная часть Чол-Береговской рудной зоны.

В области развития куполов дацита третьей фазы вулканизма, в районе г. Мукачево и с. Середнее, а также малых интрузивов Вышковского и Перечинского районов на глубине возможны скопления свинцово-цинковых руд.

Поиски *ртутных руд* следует вести вдоль самых молодых разломов субмеридионального и северо-восточного простирания, в области развития вулканогенных образований посторогенного вулканизма. Там возможны слепые рудные тела.

Месторождения *алунитов* приурочены к верхним горизонтам полей гидротермально измененных пород второй и четвертой фаз орогенного вулканизма и обусловлены серпокислотным выщелачиванием вулканических пород над периферическими очагами типа интрузий и в областях околосерповой фации.

Месторождения первичных каолинов формируются в аналогичных условиях, что и алуниты, но приурочены к более нижним горизонтам и к периферии магматических очагов.

Месторождения *минеральных красок* приурочены к пониженным частям первичного рельефа. Образование их обусловлено воздействием низкотемпературных углекислых гидротерм на вулканы основного и среднего состава в условиях разгрузки глубинных гидротерм по периферии вулканов и периферических очагов.

*Бентонитовые* глины развиты в областях скопления витрокластических туфов кислого состава. Месторождения экзогенного типа формируются в результате разложения вулканического стекла. Они залегают в виде пластобразных тел среди вулканогенно-осадочных пород. Эндогенные месторождения образуются в областях гидротермальных зон и приурочены к формации вторичных кварцитов и продуктам сольфатарной аргиллизации.

Месторождения *баррита* приурочены к областям гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов в вулканогенных образованиях второй фазы вулканизма.

Скопления *пирита* обычны для областей гидротермально измененных пород, происхождение которых обусловлено воздействием высокотемпературных сернистых растворов на вулканы основного состава.

Магматический гранат (альмандин) встречается в кислых туфах третьей фазы вулканизма орогенного типа, развитых в западной части Выгорлат-Гутинской гряды. Гранатами обогащаются вулканические продукты кислых дифференциатов начальных извержений.

Месторождения *перлитов* приурочены к лавам кислого состава второй и четвертой фаз вулканизма. Они слагают лавовые потоки мощностью до 20 м или только часть потока (чаще нижнюю и реже верхнюю), периферические части куполов и штоков (трубообразных тел).

*Облицовочные камни* вулканического происхождения Закарпатья разнообразны и могут быть широко использованы в строительстве.

*Гидравлические добавки* вулканического происхождения в пределах Закарпатья высококачественны, и запасы их практически неисчерпаемы. Наиболее перспективные районы расположены в пределах Береговского холмогорья, Выгорлат-Гутинской гряды и в Солотвинской впадине.

Добыча *строительных камней* может быть значительно увеличена за счет разработки экструзий, лав, туфовых горизонтов.

*Минеральные источники* в пределах развития вулканизма делятся на два типа:

а) углекислые эндогенного происхождения, связанные с наиболее молодыми зонами разломов субмеридионального и меридионального простирания, контролирующими платформенного типа;

б) сероводородные экзогенного происхождения, связанные с окислением пирита измененных пород основного состава вулканизма орогенного типа.

## Развитие вулканизма

---

Развитие Карпатской геосинклинали сопровождалось вулканизмом: слабым — в период заложения геосинклинального трога и интенсивным — в период образования Закарпатского прогиба. Смена геосинклинального режима режимом замыкающейся геосинклинали с заложением краевого и межгорных прогибов и с одновременным воздыманием складчатой области, т. е. переход геосинклинали в орогенную область, а затем после накопления молассовых отложений, превращение в область завершённой складчатости, знаменовалась изменением характера вулканизма. Каждый этап тектонического развития сопровождается свойственным ему типом вулканизма (Малеев, 1960, 1963). Таким образом, в пределах Восточных Карпат выделено три типа вулканизма: геосинклинальный, орогенный и посторогенный, или платформенный.

Вулканизм геосинклинального типа развивался в период преобладания отрицательных движений. Основная масса вулканических продуктов была основного состава с преобладанием лав над пирокластикой. Извержения происходили в подводных условиях с образованием лавовых потоков, пластов туфов и гипабиссальных тел, которые, вероятно, внедрялись в еще полурыхлые осадочные отложения. Характерной особенностью данного типа вулканизма в Восточных Карпатах является почти полное отсутствие дифференцированных лав.

Образование продуктов такого типа, по нашему мнению, объясняется особенностями тектонического режима. Поскольку вулканизм геосинклинального типа развивался в условиях, когда преобладали отрицательные движения, которые сопровождаются обычно уплотнением (сжатием) пород, то образующиеся при этом глубокие разломы представляли собой узкие полости. По ним из области верхней мантии поднималась основная магма, при этом не было условий для ее дифференциации. Однако во многих других геосинклинальных областях в небольшом количестве появляются продукты дифференциации основной магмы в виде лав среднего и кислого состава. На общем фоне погружения области в отдельные моменты развития геосинклинали локальные участки могли воздыматься с образованием полостей, в которые поступала магма. Эти условия были благоприятными для процесса дифференциации. Для Карпатской геосинклинали последнее не характерно.

В период замыкания геосинклинали и в начальный этап развития орогенного вулканизма, во время заложения межгорных впадин и прогибов, проявляется весьма своеобразный магматизм, характеризующийся резким преобладанием кислых продуктов над основными. Выше мы отмечали, что этой стадии свойственны проявления гранитной магмы. Причем это характерно для всех альпийских геосинклиналей, но проявляется в каждой из них различно. Для некоторых геосинклиналей, как

например, Кавказской, характерно проявление значительных по объему интрузий гранитов. Для других, как, например, для западной части Тихого океана, характерно развитие своеобразных вулканоплутонических формаций (Устиев, 1962). В Восточных Карпатах этот период знаменуется накоплением кислой пирокластики в олигоцене, в период замыкания геосинклинали, и огромного количества вулканитов кислого состава — в начальную стадию развития вулканизма орогенного типа (I и II фазы). Проявления кислых продуктов в описываемый период развития геосинклинали легче всего объяснить появлением внутри земной коры гранитной магмы, которая, надо полагать, проходит стадию образования в период погружения геосинклинального трога, а активизируется только в период замыкания геосинклинали, во время резких дифференциальных движений.

Вулканизм последней стадии орогенного цикла резко отличается от вулканизма первой стадии химизмом, хотя по типу вулканических процессов они сходны. Для последней стадии орогенного вулканизма характерно резкое преобладание продуктов основного состава над кислыми. В Закарпатском прогибе, по нашим подсчетам, андезито-дациты и более кислые породы III и IV фаз вулканизма составляют всего лишь 2—4%, а на Камчатке по данным В. И. Влодавца (1946), — 0,43% общей массы вулканических пород. Причем для всех вулканических областей характерно гомодромное развитие, т. е. изменение химического состава пород от основного к кислому. Это позволяет сделать вывод, что вулканические продукты последних фаз орогенного вулканизма, в отличие от первых, представляют собой дифференциаты базальтовой магмы, поднимающейся из области верхней мантии.

Вместе с тем, как первые, так и последние стадии развития вулканизма орогенного типа имеют общие черты. Для них характерно резкое преобладание пирокластики над лавами, образование стратовулканов, часть которых проходит стадию кальдерообразования.

Наличие дифференцированных (кислых) продуктов в период развития вулканизма орогенного типа, вероятно, объясняется особенностью тектонического режима. В орогенный период развития геосинклинали имели место резкие дифференциальные движения на фоне общего поднятия, сопровождающегося расширением масс. В областях глубоких разломов создавались обширные полости, заполняющиеся магмой с образованием периферических очагов. В первые этапы возникновения глубоких разломов из области верхней мантии к поверхности земли поднималась недифференцированная базальтовая магма. Одновременно с этим большие массы магмы заполняли образовавшиеся на глубине полости, где и происходила дифференциация ее до более кислых разновидностей. Последняя поднималась к поверхности по опережающим разломам, имеющим небольшую протяженность.

Таким образом, вулканизм орогенного типа разделяется на две стадии: первая связана с магматическим очагом кислой магмы, вторая — с базальтовым веществом верхней мантии.

Дифференциация магмы в магматических очагах во вторую стадию происходила путем последовательного отделения все более кислого расплава. В этом случае состав продуктов вулканизма во времени менялся от основных к кислым. В результате дифференциации магмы в подводящих каналах происходила смена во времени более кислых лав основными за счет гравитационного процесса.

Наряду с дифференциацией имела место ассимиляция глиноземистых пород, с образованием в апикальных частях экструзий сильно пересыщенных глиноземом кислых гранатовых вулканитов.

После излияния лавы на поверхность в лавовых покровах и потоках существенной дифференциации не происходило.

Для вулканизма орогенного типа характерно образование цепей стратовулканов, воздымающихся над мелководными, опресняющимися водоемами. Стратовулканы сложены преимущественно пирокластическим материалом. По периферии стратовулканов образовались моногенные вулканы. Многие стратовулканы прошли стадию кальдерообразования, сопровождавшуюся грандиозными взрывами и отложением раскаленных лавин. Накопление эффузивно-вулканокластического материала в Чоп-Берегово-Баямарской и Выгорлат-Гутинской вулканических дугах сопровождалось сносом материала в мелководные лагуны и образованием вулканогенно-осадочных отложений. Происходило формирование двух крупных формаций: эффузивно-вулканокластической и вулканогенно-осадочной, в свою очередь состоящих из различных фаций. Причем множество фаций характерно только для орогенного типа вулканизма, в том числе фация раскаленных лавин (агломератовых потоков), игнимбритовая<sup>1</sup>, лахаровая, туфо-углистая, туфо-диатомитовая.

Только орогенной стадии вулканизма присуща формация вторичных кварцитов и пропицитов с метасоматической зональностью (сверху вниз): оналолиты, монокварциты, алуниды, каолины, монтмориллониты, фелдшпатизированные и пропицитизированные породы. Гидротермальные растворы, метаморфизирующие вулканы, часто рудоносные, и для Закарпатья отмечено рудопроявление золота, редких металлов, полиметаллов и алунидов. Этому типу вулканизма также свойствен определенный комплекс нерудных ископаемых: барит, каолин, бентонитовые глины, часто минеральные краски, диатомовые породы, многие облицовочные материалы, пемза и др.

В период завершённой складчатости в периферических магматических очагах, образовавшихся в геосинклинальный период, надо полагать, прекратились активные процессы, и магма потеряла способность подниматься к поверхности и давать восходящий поток эндогенных эманаций. В период завершённой складчатости проявляется новый тип тектонического режима, характеризующийся блоковой (трещинной) тектоникой. Область вулканогенных образований Закарпатского прогиба вместе с прилегающими отложениями палеоген-мезозойского возраста и неогеновыми молассаами разбивается разломами, главным образом субмеридионального и северо-восточного направления. По глубинным разломам из области верхней мантии поднимается основная (базальтовая, андезитово-базальтовая) недифференцированная магма. Этот этап характеризуется весьма своеобразным вулканизмом, резко отличающимся от предшествовавшего ему вулканизма орогенного типа. Для него характерно излияние базальтовых потоков, образование шлаковых конусов, экструзий, пинабиссальных тел и трубок взрыва. Лавы резко преобладают над пирокластикой, составляющей около 10%. Метасоматические процессы ограничиваются локальными участками и характеризуются главным образом аргиллизацией. Для этого типа вулканизма не характерны продукты кислого состава и образование крупных стратовулканов. Отсутствие дифференцированных продуктов можно объяснить тем, что в период полной консолидации осадков область раскалывалась трещинами без значительных вертикальных перемещений. Это обусловило образование узких полостей (трещин), по которым поднималась магма из верхней мантии, не имея возможности дифференцироваться. Поступающие продукты вулканизма основного состава вначале несколько пересыщены глиноземом (возможно, за счет незначительной ассимиляции), а на последней стадии пересыщены кальцием и обогащены калием, магнием и железом.

<sup>1</sup> За пределами Закарпатья.

Низкотемпературные гидротермальные растворы, вызывающие локальную аргиллизацию и несущие ртуть, приурочены к гиабиссальным телам андезито-базальта и зонам разлома без проявления вулканизма. Описываемый тип вулканизма по формам проявления, химизму и поствулканическим процессам близок вулканизму молодых платформ. Карпатскую область еще нельзя назвать в полной мере молодой платформой, так как здесь еще происходят орогенические движения. Однако в условиях Малого Кавказа и Срединного хребта Камчатки мы имеем аналогичный тектонический режим и сходное проявление посторогенного вулканизма.

Близкий к этому вулканизм молодых платформ характерен для многих областей Советского Союза: Северо-Востока СССР, Приморского и Хабаровского краев, районов Северного Китая и Монголии, Центральной и Восточной Сибири. Детальное изучение этого типа вулканизма началось в последние десятилетия.

На Кавказе установлены вулканические продукты — от андезитового до базальтового состава, относящиеся к четвертичному периоду (Милановский, 1961; Карапетян, 1963) <sup>1</sup>.

Наиболее активно вулканизм проявлялся в Армении, в пределах Гегамского нагорья. Там широко развиты лавовые потоки, покровы, экструзии, шлаковые конусы и моногенные вулканы андезито-базальтового состава; реже встречаются лавовые конусы. В четвертичном вулканическом цикле Гегамского нагорья выделяются три этапа. Лавы ранне- и среднечетвертичного этапов, благодаря большой «подвижности», выражены в спокойных формах рельефа. Потоки позднечетвертичного возраста имеют глыбовую поверхность. Вулканические постройки, в большинстве случаев имеют форму усеченных конусов, высотой 100—200 и редко 300 и более метров. Вулканы группируются цепочкой, причем «большинство молодых вулканов расположено в узкой гребневой зоне, образуя цепь вершин протяжением 25—30 км» (Карапетян, 1963, стр. 101). Простиране как отдельных цепочек, так и всей вулканической зоны субмеридиональное, т. е. такое же, как и в области Карпат, почти перпендикулярное главным тектоническим структурам геосинклиналей.

В центральной и восточной частях Советского Союза вулканизм платформенного типа проявился от Саян и Тувы до побережья Тихого океана, образуя широкую зону, состоящую из множества отдельных вулканических областей: в Восточных Саянах (Пинус, 1952; Лурье, 1954), Туве (Гросвальд и др., 1959; Еремеев, 1963), Забайкалье и Прибайкалье (Струве, 1963), в Монголии (Окнова, 1940; Влодавец, 1950), Хабаровском и Приморском краях (Денисов, 1961; Малеев, 1963), на Северо-Востоке Советского Союза (Устиев, 1961; Рудич, 1964), на Камчатке (Важиевская, Огородов 1963), в Китае (Гапеева, 1959; Лебединский, 1960). Во всех случаях проявления платформенного вулканизма имеют много общих черт. Он охватывает период преимущественно от послемiocенового до четвертичного. В Саянах, Туве, Забайкалье наблюдается два этапа развития вулканизма. В первый, послемiocеновый период происходило массовое излияние лав, с образованием плато и цитообразных вулканов, а во второй, относящийся к четвертичному времени, — излияние потоков, часто выполняющих долины рек, и образование небольших моногенных вулканов. Для отдельных областей характерно проявление только полей небольших шлаковых конусов высотой до 150 м с незначительными лавовыми потоками (Датунская группа четвертичных вулканов Китая). В других областях, как, например, на Северо-Востоке СССР, часто сочетаются небольшие моногенные вулканы с мощными,

<sup>1</sup> Приводится последняя литература, в которой есть ссылки и на более ранние работы.

отходящими от них лавовыми потоками. В Приморском и Хабаровском краях, так же как в Забайкалье и Западной Сибири, преобладают лавовые покровы и щитовидные вулканы. Однако в общей массе лавы резко преобладают над пирокластикой, составляя более 90% объема.

Характерной особенностью описываемого вулканизма является развитие его в областях завершённой складчатости независимо от возраста геосинклиналей (альпийские, герцинские, каледонские). Наиболее крупные зоны разлома иногда располагаются на сочленениях древних крупных тектонических структур. Однако нередко трещины располагаются перпендикулярно направлению древних структур и складчатых сооружений.

Петрохимические особенности вулканизма платформенного типа различных областей имеют много общего. Преобладающими породами являются андезиты-базальты, затем базальты и еще реже андезиты, отмеченные на Кавказе, в Сихотэ-Алине и на Камчатке. В отличие от вулканизма орогенного типа, изменение химизма идет от более кислых к основным, т. е. по законам дифференциации магмы в подводящих каналах. В лавах последних стадий указанного вулканизма наблюдается увеличение калия, магния и железа и иногда появляются трахибазальты, трахиандезиты и базальтоиды. В преобладающем большинстве случаев вначале происходит излияние лав с образованием мощных покровов (до 300 м и более), состоящих из отдельных потоков мощностью от 2 до 10 м и редко более. Затем или одновременно с этим происходит образование щитообразных вулканов. В последнюю стадию происходит образование шлаковых конусов, экструзий и трубок взрыва с продуктами извержения повышенной щелочности.

Таким образом, посторогенный вулканизм Закарпатья, Кавказа и Центральной Камчатки сопоставляется по типу проявления с вулканизмом молодых платформ и в соответствии с этим должен рассматриваться как самостоятельный процесс, не связанный с вулканизмом орогенного типа (хотя, как мы уже оговорились, здесь продолжают орогенические процессы). Поэтому он условно нами назван «посторогенным», или «платформенным». Следует отметить, что вулканизм древних платформ протекал в отличных условиях. На древних платформах формируются трапповые формации, а на молодых формации платобазальтов.

В Закарпатье нами (Малеев, 1960) установлено, что с вулканизмом посторогенного цикла сопряжено ртутное оруденение. Не исключена возможность, что и другие области платформенного вулканизма будут перспективны для поисков ртути. Кроме того, в Закарпатье было установлено, что с зонами разлома, контролирующими ртутное оруденение плиоцен-четвертичного возраста, не всегда связано проявление поверхностного вулканизма. Часто разломы, с которыми связано ртутное оруденение без вулканитов, имеют тот же возраст и те же направления, что и разломы, с которыми одновременно связаны и вулканиты и ртутное оруденение. Это дает нам право сделать вывод, что в некоторых районах магма не доходит до поверхности, и в верхние горизонты поднимаются только рудоносные гидротермальные растворы. Таким образом, не исключена возможность, что многие известные ртутные месторождения при более тщательном геологическом анализе окажутся также связаны с магматизмом платформенного типа, не проявленным на поверхности. Это открывает широкие возможности для поисковых работ на ртутные руды, связанные с вулканизмом платформенного типа, имеющим общее проявление на всем Европейско-Азиатском материке.

Вулканизм геосинклинального типа, развивавшийся в прогибах альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии, наиболее интенсивно проявился в центральной части этой области и менее интенсивно — в областях, примыкающих к платформам.

На Малом Кавказе интенсивное проявление геосинклиального вулканизма началось в нижнеюрское время, на Большом Кавказе и в Крыму — в меловое.

Вулканизм, развивающийся в период заложения геосинклинальных прогибов, проявился в виде лавовых потоков; и одновременно происходило накопление пирокластики, преимущественно основного состава и в небольшой мере — кислого. Извержения носили главным образом подводный характер и в меньшей степени — наземный (островной).

На Малом Кавказе вулканическая толща юрского возраста достигает 5 км. Меловой и палеогеновый вулканизм также проявился интенсивно (Абдуллаев, 1963; Дзоценидзе, 1948).

Вулканические процессы орогенного типа в пределах описываемой альпийской складчатой области начались после замыкания геосинклинальных прогибов, в период образования межгорных и красных прогибов, часто наложенных на более ранние структуры. Наиболее крупными впадинами являются Большая и Малая Венгерские, Венская, Трансильванская, Тиранская, Фессалийская, Фракийская, Антаийская, Сейханская, Карсская, Колхидская, Курильская и Приараксинская. Кроме того, большое количество мелких впадин расположено на территории Альп, Югославии, Балканского полуострова, Карпат, Малой Азии и Кавказа. Интенсивность проявления вулканизма не была равномерной. По времени вулканизм орогенного типа также проявлялся различно. Заложение прогибов началось в олигоцене и начале миоцена, что соответствует начальным этапам вулканической деятельности, и закончилось во многих районах в плиоцене, на Кавказе и Северо-Восточной Турции — в историческое время, в северной части Средиземного моря — продолжается до сих пор.

В начальный период проявления орогенного вулканизма изливались кислые магмы, а в конечный — основные, дающие небольшие количества кислых дифференциатов. Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский, проводившие сравнение орогенного вулканизма Кавказа и Карпат, пришли к выводу, что вулканизм интенсивно проявился во внутренних зонах геосинклиального пояса и очень слабо — в краевых прогибах Предкарпатья и Предкавказья; в Карпатах вулканизм контролируется глубинными разломами, обрамляющими прогибы, а на Кавказе вулканические постройки насажены на своды и крылья молодых поднятий; на Кавказе, на Карпатах и в Анатолии широко распространены игнимбриты.

Посторогенный вулканизм, близкий к платформенному, в пределах альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии протекал не одновременно, что связано с неодновременным завершением орогенного вулканизма. Однако главные этапы, видимо, приходятся на плиоцен и четвертичный период. К вулканизму платформенного типа следует отнести вулканогенные образования за пределами описываемой альпийской области: шлаковые конусы и платобазальты Оверни во Франции, некоторые вулканы Северо-Рейнской и Южно-Рейнской вулканических дуг.

В пределах альпийской зоны к посторогенному вулканизму мы относим щелочные базальты плиоцена Венгрии и Южной Словакии, описанные нами молодые вулканы Закарпатья (бужорская свита) и четвертичные вулканы Гегамского нагорья в Армении.

Характерные особенности установленных нами (Малеев, 1963) типов вулканизма в пределах Закарпатья сведены в табл. 35. Закономерности развития типов вулканизма, установленные для Восточных Карпат, могут иметь общее значение, но, видимо, не для всех геосинклиналей. Нами рассмотрен случай, когда геосинклиальный трог возник между Русской платформой и Венгерским Срединным массивом. В этом

Таблица 35

## Характерные особенности типов вулканизма

Тип вулканизма	Тектонический режим	Тип магмы	Химизм пород	Формы проявления вулканизма	Фациальные условия
Геосинклиналь- ный	Развитие геосинклинальных прогибов. Глубокие разломы, связанные с заложением геосинклинальных трогов	Основная (подкорового вещества), в конце — кислая (земной коры)	Офиолиты, спилиты, обычно в последней стадии кератофиры	Лавовые потоки, часто шаровые (подушечные) лавы. Пирокластике менее 50%	Морские
Орогенный	Развитие межгорных и краевых прогибов. Глубокие разломы, состоящие из серии субпараллельных и оперяющих разломов	В начале кислая, в конце основная	Неоднократная смена преимущественно основных лав кислыми (гомодромное развитие) с тенденцией в каждой фазе к увеличению щелочей	Крупные стратовулканы, включающие покровы и потоки лав, купола, побочные кратеры, горизонты туфов. В конечной (кальдерной кислой) стадии вулканов, широкое развитие метасоматических процессов, образование формации вторичных кварцитов. Пирокластике 75—90%	Молассы
Посторогенный или платформен- ный	Область завершённой складчатости или платформы. Блоковая (трещинная) тектоника	Основная	Преимущественно основные породы (базальты, андезит-базальты), в начале более кислые (антидромное развитие). В заключительной стадии — увеличение щелочей (щелочные базальты, трахибазальты)	Лавовые потоки и покровы, иногда щитовидные вулканы, шлаковые конусы, экструзии, трубки взрыва. Пирокластике около 10%	Наземные

случае образование геосинклинального трога и его заполнение сменилось орогенным этапом с одновременным образованием межгорных прогибов и впадин, и затем геосинклиналь превратилась в область завершенной складчатости. С развитием тектонических структур шло развитие и последовательная смена геосинклинального вулканизма орогенным и затем платформенным<sup>1</sup>. Вероятно, такая закономерность, или близкая к ней, может развиваться только в тех геосинклиналях, где заложение геосинклинальных трогов происходит между жесткими массивами.

Несколько иначе развивается вулканизм в пределах Камчатско-Курильской вулканической дуги. Здесь в меловое время хорошо проявился вулканизм геосинклинального типа с типичной для него туфогенно-кремнистой формацией. Затем проявился типичный вулканизм орогенного типа и, наконец, в Срединном Камчатском хребте развиты плато-базальты и ареальные базальты (шлаковые конусы и потоки), характерные для вулканизма платформенного типа. Вместе с тем, в настоящее время действующие вулканы Камчатско-Курильской дуги развиваются в областях поднятий и типичны для вулканизма орогенного типа, а глубоководная Камчатско-Курильская впадина развивается и заполняется осадками как геосинклинальный прогиб. Судя по образованию в ней сбросов, измеряемых сотнями метров и приводящих к образованию цунами, возможно, там имеют место и вулканические процессы. Таким образом, в условиях Камчатско-Курильской вулканической дуги в одно и то же время имеет место заполнение геосинклинального трога, развитие вулканизма орогенного и платформенного типов. Анализ вулканогенных отложений там показывает, что одновременное проявление различных тектонических режимов происходит в различных зонах. Так, например, геосинклинальный режим характерен для Камчатско-Курильской глубоководной впадины, орогенный — для Восточно-Камчатского хребта, а область завершенной складчатости располагается еще западнее, в Срединном Камчатском хребте.

Начиная с юрского периода, на северо-востоке Азиатского материка происходит последовательное движение с запада на восток вначале геосинклинальных областей, затем орогенных и, наконец, областей завершенной складчатости, с присущими им типами вулканизма. Объяснение процесса наращивания платформенных областей изложено в работе Н. П. Васильковского (1960).

Таким образом, развитие типов вулканизма сопряжено с развитием тектонических структур.

В условиях развития геосинклиналей между жесткими массивами, как это имело место в Карпатской геосинклинали, вулканизм развивается последовательно, один тип сменяет другой: геосинклинальный → орогенный → платформенный.

Для геосинклинали, лежащей на окраине платформы, как, например, в условиях современной геосинклинали на территории СССР, охватывающей Камчатку, Курильские острова и прилегающие области, характерно одновременное существование условий геосинклинального трога (глубоководные впадины), орогенных областей (островные дуги, включая восточную Камчатку) и областей завершенной складчатости, которые обуславливают одновременное развитие геосинклинального орогенного и платформенного вулканизма.

<sup>1</sup> Последний тип вулканизма не всегда может быть проявлен.

## Заключение

---

1. Предлагаемый нами анализ фаций позволяет по горным породам определить типы извержений и условия формирования вулканических толщ (рис. 101). Применение вулканологического картирования позволило впервые для Восточных Карпат выделить три цикла вулканизма: геосинклинальный, орогенный и посторогенный (платформенный), с последующим разделением орогенного цикла на фазы. Автором реставрированы вулканические постройки (стратовулканы, моногенные вулканы, шлаковые конусы, трубки взрыва и др., мелкие центры эрупции) и определены типы извержений; околочурены и определены магматические очаги; дана классификация полей гидротермально измененных пород и показана связь их с оруденением.

2. Вулканизм обусловлен наличием двух типов магмы: основной магмы, связанной с очагами, расположенными в пределах верхней мантии и проявившейся в начальный период геосинклинального цикла, в конечный — орогенного и в платформенном цикле, и кислой магмы, связанной с очагами, расположенными в земной коре и проявляющейся в самый конечный период геосинклинального цикла и начальный — орогенного. Одновременно устанавливается связь поверхностного вулканизма с кислой магмой в Восточных Карпатах.

3. Вулканизм и тектоника взаимосвязаны и характер дифференциации магмы обуславливается тектоническими структурами. В период развития геосинклинального прогиба преобладают основные недифференцированные лавы. В орогенный период, характеризующийся резкими дифференциальными движениями на фоне общего поднятия и образования ослабленных зон, наиболее ярко проявляется дифференциация магмы в периферических магматических очагах и в подводящих каналах. Кроме того, имеет место ассимиляция. В период завершённой складчатости господствующей является основная лава с продуктами слабой дифференциации в подводящих каналах. Установлены связи основных пород с глубокими разломами, а кислых — с оперяющими разломами, перпендикулярными им.

4. Метасоматические процессы в зависимости от геологической обстановки дают метасоматические поля разного типа. Так, выделяются: I. Тип околожерловых областей вулканов с недифференцированной и дифференцированной лавой. II. Тип областей разгрузки глубинных гидротерм над магматическими очагами и по периферии магматических очагов. III. Тип областей зон разлома без проявления поверхностного вулканизма.

Каждый тип метасоматических полей обладает различной перспективностью в отношении эндогенного оруденения.

5. В геосинклиналях, расположенных между жесткими массивами, как, например, в Карпатской, заключенной между Русской платформой и Венгерским (паннонским) срединным массивом, вулканизм развивается последовательно, один тип сменяется другим: геосинклинальный — орогенный — посторогенный (платформенный). Если геосинклиналь расположена на окраине платформы, как, например, современная геосинклиналь на востоке СССР, то одновременно существуют условия геосинклинального трюга (глубоководные впадины), орогенные области (островные дуги, включая Восточную Камчатку) и области завершённой складчатости. При этом соответственно имеет место одновременное развитие геосинклинального, орогенного и платформенного вулканизма. Выделенные типы вулканизма проявляются во всех геосинклинальных областях, однако степень проявления их различна. На Карпатах и в Приморье слабо развит вулканизм геосинклинального типа при интенсивном орогенном вулканизме. На Кавказе и на Камчатке интенсивно проявились вулканические процессы геосинклинального цикла.

6. Пользуясь предложенной нами методикой вулканологического картирования, в основу которой положено расчленение вулканогенных образований по типам и фазам вулканизма, можно решать сложные вулканологические вопросы на относительно небольших территориях, как, например, определение типа магмы, установление магматических очагов, условий дифференциации магмы, типов вулканизма и извержений, реставрация вулканических построек. Вулканологическое картирование помогает устанавливать связь поствулканических процессов с вулканизмом и связь вулканизма с оруденением, что, в конечном итоге, позволяет делать прогнозы поисков полезных ископаемых.

## Литература

- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа, Баку, Изд-во АН Аз.ССР, 1963.
- Алферьев Г. П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. Труды Львовск. геол. об-ва, серия геол., вып. 1, 1948.
- Афанасьев Г. Д. К проблеме гранитов. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Барышников Э. К. Барит из Закарпатья. Минералогич. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.
- Барышников Э. К., Мерлич Б. В., Славская А. И. Мстациннобарит из Закарпатья. Минералогич. сб. Львовск. геол. об-ва, № 11, 1957.
- Башарина Л. Г. Экзальции на побочных кратерах Ключевского вулкана на различных этапах остывания лавы. В кн.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бобрневич А. П. К минералогии липаритовых обсидианов района Герцовцы — Федешовцы в Закарпатье. Минералогич. сб. Львовск. геол. об-ва, № 6, 1952.
- Бобрневич А. П. Геолого-петрографические исследования пород междуречья Ужа и Латорицы Закарпатской области. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. Львов, 1954.
- Бобровник Д. П. Вулканические туфы некоторых пунктов юго-западной окраины Русской платформы. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1957.
- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. «Сов. геология», № 40, 1949.
- Богданов А. А., Высоцкий В. П., Пущаровский Ю. М. Основные черты истории развития взглядов на тектонику Восточных Карпат. Труды МГРИ, т. XXVI, 1954.
- Богданов А. А., Муратов М. В. и Хаин В. Е. Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат. «Изв. выс. уч. завед.» (геол. и разв.), 1958, № 1.
- Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и его агломератовый поток. Труды Лаб. вулк., № 18, 1960.
- Бондарчук В. Г. Геоморфология УССР. Изд-во «Радянська школа», 1949.
- Бондарчук В. Г. Радянські Карпати. Вид-во «Радянська школа», 1956.
- Бондарчук В. Г. Тектоника Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
- Будай Т., Швагровский И. Развитие неогена западных Карпат на территории Чехословакии. Материалы Карпатско-Балканской ассоциации, № 3. Киев, Изд-во АН Укр.ССР, 1960.
- Буров В. С. О распространении туфов в сарматских отложениях Закарпатья. ДОП та повід. Львівськ. унів., вип. VII, ч. III, 1957.
- Буров В. С. О тектонических условиях накопления сарматских и пannonских отложений Закарпатья. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6, 1958.
- Буров В. С., Шеремета В. Г. Верхнеплиоценовые образования Советского Закарпатья. «Изв. Выс. уч. завед. (геология и разведка)», 1959, № 7.
- Буцуря В. В. Плейстоценовый возраст Восточных Карпат. Докл. АН СССР, 1946, т. 58, № 6.
- Вартасевич А. А. Жильный барит из каолинового месторождения Б. Береговской горы в Закарпатье. Минералогич. сб. Львовск. геол. об-ва, № 10, 1956.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. Материалы по региону геологии. Тр. Сиб. научн.-иссл. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 19, 1960.
- Васильковский П. П. К проблеме островных дуг. Материалы к первой всеос. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, Владивосток, 1960.
- Влодавец В. Н. О химическом составе Камчатской магматической провинции. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии», М.—Л., 1946.
- Влодавец В. И. Дариганская вулканическая область. Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 5.
- Вульчін Є. І. До мінералогії Береговського району Закарпатської області. Наук. роботи студентів геол. фак. Львів. ун-ту, 2, 1949.

- Вульчин Е. І., Кульчицький Я. О. Нові знахідки туфів у крейдяних і третинних вкладах Східних Карпат. ДОП АН УРСР, № 4, 1958.
- Вульчин Е. И., Кульчицкий Я. О. О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат. Труды Укр. НИГРИ, вып. 1, 1959.
- Вялов О. С. Краткий очерк истории развития Восточных Карпат и сопредельных областей. Труды Львовск. геол. об-ва, серия геол., вып. 3, 1953.
- Вялов О. С. Общее структурное подразделение западных областей УССР. «Изв. АН СССР», серия геол., 1953, № 5.
- Вялов О. С. Некоторые вопросы сейсмоструктоники Восточных Карпат и прилежащих областей. Геол. журн. АН УССР, т. XVII, 1957, вып. 2 (на укр. яз.).
- Вялов О. С. Ознаки вулканічної діяльності у флішових та молесових товщах північного схилу Карпат Предкарпаття. «Питання геології», 1958, № 9.
- Вялов О. С., Пишванова Л. С., Петрашкевич М. И. и Гришкевич Г. И. Схема стратиграфии миоцена Закарпатья. Докл. АН УССР, 1961, № 10 (на укр. языке).
- Вялов О. С., Ладыженский Н. Р. и Ткачук Л. Г. Туфовый горизонт в мелилитовой серии Восточных Карпат. Докл. АН СССР, 1961, т. 79, № 1.
- Вялов О. С., Пишванова Л. С., Петрашкевич М. И., Гришкевич Г. И. Схема стратиграфии миоцена Закарпатья. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XXXVII (5), 1962.
- Галева Г. И. Характерные особенности проявления континентального вулканизма Центральной Азии. В кн. «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм.ССР, 1959.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горбачевская О. Н. Геологопетрографические исследования липаритов хребта Великий Шоллес в Закарпатья (автор. реф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук). Львов, 1954.
- Горшков Г. С. Извержение сопки Безымянной. Бюлл. вулк. ст., № 26, 1957.
- Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканологии. «Изв. АН СССР», серия геол., 1958, № 11.
- Горшков Г. С., Набоко С. И. Современный вулканизм Камчатско-Курильской дуги. В кн.: «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры земли. В кн.: «Петрохимия. Особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гофштейн И. Д. Фазы складчатости в Карпатах. Геол. журн. АН УССР, т. 21, вып. 5, 1961 (на укр. яз.).
- Гофштейн И. Д. Сейсмоструктоника Закарпатья. Докл. АН СССР, 1963, т. 118, № 3.
- Гришкевич Г. И. Сарматские отложения Закарпатской области УССР. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2—3, 1953.
- Гросвальд М. Г., Станкевич Е. П., Уфлянд А. К. Новые данные о базальтах Хамсыра-Бийхемского междуречья в Северо-Восточной Туве. Материалы по регион. геологии. Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 5, 1959.
- Гуревич К. Я. К вопросу о стратиграфии третичных осадков Солотвинской впадины. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2—3, 1956.
- Гуревич К. Я. Даниловская опорная скважина. Труды ВНИГНИ, вып. XXIV, 1960.
- Гуржий Д. В. Нова знахідка туфу на південно-західній окраїні Російської платформи. Геол. журн., т. 22, вип. 2, 1962.
- Гущенко И. И. Особенности стратиграфии и литологии четвертичных и современных вулканических отложений Северной Камчатки. В кн.: «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1959.
- Данилович Л. Г. До питання про послідовність вулканічних вивержень в хр. Аваш в Закарпатті. ДОП УРСР, № 1, 1959.
- Данилович Л. Г. Геологопетрографическая характеристика вулканического комплекса хр. Аваш (автор. реф. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук), Львов, 1961.
- Данилович Л. Г. Некоторые особенности состава фемических минералов в эффузивных образованиях IV фазы Карпатского вулканизма хр. Аваш (Закарпатья). Материалы комис. мин. и геол. Межд. геол. конгр. Карпатско-Балканской ассоц., № 1, 1961.
- Данилович Л. Г., Данилович Ю. Р. Пріконтатові брекції масиву гранодірит-порфірів у хребті Аваш (Закарпаття). Геологіч. журн., вип. 3, 1961.
- Демчук Н. Н., Булькина Л. Г. О находке обломков габбропорфидита в туфоагломерате окрестностей с. Иметичево Закарпатской области. Труды Укр. НИГРИ, вып. 1, 1959.
- Джюшке Д. Эволюция вулканизма в районе Бая-Маре. Материалы Карпатско-Балканской ассоц., № 2, 1960.
- Дзоцендзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз.ССР, 1948.
- Доленко Г. Н. Миоцен Західних Карпат. Геологіч. журн., т. XX, вип. 3, 1960.

- Евсеев С. В., Левицкая А. Я., Сагалова Е. А. Сейсмичность Карпатской зоны. В кн.: «Землетрясения в СССР». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Еремеев В. П. Четвертичные базальты восточной Тувы. В кн.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ермаков Н. П. К стратиграфии неогеновых отложений Советского Закарпатья. Труды Львовск. геол. об-ва, серия геол., вып. 1, 1948.
- Ермаков Н. П. Месторождения минеральных красок Советского Закарпатья и их генезис. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1957.
- Жуков А. В., Байвель И. Я., Солонивко И. С. Вспученный перлит. Киев, Госстройиздат, 1960.
- Жуков М. М. Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат. «Изв. АН СССР», серия геол., 1961, № 7.
- Зайцева В. Н. Плиоценовая фауна окрестности с. Изы Закарпатской области. Науч. труды студентов, вып. 1, Львов, 1948.
- Зайцева В. Н., Новодержкин И. А., Расточинский С. В. Металлогения неогенового вулканизма Закарпатья. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Золотухин В. В. Про долерит гори Плески в Закарпатті. Геологія, журн. АН УРСР, т. XV, вил. 4, 1955.
- Золотухин В. В. К находке оранжевой роговой обманки в андезитах Закарпатья. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 12, 1958.
- Золотухин В. В. О кислых экструзиях района г. Виноградово, с. Рокосово Закарпатской области. «Сов. геология», 1959, № 7.
- Золотухин В. В. Геолого-петрографічні дослідження Чорної гори та прилеглих районів Закарпаття. Вид. АН УРСР, 1960.
- Карапетян К. П. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их трещинной тектоникой. В кн.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кляточенко И. Ф., Утробин В. И. Геологическое строение и нефтеносность Закарпатского внутреннего прогиба. В кн.: «Проблема промысл. нефтеносности и газоносности зап. обл. УССР», т. III, Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Корневский С. М. Миоценовые вулканические туфы Предкарпатья. Труды Всес. НИИ геолургии, вып. XXIX, 1954.
- Коробков И. А. и Плешков И. В. Стратиграфия и фауна моллюсков неогеновых отложений Закарпатской обл. УССР. Докл. АН СССР, 1948, т. 112, № 3.
- Коржинский Д. С. Особенности постмагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 5.
- Костюк В. П. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканитах Закарпатья. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 12, 1958.
- Костюк В. П., Сасин Г. Г. Новые данные о возрасте гранатовых линпарито-дацитов Советского Закарпатья. Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 2.
- Костюк В. П. До питання про вік деяких габроїдних порід Закарпаття. ДОП АН УРСР, № 10, 1959.
- Костюк В. П. Очерк магматизма Советских Карпат. В кн.: «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1959, 2.
- Костюк В. П. К вопросу о миоценовом (допаннонском) вулканизме Закарпатья. «Изв. АН СССР», серия геол., 1959, № 1.
- Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Вид. АН УРСР, 1961.
- Костюк В. П., Золотухин В. В. К вопросу о формировании габрибиссальных интрузий амфибол-пироксеновых андезитов Закарпатья. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7—8, 1961.
- Круглов С. С. Крейдові вулканічні утворення з Тростенця в Східних Карпатах. ДОП АН УРСР, № 10, 1961, 1.
- Круглов С. С. Новые данные о меловом вулканизме Восточных Карпат. Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 1.
- Круглов С. С. О нижнем пределе возраста Раховской свиты флиша Восточных Карпат. Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 4.
- Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кульчицкий Я. О. Схема тектонического районирования Восточных Карпат. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6, 1958.
- Кульчицкий Я. О. Меловой и палеогеновый флиш юго-восточной части Восточных Карпат. Автореф. кандидатской диссертации, изд. Львовск. унив., 1959.
- Лазаренко Е. К. О минералогической изученности зап. областей УССР. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 6, 1952.
- Лазаренко Е. К. Общий минералогический очерк Закарпатья. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 11, 1957.
- Лазаренко Э. А. К геохимии теллура в измененных породах Закарпатья. Проблемы геохимии, вып. 1, Львов, 1959.

- Лазаренко Е. О. Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття. Львів. Вид. Львівськ. унів., 1960<sup>1</sup>.
- Лазаренко Э. А. К геологии Карпатских утесовых зон. Материалы Карпатско-Балканской ассоц. Междунар. геол. конгресса, № 1, 1960<sup>2</sup>.
- Лазыко Е. М., Развой Д. П. О тектонической природе зоны Карпатских утесов. Вісн. Львів. Держ. унів., серія № 1, 1962.
- Лебединский В. И. Датунская группа четвертичных вулканов КНР. Тр. Лабор. вулк., вып. 18, 1960.
- Лебединский В. И. и Бондаренко В. Г. О природе и составе магматических пород горы Большой Камень (Закарпатье). Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XXXVIII (5), 1963.
- Лесняк В. Ф. К минералогии железных руд западной части Закарпатской обл. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 1, 1947.
- Лесняк В. Ф. Некоторые особенности древних кор выветривания эффузивов Закарпаття в связи с накоплением в них глинистых образований. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. V, Львов, 1958.
- Лобанова В. В. Роль пирокластического материала в формировании соляной толщи поднятия Западной Азгир. Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5.
- Лурье М. Л. Кайнозойские базальты Восточного Саяна. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1, изд-во АН СССР, 1954.
- Малеев Е. Ф. К вопросу о происхождении отбеливающих глин Горбского месторождения Закарпаття. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2, 1948.
- Малеев Е. Ф. Некоторые третичные вулканы Закарпаття. «Природа», 1949, № 8.
- Малеев Е. Ф. О методике геологического картирования пирокластических и эффузивных горных пород. «Разведка недр», 1951, № 1.
- Малеев Е. Ф. О порах ромбического сечения в липарите. Геологич. журн. АН УССР, т. XV, вып. 3, 1955 (на украинском языке).
- Малеев Е. Ф. О новейших тектонических движениях в Выгорлат-Гутинской зоне. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6, 1958.
- Малеев Е. Ф. Перспективы поисков перлита в Закарпатье. «Разведка и охрана недр», 1959<sup>1</sup>, № 11.
- Малеев Е. Ф. О связи вулканических образований с продольными и поперечными разломами в Советских Карпатах. В кн.: «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959<sup>2</sup>.
- Малеев Е. Ф. О туфолавах и игнимбригах. «Изв. АН СССР», серия геол., 1959<sup>3</sup>, № 2.
- Малеев Е. Ф. Новые данные о фазах вулканизма в Советских Карпатах. Докл. АН СССР, 1960<sup>1</sup>, т. 133, № 5.
- Малеев Е. Ф. О картировании разрывных нарушений в вулканических областях. «Сов. геол.», 1960<sup>2</sup>, № 10.
- Малеев Е. Ф. Основные черты геологического строения Выгорлат-Гутинской гряды. Материалы Карпатско-Балканской ассоциации Междунар. геол. конгресса, № 1, 1960<sup>3</sup>.
- Малеев Е. Ф. Главнейшие этапы развития неогенового вулканизма в Советских Карпатах и связанная с ними металлогения. Докл. Междунар. геол. конгресса. XXI серия 1960<sup>4</sup>.
- Малеев Е. Ф. Кучавско-Быстрицкая группа вулканов в Закарпатье. Труды Лабор. вулк., вып. 18, 1960<sup>5</sup>.
- Малеев Е. Ф. Генетические типы туфолав и отличие их от игнимбригов. Труды Лабор. вулк., вып. 20, 1961.
- Малеев Е. Ф. О зависимости состава вулканогенных образований от ориентировки разломов в Советских Карпатах. В кн.: «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962<sup>1</sup>.
- Малеев Е. Ф. Некоторые особенности экструзий андезито-базальта платформенного цикла вулканизма в Закарпатье. Труды Лабор. вулк., вып. 21, 1962<sup>2</sup>.
- Малеев Е. Ф. О приуроченности оруденения к вулканическим образованиям в Закарпатье. Докл. АН СССР, 1962<sup>3</sup>, т. 142, № 1.
- Малеев Е. Ф. Новые находки магматического граната в Закарпатье. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962<sup>4</sup>, № 7.
- Малеев Е. Ф. О связи рудообразования с вулканизмом в Закарпатье. «Сов. геология», 1963<sup>1</sup>, № 1.
- Малеев Е. Ф. О двухярусном строении Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряды (Закарпатье). Докл. АН СССР, 1963<sup>2</sup>, т. 148, № 5.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963<sup>3</sup>.
- Малеев Е. Ф. Характерные признаки некоторых грубообломочных фаций. В кн.: «Вулканизм и тектоника Камчатки и некоторых других районов СССР». М., 1963<sup>4</sup>.
- Малеев Е. Ф. Петрохимические особенности неогенового и четвертичного вулканизма Закарпаття. В кн.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., 1963<sup>5</sup>.
- Малеев Е. Ф. Вулканы Амурско-Уссурийской низменности. В кн.: «Геологические и геофизические исследования в вулканических областях». М., Изд-во АН СССР, 1963<sup>6</sup>.

- Малеєва Т. П. Закарпатський кертисит і супутні йому органічні сполучення. *Мінерал. сб. Львівск. геол. об-ва*, № 8, 1954.
- Махиян В. А. О зависимости между составом и оптическими свойствами алунинов Береговского холмогорья. *Мінерал. сб. Львівск. геол. об-ва*, № 2, 1948.
- Меняйлов А. А. Динамика и механизм извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. *Труды Лабор. вулк.*, вып. 4, 1947.
- Меняйлов А. А. Вулкан Швелуч, его геологическое строение, состав и извержения. *Тр. Лабор. вулк.*, вып. 9, 1955.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Гатчеттит из Закарпатья. *Мінерал. сб. Львівск. геол. об-ва*, № 9, 1955.
- Мерлич Б. В. Минеральные ассоциации неогеновых проявлений Закарпатья. *Мінерал. сб. Львівск. геол. об-ва*, № 11, 1957.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Палеогеновая фаза вулканизма в Восточных Карпатах. *Геол. сб. Львівск. геол. об-ва*, № 4, 1957.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. О возрасте гипабиссальных интрузий Вышковского района в Закарпатья. *Геол. журн. АН УССР*, т. 18, вып. 3, 1958<sub>1</sub>.
- Мерлич Б. В., Спитківська С. М. Схема розвитку третинного вулканизму Радянських Карпат. *Питання геології Львівськ. держ. унів.*, вип. 9, 1958<sub>2</sub>.
- Мерлич Б. В. Эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатья. «*Изв. АН СССР*», серия геол., 1958<sub>1</sub>, № 3.
- Мерлич Б. В. Тектонические факторы локализации неогенового оруденения в Закарпатья. *Геол. сб. Львівск. геол. об-ва*, № 5—6, 1958<sub>2</sub>.
- Мерлич Б. В. Закономерности формирования ртутного оруденения в Закарпатья. «*Сов. геол.*», 1958<sub>3</sub>, № 2.
- Мерлич Б. В. О генетических соотношениях ртутного и свинцово-цинкового оруденения в Закарпатья. *Проблемы геохимии*, вып. 1, Львов, 1959<sub>1</sub>.
- Мерлич Б. В., Зайцева В. Н., Спитковская С. М., Сасни Г. Г. Неогеновые вулканические жерловныи Закарпатья. *Геол. сб. Львівск. геол. об-ва*, № 7—8, 1961.
- Милаковский Е. Е. Основные черты истории плиоценового и антропоценового вулканизма Кавказа. *Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода*. Т. II, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Милановский Е. Е., Короновский В. Опыт сопоставления новейшего вулканизма Карпат и Кавказа в связи с тектонической структурой и развитием этих областей. *Материалы VI съезда Карпатско-Балканской геолог. ассоц.* Киев, Изд-во АН УССР, 1964.
- Муратов М. В. *Тектоника СССР*. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. и Маслакова Н. И. Стратиграфия меловых отложений Восточных Карпат. *Докл. АН СССР*, 1951, т. 81, № 2.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. «*Изв. АН СССР*», серия геол., 1962, № 2.
- Набоко С. И. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. *Труды Лабор. вулк.*, вып. 4, 1947.
- Набоко С. И. Вулканические эксгалиции и продукты их реакций. *Труды Лабор. вулк.*, вып. 16, 1959.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм пород в вулканических областях. *Труды Лабор. вулк.*, вып. 18, 1961.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. М. Изд-во АН СССР, 1963.
- Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменение. *Труды ИГЕМ*, вып. 98, 1963.
- Окнова Т. М. К петрографии базальтов Монголии и Тувы. *Труды Монгольской комиссии*, № 3, 1940.
- Островский И. А. и Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. *Труды Ин-та геол. наук*, вып. 36, 1940.
- Спическу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., Изд. иностр. лит-ры, 1960.
- Патрулус Д., Маташ И., Бляху М. Геологическое строение румынского Мурамареша. *Материалы Карпатско-Балканской ассоц.*, № 1, 1960.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. «*Изв. АН СССР*», серия геол., 1956, № 3.
- Пекун Ю. Ф. Роговая обманка из роговообманковых андезитов с. Велятино в Закарпатья. *Мінерал. сб. Львівск. геол. об-ва*, № 5, 1951.
- Пекун Ю. Ф. Минералогия бентонитовых глин западных областей УССР. Львов, 1956.
- Петрашкевич М. И., Гурідов А. Стратиграфия нижнего, среднего миоцену Закарпатского прогнну. *ДОН УРСР*, № 12, 1961.
- Петрашкевич М. И., Волошак Я. А., Гурідов А. І., Демчук Н. М. До питання геологічної будови Закарпаття в світлі нових даних буріння. *ДОН АН УРСР*, № 4, 1961.
- Петрашкевич М. И., Гришкевич Г. Н., Гурідов А. И. О слоях с *Pecten elini Zhizh*. Закарпатья. «*Изв. АН СССР*», серия геол., 1962, № 5.

- Пийп Б. И. О раскаленных агломератовых потоках Авачи и типе извержений этого вулкана. Бюлл. вулк. ст., № 12, 1946.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Труды Лабор. вулк., вып. 11, 1956.
- Пинус Г. В. О западной границе области проявления юного вулканизма в горных сооружениях Юга Сибири. Докл. АН СССР, 1952, т. 84, № 2.
- Пiotровская Т. Ю. К вопросу о четвертичном вулканизме в Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряде (Закарпатье). Труды Лабор. вулк., вып. 18, 1960.
- Пiotровский Г. Л. Об алуните из Береговского района в Закарпатье. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 1, 1947.
- Пiotровский Г. Л. Карпатит—новый органический минерал из Закарпатья. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 9, 1955.
- Пискорская О. К. К петрографии вулканогенных пород Ужгород-Хустского хребта. «Геол. журн. АН УССР», т. XIII, в. 4, 1953.
- Пишванова Л. С. Маркирующие горизонты планктонных фораменифер в миоценовых отложениях Предкарпатского прогиба. Труды Укр. НИГРИ, вып. 1, 1959.
- Пишванова Л. С. Нові дані про стратиграфію міоцену Закарпаття. Геол. журн., вип. 5, 1961.
- Пушаровский Ю. М. Очерк тектоники внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 6, 1951.
- Рудичский С. Вигаслі вулкани Українського Закарпаття. Вісник природознавства, ч. 1, II. Харків, 1928.
- Раскатов Г. И. Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР. «Землеведение», новая серия, т. 4, 1957.
- Рудич К. П. Позднечетвертичный вулкан Балаган-Гас. В кн.: «Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Садецки-Кардош Е. Проблема вулканических Карпат в свете новой классификации изверженных пород. Материалы Карпатско-Балканской ассоц. № 2, 1960.
- Сидоренко Е. Ф. К минералогии карбонатов Вышковского района. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Сидоренко Е. Ф. К минералогии изверженных пород Вышковского района в Закарпатье. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Сидоренко Е. Ф. Околожилные изменения в гранодиорит-порфирах и диорит-порфиритах Закарпатья. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 6, 1952.
- Славин В. И. Тектонические расчленения Карпатского орогена. Материалы по геол. и гидрогеологии Укр. геол. управления за 1946 г., № 4, 1947.
- Славин В. И., Филимонова Н. С. Нижнемиоценовые и гольветские отложения Советского Закарпатья. Труды Львовск. геол. об-ва, геол. серия, вып. 3, 1953.
- Славин В. И. Древние этапы развития и тектоническое районирование Карпат. Труды совещ. по теме: «Альпийские геосинкл. области», Баку, 1956.
- Славин В. И. О тектоническом районировании западных областей Украины. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6, 1958.
- Славская А. И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
- Сливко М. М. Об аллофане из района Вышково в Закарпатье. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.
- Смирнов Г. И. Минералогическая характеристика измененных пород Береговского района в Закарпатье. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 9, 1956.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Соболев В. С., Вартанова И. С., Горбачевская Н. О. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта. Труды Львовск. геол. об-ва, серия петрогр., вып. 1, 1947.
- Соболев В. С., Белякова С. М. Об ультраосновной породе Закарпатской области УССР. Труды Львовск. геол. об-ва, серия петрогр., вып. 1, 1947.
- Соболев В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Верниковский А. Н. К минералогии базальтов Закарпатской области. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 8, 1954.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Соболев В. С., Спитковская С. М., Эйнштейн Р. Я. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 9, 1955.
- Соболев В. С., Костюк В. П. К геологии неогеновых вулканических пород Закарпатья. Труды Лабор. вулк., вып. 13, 1958.
- Соколов Д. Ю. Гиперстен из дацита села Глубокого в Закарпатье. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.

- Солонинко И. С., Чернявский П. Н. Перлиты Закарпатья. В кн.: «Перлит и вермикулит». Госгеолтехиздат, 1962.
- Спирidonов А. И. Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XXVII (1), 1952.
- Спитковская С. М. Неогеновые габбро-диабазы в вулканогенной гряде Закарпатья. Геол. сб. Львовск. об-ва, № 5—6, 1958.
- Спитковская С. М. Особенности контактового метаморфизма, связанного с гипабиссальными интрузиями Вышковского района Закарпатья. Геол. сб. Львовск. об-ва, № 7—8, 1961.
- Струве Н. В. Сравнительная петрохимическая характеристика кайнозойских базальтов южных частей Прибайкалья и Западного Забайкалья. В кн.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Субботин С. Причины тектоничних рухів та механізм формування основних геоструктурних елементів земної кори. Геол. журн., АН УРСР, т. XX, вип. 5, 1960.
- Субботин С. И., Сологуб В. Б. Некоторые особенности тектоники советских Карпат и прилегающих регионов. Материалы V съезда Карпатско-Балканской геол. ассоц. Киев, 1962.
- Ткачук Л. Т., Гуржий Д. В., Иванова Г. Н. Петрография Береговского вулканогенного холмогорья. Научн. зап. Львовск. политехн. ин-та, сб. нефт. фак-та, № 2, вып. 4, 1949.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Кривин А. Л. Новые данные о диабазах и серпентинитах Раховского кристаллического массива (Карпаты). Докл. АН СССР, 1955, т. 104, № 6.
- Ткачук Л. Г., Кудрин Л. И. и Рипун М. Б. Неогеновые вулканические туфы западных областей УССР. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. V, Львов, 1958.
- Турасова И. Ф. Основные черты строения миоценовых вулканических образований Закарпатья. Труды Моск. геол. разв. ин-та, т. 26, 1954.
- Трушкевич Р. Г. До питання про вищикнення складок у східній частині Мукачовської западини. Геол. журн. АН УРСР, т. XX, вип. 3, 1960.
- Устиев Е. К. Некоторые особенности механизма происхождения пористости лав на примере позднечетвертичного трахибазальтового потока долины Мони. «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, 12.
- Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулкан Южно-Ануйского хребта и Восточно-Азиатская вулканологическая провинция. Труды Лабор. вулк., вып. 13, 1958.
- Устиев Е. К. Ануйский вулкан. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Устиев Е. К. Некоторые петрологические и генетические аспекты проблемы игнибригов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1961, 2, № 11.
- Устиев Е. К. Петрография. В кн.: «История естествознания в России». Т. III. Геолого-географические науки. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулcano-плутонических формаций. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Фаворская и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. Тр. ИГЕМ, вып. 45, 1961.
- Ферсман А. Е. Ископаемые богатства Карпат. «Природа», 1946, № 4.
- Фишкин М. Ю. О липаритовых куполах Береговского района Закарпатской области. Бюлл. вулк. ст., № 25, 1954.
- Фишкин М. Ю. Тридемит из лейкократового андезита Чопской впадины. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 10, 1956.
- Фишкин М. Ю. К минералогии и условиям образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья в Закарпатье. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 12, 1958.
- Ханн В. Е., Шейнман Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. «Сов. геол.», 1960, № 11.
- Цысь П. Н. Геоморфологические районы Советских Карпат. Геоморф. сб., вып. III. Львов, 1956.
- Цысь П. Н. Геоморфология УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
- Нашкин К. С. Лучистая обманка одного из месторождений Закарпатья. Бюлл. науч. студ. конфер. Львовск. ун-та, ч. 2, 1954.
- Шейнман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Труды ВНИИ — 1, вып. 49. Магадан, 1959.
- Шейнман Ю. М. О тектонических условиях магмообразования. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шеремета В. Г. Стратиграфия паннонских отложений Закарпатья по фауне остракод (автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук). Львов, 1958.
- Шеремета В. Г. Стратиграфія палеоценових відклад Закарпаття по фауні остракод. Питання геології Львівськ. держ. унів., вип. 9, 1958.
- Шрок Роберт. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
- Sech F., Matherny M. Granaty z fytolitov (lok. Lenné) atufitov podvihorlatskej uholnej panvy (lok. Hnojne). Geol. Sborn. Slovenskej Akademie Vied IX—2. 1958.

- Coch A. Die Tertiärbildungen des Breckens der Siebenbürgischen Landestheile, II Neogene Abteil., Budapest, 1960.
- Cross W., On the occurrence of topaz and garnet in lithophyses of rhyolite. *Am. Jour. Sci.*, 3rd series, vol. 31, 1886.
- Jendrejaková O., Senes J., Slavik G. Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientáčného víťu Hh — 14 v Podvihorlatskej lignitovej panve. *Geol. práce, Zpravy* 11, 1957.
- Hay R. Formation of the crystal-rich grolwing avalanche deposits of St. Vincent. *J. Geol.* N 5, 1959.
- Heffer A., Nagyszőlösi Hegysegningli z restenen földtani viszoniai, Beszam a. m. Kiz. Földtani Jutezed Vitaulescinek mukalataird, V. Cof., 2. Budapest, 1943.
- Huang Kan-tzu. Discovery of a Variety of Garnet in the Volcanic Rocks in Kuantien, Lianing. *Geol. review.*, vol. 17, № 4, 1957.
- Kodera M., Krist E., Matera M. Charakter granátov z Burzova a Pomjasla. *Geol. Sbornik Slov. Akad. Vied. Ročh.* VIII. č 2, 1957.
- Kreutz F. Das Vihorlat-Gulín-Trachitgebirge (im nordöstlichen Ungarn) *Jahrbuch DKK Geol. Reichanstalt*, Bd. 21, Heft 1, 1871.
- Kulhaiy C., A Beregszászi hegyseg eruptio Kozetei is ezek elvaltoza sai, Földtani Közlöny, kot. 36. Budapest, 1936.
- Kulhan M. Unděný vulkanizmus Karpatskeho orogenu a vulkanologicke studia v. ser. Části Presovskych hor. *Práce Státneho Geol. ústavu.*, sošil. 17. 1948.
- Kulhan M. Problemy mladotretiohornito vulkanizmu slovenscych Karat. *Geol. práce Zosit* 49, 1958.
- Oncesen N. *Geologia Republicii Populare Romine*. Editura Tehnice, Bucuresti, 1957.
- Pabst A. Garnets from vesicles in rhyolite near Ely, Nevada. *The American Mineralogist*, vol. 23, N 2, 1938.
- Pantió G. The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. *Acta geologica a magyar tudomanyos akademia földtani közlönye*. t. VI, fasciculi 3—4. Budapest, 1962.
- Richtshufen F. Trachite im nordöstlichen Ungarn. *Verh. DKK. Geol. Reichanst.*, Wien 1858.
- Salat J. Petrochemia vulkanitov presovsko — Tokajského pohoria. *Geologicke prace, Zosit* 46, 1957.
- Senes J. Dokazy pritomnosti brakicheho vyssieho sarmatu (bessarab) v Podvihorlatskej panve. *Sbornik VII/1*, 1957.
- Slavik L. Vztah vulkanitov pohoria vihorlat u sedimentom seveni Casti Poliskej niziny. *Geol. práce, SAV*, № 52, 1959.
- Szabo J. Garnat und Cordierit in den Trachyten Ungarns. *Nehes Jahrbuch*, 1, 1885.
- Szadeczky J. Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des Siebenbürgischen Erzgebirges. *Földtani Közlöny*, XXII, kötet, 1892.
- Vadās E. Grsstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. *Acta geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* t. III. fasciculi 1—3. Budapest, 1955.
- Vivenot F. Beiträge zur mineralogischen Topographi von Osterreich und Ungarn. *Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst.* XIX Band. 1869.
- Vogt T. On the chronological order of deposition of the Highland schists. *Geol. Mag.* No 67, p. 68. 1930.
- Walker T. L. and Parsons A. L. Tubular amygdaloid from Nova Seata. *Univ. Toronto Studies.*, 14. 1922.
- Walker T. Differentiation of the Palisade diabase. *New Jersey, Bull. of the Geol. Soc. of Am.*, 51, No 7. New York, 1940.
- Yamasaki Masao. Garnets from volcanic rocks. *J. Geol. Soc. Japan*, 64, 1958.
- Zepharovich V. R. *Mineralogisches Lexicon für das Kaisertum Osterreich*. B. 1—2. Wien, 1873.
- Zorkovský B. Petrograficko-chemeická povaha niekotorych granatickych hornin na Slovensku. *Technický sbornik*, Bratislava, 1950.
- Zorkovský B. Granat z granatickeho ryolitu z locality «Potičky» južne od obce Lesna na vychodnom Slovensku. *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied R.* IV č 3—4, 1953.
- Zorkovský B. Chemika povaha granátu z granatickeho andezitu severozapadne od obce velky Sariš (vycodne Slovensko). *Geol. sborn. Slov. Acad. Vied. R.* VII č 3—4, 1956.

## Содержание

---

Введение . . . . .	3
История геологических исследований . . . . .	4
Краткий геологический очерк . . . . .	11
Вулканизм геосинклинального цикла (мел — палеоген) . . . . .	15
Вулканизм орогенного цикла (неоген) . . . . .	18
Первая фаза орогенного вулканизма (средний миоцен) . . . . .	20
Вторая фаза орогенного вулканизма (тортон — паннон) . . . . .	37
Вулканогенные образования верхнеплиоценового возраста . . . . .	63
Третья фаза орогенного вулканизма (нижний левантин) . . . . .	67
Четвертая фаза орогенного вулканизма (верхний левантин) . . . . .	120
Вулканизм посторогенного (платформенного) цикла . . . . .	177
Петрохимические особенности вулканогенных пород . . . . .	197
Условия дифференциации магмы . . . . .	216
О связи метасоматических процессов с вулканизмом . . . . .	223
Полезные ископаемые вулканического происхождения . . . . .	229
Развитие вулканизма . . . . .	233
Заключение . . . . .	241
Литература . . . . .	243



*Малева Евгений Федотович*  
**Неогеновый вулканизм Закарпатья**

*Утверждено к печати Институтом вулканологии  
Сибирского отделения Академии наук СССР*

Редактор издательства *Н. Б. Золотова.*  
Технический редактор *Г. С. Сижкина*

Сдано в набор 14/II 1964 г. Подписано к печати 16/IV 1964 г.  
Формат 70×108<sup>3</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 15,75+2 вкл. Усл. печ. л. 21,58+2 вкл.  
Уч.-изд. л. 22,1 (21,6+0,5 вкл.). Тираж 1000 экз. Изд. № 2568,  
Т-03688 Тип. зик. № 129. Темплан 1964 г. № 627

*Цена 1 р. 74 к.*

Издательство «Наука».  
Москва К-62, Подсосенский пер., 21

---

2-я типография издательства «Наука».  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

